

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 34 (1954)
Heft: 1

Artikel: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin)
Autor: Günthert, Armin
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-27132>

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>

Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin)

I. Petrographie des oberen Val Peccia

II. Tektogenese des Maggia-Lappens

Von ARMIN GÜNTHERT (Basel)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
Einleitung	4
Einführung in die Topographie.	4
Einführung in die Tektonik und Petrographie	6
Aufgaben und Methodisches	9
I. Petrographie des oberen Val Peccia.	11
Muldengesteine	11
Die Sedimenthülle des Gotthard-Massivs (Südrand).	12
Die Bedretto-Mulde	12
Bündnerschiefer (Jura)	13
Dolomite	13
Carbonatführende Glimmer-Feldspatquarzite	13
Konglomerate	15
Die Teggiolo-Mulde.	18
Die Gesteine der Trias	18
Grobbankige, massige, weisse bis gelbliche Kalkmarmore	18
Skapolithgneise	20
Der Cobaltocalcitmarmor von Gheiba (Val Peccia)	25
Glimmerhaltige und reine Quarzite	27
Die Bündnerschiefer (Jura)	28
Über die Sedimentationsgeschichte der Mulden.	29
Zur Metamorphose der Muldengesteine	36

Deckengesteine	41
Der Maggia-Lappen	41
Einleitung	41
Petrochemischer Charakter der Gesteinsserie	41
Chemische Analysen	41
Seriale Kennzeichen	45
Die einzelnen Gesteinstypen	53
Hüllgesteine	53
Konglomeratgneise	53
Grobe Konglomeratgneise	56
Feine Konglomeratgneise (psephitische Augengneise)	61
Vergleiche	63
Petrogenetische Deutung	64
Helle, feinflaserige, feinkörnige, plattige Alkalifeldspatgneise	68
Dunkle, feinkörnige, dünnplattige bis schiefrige glimmerreiche Plagioklasgneise	74
Glimmerschiefer	76
Hornblendegesteine	79
Hornblendegneise	79
Amphibolite	80
Strahlsteinschiefer	81
Bändergneise	84
Kerngesteine (Matorello-Gneise)	90
Gang- und Adergesteine	97
Aplitische Gesteine	97
Pegmatitische Gesteine	103
Quarzgänge und Quarzknuern	104
Über die alpine Metamorphose	104
Hüllgesteine	105
Kerngesteine	109
Schollenmigmatite der Grenzzone zwischen Kern und Hülle	113
Über das Alter der Kerngesteine	117
Die Antigorio-Decke (Stirnregion)	120
Zusammenfassung	120
II. Tektogenese des Maggia-Lappens	123
Einleitung	123
Die Mulden	123
Die Bedretto-Mulde	123
Die Teggiolo-Mulde	125
Der Kontakt Antigorio-Gneis: Triasmarmor	128
Der Maggia-Lappen	131
Tektonische Stellung	131
Paralleltexturen des Matorello- und des Alpigia-Teillappens	135

Die alpine Faltung	137
Entstehungsfolge der Decken des NW Tessins	137
Tektogenese des Maggia-Lappens.	138
Summary	147
Literaturverzeichnis	150
Bemerkungen zu den Tafeln	155

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung von Herrn Prof. M. REINHARD begonnen und unter Leitung von Herrn Prof. E. WENK abgeschlossen worden. Gerne spreche ich Herrn Prof. M. REINHARD meinen herzlichen Dank aus für die gründliche Einführung in die mineralogisch-petrographischen Arbeitsmethoden, für seine Besuche im Terrain, für sein stetes Interesse und für all seine Unterstützung. In gleichem Masse bin ich Herrn Prof. E. WENK zu tiefem Dank verpflichtet für die Einführung in die Gefügekunde und in die Petrochemie, für die Überlassung von Dünnschliffen und Azimutangaben linearer Parallelgefüge aus meinem Arbeitsgebiet, wie auch für wertvolle Anregung durch Vorlesung und Diskussion, für gemeinsame Begehung im Felde und für jede Ermutigung.

Ebenso danke ich den Herren Dr. O. GRÜTTER und Prof. A. RITTMANN für vielseitige Ratschläge und Auskünfte, wie auch für die Einführung in die optischen, chalkographischen, pyrognostischen und mikrochemischen Bestimmungsmethoden. Ferner schulde ich folgenden Herren grossen Dank:

Prof. P. BEARTH für die Einführung in die chemische Gesteinsanalyse und für anregende Vorlesungen und Diskussionen;

Dres. H. SCHWANDER und W. VÖGTLI für die Anfertigung je einer Gesteinsanalyse;

Prof. A. BUXTORF für die Einführung in die Feldarbeit;

Prof. J. CADISCH für die Einführung in das Stereogramm-Zeichnen und für zahlreiche Photographien des Quellgebietes der Maggia und der Bavona;

Dres. H. BUCHMANN, W. BRÜCKNER, C. E. BURCKHARDT, P. HASLER, W. NABHOLZ, P.-D., und A. SPICHER für Kameradschaft, kritische Diskussion, wertvolle Angaben und Funde;

J. SCHALLER, Betriebsleiter des Bruches der Cristallina AG, Peccia, für Marmorproben und Angaben darüber;
 K. WAHL† und E. GLAUSER für die Anfertigung der Dünnschliffe und für zahlreiche bereitwillige Hilfeleistungen;
 meinem Freund W. LEIBUNDGUT-HAAS für die Reinschrift des Manuskriptes und für andere Unterstützungen;
 der Bevölkerung des Val Peccia, des Valle Maggia und des Val Bedretto für Gastfreundschaft im Tal und auf den Alpen.
 Mein tiefster Dank gilt jedoch meinen lieben Eltern, die selbstlos mein Studium ermöglicht haben.

Einleitung

EINFÜHRUNG IN DIE TOPOGRAPHIE

Hiezu Textfig. 1 und topographische Skizze auf Tafel I, ferner Tafel VII in BURCKHARDT (1942).

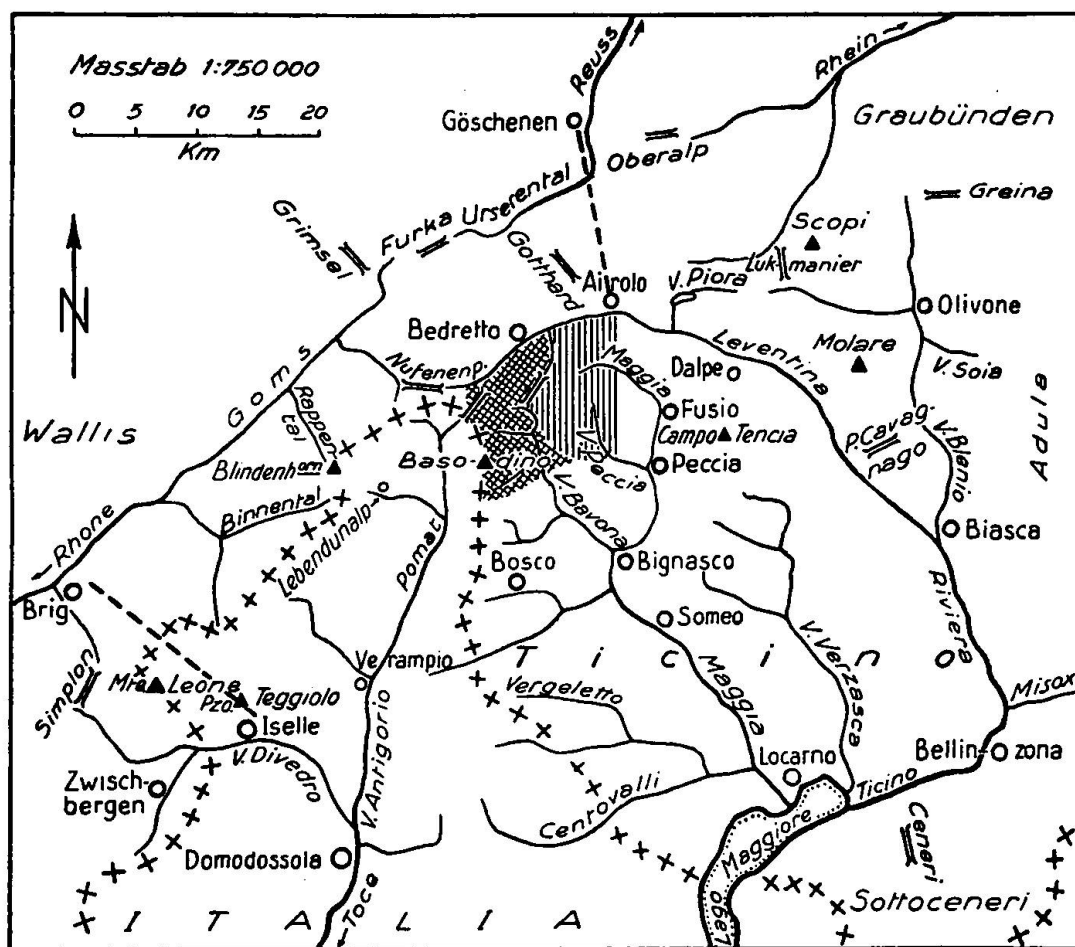
Das untersuchte Gebiet liegt im nördlichen Teil des Kantons Tessin, SW Airolo. Es ist dargestellt auf den Blättern 491 (Gotthard) und 495 (Basodino) des „Topographischen Atlas der Schweiz (Siegfried-Karte)“ und auf Normalblatt 531 (Nufenenpass-E) der „Landeskarte der Schweiz“.

Die Orts- und Höhenangaben der Tafeln I—IV sind dem „Topographischen Atlas der Schweiz“ entnommen; Namen und Koten stimmen nicht überall mit denjenigen der „Landeskarte der Schweiz“ überein. Wo Abweichungen vorkommen, setzen wir im folgenden die neuen Orts- und Höhenangaben mit dem Buchstaben L (Landeskarte) in Klammern hinter die alten Orts- und Höhenangaben, z. B.: La Corona P. 2650 (L.: P. del L. Scuro 2648,0).

Unser Untersuchungsgebiet hängt geologisch eng zusammen mit der E anschliessenden Region des obern Maggiales (Val Lavizzara, Blätter 503 (Faido) und 507 (Peccia) der „Siegfried-Karte“ und Normalblatt 532 (Leventina-W) der „Landeskarte der Schweiz“). Es muss deshalb im Laufe der Arbeit öfters auf die Topographie und Geologie dieser Region eingetreten werden. Um Vergleiche mit den geologischen Karten von PREISWERK (1918) und HASLER (1949) zu erleichtern, erwähnen wir auch hier jeweils die alten und neuen Ortsnamen.

Lage und Umgrenzung des Untersuchungsgebietes gehen aus der Textfig. 1 und der Tafel I hervor.

Orographisch gliedert sich das untersuchte Gebiet in vier Regionen:



**Fig. 1. Topographische Übersichtsskizze des Gebietes zwischen Simpron und Adula.
1 : 750 000.**

Kreuzschraffiert: von C. E. BURCKHARDT kartiertes Gebiet. Senkrecht schraffiert:
von A. GÜNTHERT kartiertes Gebiet. (Beide Gebiete dargestellt auf Tafel I.)

1. Südhang des Val Bedretto von Airolo bis Ossasco und E-Hang des Val Cristallina.
2. Alpe Campo la Torba (Quellgebiet der Maggia).
3. Oberes Val Peccia bis nach Al Piano hinunter.
4. Die E-Hänge des Val Bavona vom Passo Cristallina bis zur Alpe Sevinera (L: Alpe Savinera, C. di Là 2060) ob S. Carlo di Bavona.

Es wird auf eine Darstellung der Morphologie des Untersuchungsgebietes verzichtet und auf PREISWERK (1918, S. 74), BURCKHARDT (1942, S. 104f. und Tafel VIII), HASLER (1949, S. 55f., 84f.) und die darin zit. Literatur verwiesen.

EINFÜHRUNG IN DIE TEKTONIK UND PETROGRAPHIE

Vgl. Fig. 2 und Tafel VI, ferner tektonische Skizze Tafel I.

Das untersuchte Gebiet liegt S des Gotthard-Massivs in der Stirnregion der penninischen Decken der Tessiner Hochalpen.

Die einzelnen Decken werden voneinander getrennt durch metamorphe mesozoische Muldengesteine (= Deckenscheider). Nach PREISWERK (1934, S. 192f.) sind die penninischen Decken W des Tessinflusses wie folgt zu gliedern:

Oberpenn. Decke: Bernhard-Decke mit ihren Teillappen.

Unterpenn. Decken: Höhere Decken: Monte Leone-Decke im W,
Simano-Decke im E.

Tiefere Decken: Antigorio-Decke im W,
Leventina-Decke im E.

Liegendes der Antigorio-Decke: Verampio-Granit.

In diesem Deckensystem können von S nach N folgende drei Zonen unterschieden werden:

1. Die steil stehende Wurzelzone. Sie biegt nach N um in
2. die tafelartige Scheitelregion. Diese geht weiter nach N über in die oft kompliziert gebaute
3. Stirnregion. Diese bildet den Gegenstand der vorliegenden Untersuchung.

Die Deckenstirnen stecken in den an den Südrand des Gotthard-Massivs angeschobenen und zusammengestauten, metamorphen mesozoischen Sedimenten der Bedretto-Mulde. Diese Muldengesteine reichen teilweise weit gegen S als trennende Elemente zwischen den verschiedenen Decken, Teildecken und Lappen. PREISWERK (1936, S. 25f.; siehe auch KÜNDIG, 1936, S. 109f., Tafel IV, Fig. 9) unterschied folgende Teildecken und Teillappen der oberpenninischen Decke (von W nach E):

Lebendun-Teildecke, Maggia-Lappen, Campo Tencia-Lappen, Dalpe- und Nara-Lappen und Soia-Teildecke.

Das untersuchte Gebiet liegt im Maggia-Lappen. Dieser stellt nach PREISWERK (1918, S. 72) einen Stirnteil der Bernhard-Decke dar, der mit der Wurzelregion durch einen schmalen Stiel verbunden ist. Der Maggia-Lappen taucht nach diesem Autor in der Gestalt eines kreisförmigen und steilwandigen Löffels tief in die ihn umgebenden Mulden ein. Im E wird er durch die Campolungo-Fusio-Mogno-Zweigmulde, im N und NW durch die Bedretto-Mulde, im SW und S durch die Teggiolo-Zweigmulde um-

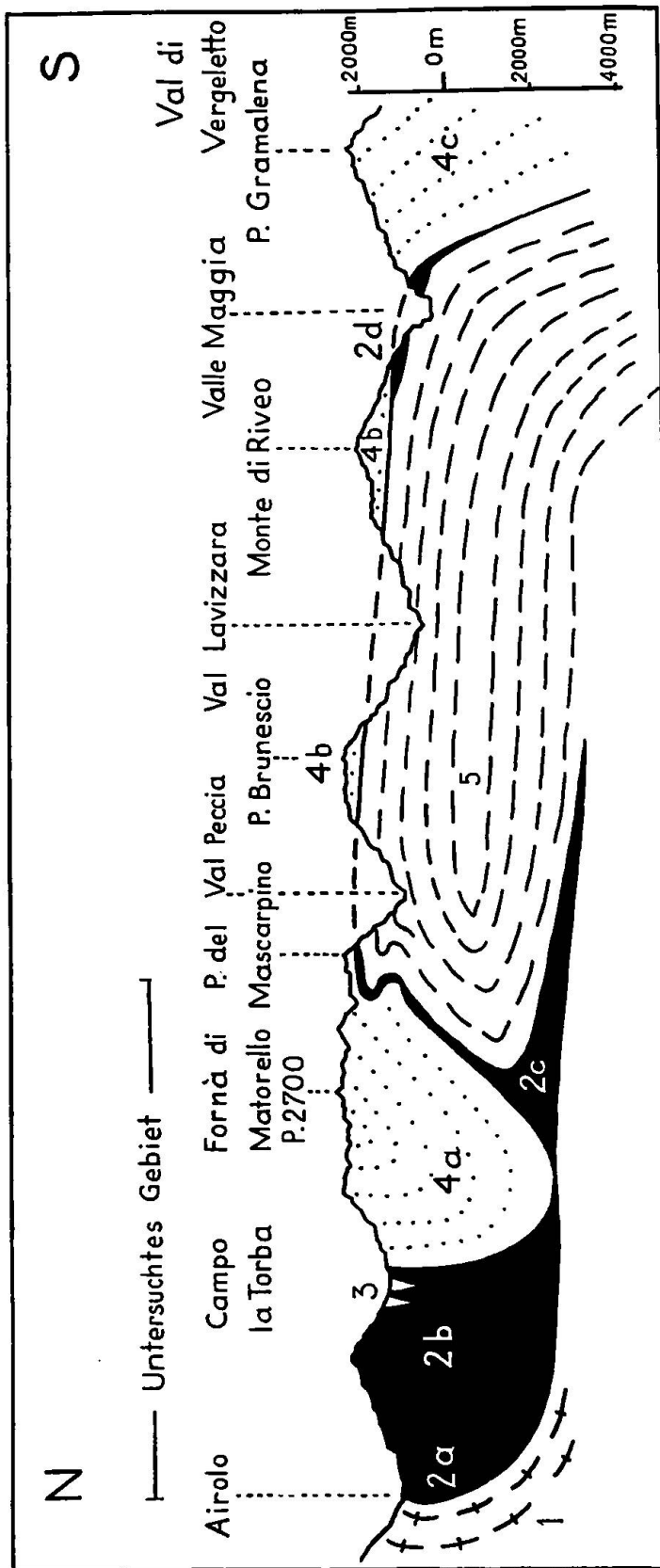


Fig. 2. Schematisches Sammelprofil durch den Maggia-Lappen und südlich anschließende Decken des Valle Maggia und Val di Vergeletto. 1 : 300 000.

1. Gotthard-Massiv (Tremola-Serie).
2. Muldengesteine:
 - a) Südliche Sedimenthülle des Gotthard-Massivs (Rauwacke, Marmor),
 - b) Bündnerschiefer (Jura) und Trias der Bedretto-Mulde,
 - c) Bündnerschiefer und Triasmarmore der Teggio-Mulde.
 - d) Triasmarmore der Someo-Mulde.
3. Eingeschuppte und eingefaltete Stirnlamellen (Gneise) des Maggia- und des Basodino-Lappens.
4. Maggia-Lappen und dessen südliche Fortsetzung (Maggia-Deckenkomplex):
 - a) Stirnregion (Matorello-Teillappen),
 - b) Scheitelregion,
 - c) Wurzelregion.
5. Antigorio-Decke.

säumt. Diese Mulden trennen den Maggia-Lappen vom Campo Tencia-Lappen und der Leventina-Lucomagno-Decke im E, vom Gotthard-Massiv im N, von der Lebendun-Teildecke im W und von der Antigorio-Decke im S.

Der Stiel des Maggia-Lappens besitzt an seiner engsten Stelle zwischen Veglia (Weiler im unteren Val Peccia) und Mogno (Dorf im Valle Maggia) eine Mächtigkeit von nur $2\frac{1}{2}$ km. Er setzt sich bei konstantem E-Fallen der Schichtverbände südwärts fort bis Someo (Valle Maggia), wo er nach PREISWERK (1921, S. 486, Tafel IX, Profil IV und idem, 1925, S. 182, 185) in die Wurzelregion der Bernhard-Decke übergeht. Nach demselben Autor (1918, S. 72) soll der Maggia-Lappen durch ein von Fusio dem Val Sambuco aufwärts folgendes, isoklinales Quergewölbe in zwei Teillappen geteilt sein, in den Rodi-Teillappen im W und den kleineren Sambuco-Teillappen im E.

Nach neueren Untersuchungen (BUCHMANN, 1953) erfährt der Rodi-Teillappen seinerseits durch die Bena-Mulde eine Unterteilung in den Matorello-Teillappen und in den Alpigia-Teillappen. Der Alpigia-Teillappen sitzt keilartig im Stiel des Maggia-Lappens; dieser umhüllt den Alpigia-Teillappen. Es ist deshalb angezeigt, den Begriff „Rodi-Teillappen“ fallen zu lassen und den Maggia-Lappen aufzuteilen in den Matorello-, den Alpigia- und den Sambuco-Teillappen.

Mein Untersuchungsgebiet umfasst die W Hälfte des Matorello-Teillappens samt Muldensaum (Teile der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde). Untersucht wurde ferner das E-Ende des Basodino-Lappens; wir verstehen darunter nach BURCKHARDT (1942, S. 173) die Lebendun-Decke des Basodino-Gebietes.

Der Matorello-Teillappen enthält im Kern Gesteine von vorwiegend granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung; daneben treten untergeordnet auch quarzdioritische Gesteine auf. Diese Kerngesteine sind z. T. parallelstruiert, z. T. massig. PREISWERK (1918, S. 63) hat sie als Matorellogranit beschrieben. Wir nennen die Kerngesteine des Matorello-Teillappens Matorello-Gneise, denn sie sind vorwiegend als grobkörnige Alkalifeldspatgneise, untergeordnet auch als grobkörnige Plagioklasgneise entwickelt. Beide Varietäten gehen lokal über in massige Varietäten von granitischer Textur.

Auch der Alpigia-Teillappen enthält einen Kern, der aber hauptsächlich aus Gneistypen von quarzdioritischer, seltener von granodioritischer bis trondhjemitischer Zusammensetzung besteht. Sie sind meist parallelstruiert; massige Kerngesteine sind selten und stets als konkordante Bänke eingelagert. PREISWERK (1918, S. 63) nannte sie Alpigia-

Granit. In Übereinstimmung mit BUCHMANN (1953) fassen wir die Kerngesteine des Alpigia-Teillappens unter dem Namen Alpigia-Gneise zusammen.

Die Kerngesteine des Matorello- und des Alpigia-Teillappens werden von einer konzentrisch-schalig angeordneten Serie von vorwiegend metamorphen Paragesteinen umhüllt, die folgende Gesteinsarten umfasst: Plattige, feinflaserige Alkalifeldspatgneise, Augengneise, Konglomeratgneise, glimmerreiche feinkörnige Plagioklasgneise, Bändergneise, Glimmerschiefer, Hornblendegneise, Amphibolite, Marmore. Dazu treten weniger häufig: Aplitische und pegmatitische Gesteine, Hornblendefelse, Giltstein und Quarzgänge. Die Hüllgesteine des Matorello- und des Alpigia-Teillappens stimmen weitgehend miteinander überein; sie sind auch identisch mit den Gesteinen, die den Sambuco-Teillappen (vgl. HASLER, 1949) aufbauen, in den sie hineinstreichen.

Der Basodino-Lappen ist vertreten durch plattige — z. T. Augenführende — Alkalifeldspat- und Plagioklasgneise.

Am Aufbau der Muldenteile beteiligen sich Kalkglimmerschiefer, kalkfreie Glimmerschiefer und Phyllite, Quarzite, Konglomerate, Dolomite, Skapolithgneise und Marmore.

In der Karte Tafel I und den Profiltafeln II—IV konnten die verschiedenen Gesteinsarten ihrer z. T. geringen Mächtigkeit wegen nicht alle ausgeschieden werden. Dem Auftreten von Gesteinsübergängen wurde in Karte und Profilen durch Weglassen von Trennungslinien Rechnung getragen, soweit die Klarheit der Darstellung nicht darunter litt.

AUFGABEN UND METHODISCHES

Die Geschichte der geologischen Erforschung des Penninikums des NW-Tessins ist durch KÜNDIG (1936), BURCKHARDT (1942, S. 102f., 170f.) und HASLER (1949, S. 53) geschildert worden. Es sei nur folgendes hervorgehoben: Als erster hat PREISWERK (1918) diese Region genauer untersucht und kartiert. Seine Karte enthält mein ganzes Untersuchungsgebiet und ist sehr zuverlässig, mit Ausnahme einiger abgelegener und von PREISWERK offenbar nicht begangener Geländestellen. Seit PREISWERKS (1918, 1921, 1925, 1934) Arbeiten ist die Erforschung des Tessins weitergeschritten und es sind neue tektonische und petrogenetische Deutungen (s. NIGGLI u. a., 1936c.) entstanden, die auch unser Arbeitsgebiet betreffen. Diese Deutungen widersprechen sich z. T. schroff. Es erschien deshalb notwendig, das gesamte Penninikum des NW Tessins einer detaillierteren geologisch-petrographischen Untersuchung zu unterziehen. Sie

wurde unter der Leitung von Prof. M. REINHARD seit 1937 von Doktoranden des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Basel durchgeführt (BURCKHARDT, 1942; HASLER, 1949; BUCHMANN, 1953).

Der vorliegenden Arbeit stellten sich folgende Aufgaben:

1. Kartierung der W-Hälfte des Maggia-Lappens und der umgebenden Mulden im Massstab 1 : 10 000 (Val Bedretto) und 1 : 25 000 (übriges Gebiet) auf der photogrammetrisch aufgenommenen Unterlage zur Landeskarte der Schweiz. Diese Kartierung wurde in den Sommermonaten 1937 bis 1940 durchgeführt. Die Tafeln I—IV wurden 1941 gedruckt. Davon sind die Tafeln I und II bereits erschienen in BURCKHARDT (1942). Nach einem langen Arbeitsunterbruch wegen Krankheit wurden alle Untersuchungen ergänzt.

2. Beschreibung aller Hauptgesteinstypen zwecks Abklärung ihrer Genese. Zu diesem Behufe wurden über 700 Handstücke gesammelt und davon 450 Dünnschliffe und 250 Körnerpräparate hergestellt. Daneben standen die Sammlung PREISWERK zu den geologischen Spezialkarten Nr. 48 und 81 nebst Feldbüchern und die Sammlungen BUCHMANN, BURCKHARDT und HASLER zur Verfügung. Dies war um so notwendiger als die Deutungsversuche sich nicht auf das zu enge eigene Arbeitsgebiet allein stützen durften. Da die von BURCKHARDT, HASLER und BUCHMANN beschriebenen Gesteine z. T. unverändert, z. T. verändert in mein Untersuchungsgebiet streichen, werden hier nur jene Gesteinstypen eingehend beschrieben, die den Gebieten dieser Bearbeiter fehlen oder die in meinem Gebiet von wesentlicher Bedeutung und z. T. auch anderer Ausbildung sind, wie z. B. die bisher nicht bekannten Konglomeratgneise und die Kerngesteine des Maggia-Lappens.

Die Nomenklatur der Gesteine fusst auf dem Mineralbestand und dem Gefüge. Die Verwendung petrogenetischer Begriffe erfolgte im Sinne der im Text zit. Literatur und, wo nicht zitiert, im Sinne von NIGGLI (1924, 1948, 1950), REINHARD (1935), BARTH-ESKOLA (1939) und WENK (1948). Zur Abklärung petrogenetischer Fragen wurden 8 chemische Gesteinsanalysen (zur Kontrolle doppelt) angefertigt. Die Deutung der Entstehung der untersuchten Gesteine stützt sich ferner auf die Arbeit „Über Sedimente und Paragesteine von pazifischem Eruptivgesteinschemismus“, welche in Bd. 33 dieser Zeitschrift erschienen ist.

Methodisches: Die optischen Daten der Feldspäte (Achsenwinkel und An-Gehalt der Plagioklase) und der Amphibole (Achsenwinkel, Auslöschungsschiefe) wurden mit dem Universaldrehtisch ermittelt. Der An-Gehalt der meist invers zonaren Plagioklase wurde nach den Methoden

von REINHARD (1931) und RITTMANN (1929) erhalten. Es konnten die Plagioklase von über 200 Gesteinsdünnschliffen vermessen werden; die Angaben ihres An-Gehaltes in der Gesteinsbeschreibung geben lediglich die Gesamtvariation aller An-Messungen einer Gesteinskategorie wieder. Die übrigen Gemengteile wurden nach WINCHELL (1933), die Körnerpräparate nach RITTMANN und GRÜTTER (1939) bestimmt. Calcit und Dolomit liessen sich nach der von HOLMES (1921) angegebenen Methode der Einbettung in Anilin unterscheiden. Zur Bestimmung der Doppelbrechung wurde die Schliffdicke mit der Mikrometerschraube und der Gangunterschied mit dem Berek-Kompensator gemessen. Die Brechungsindices konnten an Spaltblättchen nach der Immersionsmethode ermittelt werden. Der Modalbestand der analysierten Gesteine wurde mit Hilfe des Integrationstisches von „Leitz“ bestimmt.

3. Die Abklärung des Baues des Maggia-Lappens erforderte die Aufnahme einer Strukturkarte (s. Tafel V) des Matorello- und des Alpigia-Teillappens samt Muldensaum; sie wurde 1949 durchgeführt. Zudem wurden 1937—1941 und 1949—1950 Exkursionen in alle Nachbargebiete und in die Valle Mesolcina unternommen; ferner wurden unter Führung von Herrn Dr. GRÜTTER die Region von Bosco und unter Leitung von Herrn Prof. Dr. WENK das Val Verzasca, die Tessiner Wurzelzone und die Stirngebiete der Leventina-Lucomagno-Decke und des Campo Tencia-Lappens begangen.

I. Petrographie des oberen Val Peccia

Muldengesteine

Die Muldengesteine waren wiederholt Gegenstand eingehender petrographischer Untersuchungen. In der E an mein Untersuchungsgebiet anstossenden Region sind sie von HASLER (1949) und BOSSHARD (1929), in der W anstossenden von BURCKHARDT (1942) näher beschrieben worden. Sie umfassen triadische und jüngere mesozoische Gesteine (Bündnerschiefer), welche in gotthardmassivischer und in penninischer Fazies vorliegen.

Folgende mesozoische Muldenzüge fallen in unser Untersuchungsgebiet:

Südliche Sedimenthülle des Gotthard-Massivs,
Bedretto-Mulde,
Teggiolo-Mulde.

DIE SEDIMENTHÜLLE DES GOTTHARD-MASSIVS (SÜDRAND)

Als einziger Repräsentant dieser schmalen Zone hat das Rauhwacke-Vorkommen zwischen Fontana und Airolo im Val Bedretto zu gelten. Diese Rauhwacke ist nach Aussehen und Zusammensetzung mit der von BURCKHARDT (1942, S. 114f.) beschriebenen gotthardmassivischen Rauhwacke von Ossasco identisch und setzt sich auch in diese fort.

BEDRETTO-MULDE

Die Bedretto-Mulde streicht zwischen dem Gotthard-Massiv im N und den Stirnen der penninischen Decken im S vom Glishorn (S Brig) über Binn, Blindenhorn und den Griespass ins Val Bedretto und Valle Leventina. Im Untersuchungsgebiet grenzt sie im N an die gotthardmassivische Rauhwacke, im S an die Stirn des Maggia-Lappens (vgl. Textfig. 2 und Tafel I). Von der Bedretto-Mulde zweigt zwischen Passo dei Sassi und Passo Corno (vgl. Tafel I und HASLER, 1949, Tafel IV, oder PREISWERKS Karte, 1918) eine Muldenzone nach SW ab. Sie verläuft über Campo la Torba (siehe tektonische Skizze Tafel I und Tafel V)—Passo Naret—Forcla (Passo) di Cristallina—Lago Sfundaun zum Lago Bianco im oberen Val Bavona. Hier vereinigt sie sich mit der Teggiolo-Mulde. Diese Abzweigung der Bedretto-Mulde liegt zwischen der Lebendun-Decke im W und dem Maggia-Lappen im E (vgl. tektonische Skizze Tafel I). Im Gegensatz zu PREISWERK, welcher diese Abzweigung noch zur Teggiolo-Mulde stellte, rechne ich mit BURCKHARDT diese Abzweigung zur Bedretto-Mulde, denn ihre Gesteine stimmen nach Aussehen, Mineralbestand und Grad der Metamorphose mit den Gesteinen dieser Mulde überein und unterscheiden sich deutlich von den Gesteinen der Teggiolo-Mulde S des Lago Bianco.

Die von mir untersuchten mesozoischen Gesteine der Bedretto-Mulde lassen sich in zwei Gruppen gliedern:

Trias: Grobbankige, massige weisse Marmore, Rauhwacken und kalkreiche Glimmerquarzite.

Bündnerschiefer (Jura): Kalkreiche bis kalkfreie Glimmerschiefer und Phyllite, Kalke, Marmore, Dolomite, schieferige feldspatfreie Glimmer-Quarzite, carbonatführende Glimmer-Feldspatquarzite und Konglomerate.

Im folgenden werden nur die zu den Bündnerschiefen gehörenden Dolomite, Glimmer-Feldspatquarzite und Konglomerate beschrieben; die übrigen Gesteine der Bedretto-Mulde sind von derselben Ausbildung wie in BURCKHARDTS Untersuchungsgebiet, weshalb wir auf seine Beschreibung (1942, S. 119—129) verweisen.

Bündnerschiefer (Jura)**Dolomite**

Es sind hellbläuliche, gelb anwitternde, feinkörnige massige Gesteine, die wenig verbreitet sind. Sie treten als Bänke auf in den Kalkglimmerschiefern, in den Granat und Chänopodit¹⁾ führenden Glimmerschiefern (SW Misura) und in den Phylliten (ESE Val Pozzolo; N P. 2593). Infolge ihrer geringen Mächtigkeit wurden sie in der Karte nicht ausgeschieden.

Struktur: granoblastisch.

Mittlerer Korndurchmesser: 0,2 mm.

Hauptgemengteile:

Dolomit	70—99 Vol. %	Nebengemengteile:
Quarz	0—30 „	Muscovit, Calcit.

Die Dolomitkörner sind buchtig verzahnt. Der Quarz liegt in verzahnten, stark undulös auslöschenden Körnern vor, welche meist Nester und Zeilen bilden.

Carbonatführende Glimmer-Feldspatquarzite (Gl-F-Quarzite)
(Auf Tafel I nicht ausgeschieden)

Diese hellgrauen, nicht gneisartigen, braun anwitternden Gesteine treten als wenig mächtige Lagen und Linsen in kalkfreien Glimmerschiefern und Phylliten (vgl. S. 158, Bemerkungen zu Tafel IV), wie auch als Zement und Gerölle in den Konglomeraten des Valle Marscia (SW bis SE Poncione di Vespero) auf.

Texturell lassen sich massige, glimmerarme Varietäten von schieferigen, glimmerreichen unterscheiden.

Struktur: granoblastisch-porphyroblastisch, richtungslos bis parallelstruiert.

Mittlerer Korndurchmesser: Grundgewebe 0,3 mm. Porphyroblasten 1 mm.

Hauptgemengteile:

Quarz	60—70 Vol. %
Kalifeldspat	10—40 „
Albit (8% An)	0—20 „
Muscovit	1—10 „

¹⁾ Fächerartig angeordnete gemeine Hornblende (vgl. BURCKHARDT, 1942, S. 127).

Biotit	1—10 Vol. %
Calcit + Dolomit	1—10 „

Nebengemengteile: Apatit, Limonit, Hämatit, schwarzes Erz, Rutil, kohlige Substanz, Zoisit, Titanit.

In einem granoblastischen Grundgewebe aus Quarz, Carbonaten, Glimmern und Feldspäten treten Porphyroblasten von getrübt, undulös auslöschendem Kalifeldspat auf. Die Porphyroblasten sind z. T. siebstruiert, z. T. granuliert und von sekundärem Serizit umhüllt; sie umschliessen alle Komponenten des Grundgewebes. — Die übrigen Gemengteile sind ähnlich ausgebildet wie in den von BURCKHARDT (1942, S. 123) beschriebenen Glimmerquarziten.

Mikroskopisch lassen sich Kalifeldspat- und Albitquarzite unterscheiden. In den Profilen (Tafel II und IV) liessen sich jedoch diese Gesteinsvarietäten nicht getrennt darstellen, da sie makroskopisch von derselben Ausbildung und im Terrain wegen der Gesteinsübergänge schwer verfolgbar sind.

Ausgangsmaterial dieser Quarzite waren schwach kalkig-tonige Arkosesandsteine. Diese sind während der Alpenfaltung rekristallisiert unter Neubildung von Kalifeldspatporphyroblasten (Einschlüsse!) oder von Albit. Beide Quarzittypen besitzen denselben Feldspat und ein verwandtes Quarz: Feldspat: Glimmer-Mengenverhältnis, wie die mit ihnen wechsellagernden, etwas quarzärmeren und feldspatreicheren Alkalifeldspat- und Plagioklasgneise der Stirn des Maggia-Lappens. Analoge Verhältnisse fand PREISWERK (1913, S. 9f.) im Simplon-Gebiet, weshalb er die dortigen Bündnerschiefer-Arkosen als „Zertrümmerungsprodukt der benachbarten Gneise“ deutete. Für eine ähnliche Art der Herkunft des klastischen Materials unserer Gl-F-Quarzite — in diesem Falle aus den südlich anschliessenden Deckenstirnen — spricht die Verbreitung der Gl-F-Quarzite: sie finden sich nämlich nur auf Alpe Campo la Torba (vgl. tektonische Skizze, Tafel I und Profil f, Tafel IV), d. h. in der Stirnnähe des Maggia-Lappens, fehlen aber der nördlichen Hälfte der Bedretto-Mulde.

Bei Casa di Mezzo (L: Cà di Mezzo) und SE Garzonera schalten sich Quarzite ähnlicher Ausbildung konkordant zwischen Deckengesteine und triadische Marmore ein; möglicherweise liegen hier alpin in Quarzite umgeprägte permotriadische Sandsteine vor. Doch bleibt die Alterszuteilung dieser mit Marmoren verknüpften Quarzite ungewiss, solange in diesem tektonisch stark verschuppten Gebiet sicherere Kriterien der Unterscheidung fehlen.

Konglomerate

Vorkommen

Wie aus Karte und Profiltafeln (Tafel I und II) ersichtlich, führt die Bedretto-Mulde zwischen Ossasco und Valle Marscia (SE Poncione di Vespero) folgende vier nach ihren Hauptvorkommen benannte Konglomeratlagen:

1. Alpe Cristallina (vgl. BURCKHARDT, 1942, S. 127 f.).
2. Alpe Piscium (L: Pesciüm).
3. Poncione di Vespero.
4. Valle Marscia.

Zwischen diesen vier Konglomeratlagen, die alle innerhalb unseres Untersuchungsgebietes auskeilen, sind noch einige kleinere Geröllnester in die Bündnerschiefer eingestreut (NE, N und SSW Misura, NE und S Val Pozzolo, E P. 1914 und SE Alpe Cristallina).

Bindemittel der Konglomerate

Dolomitischer Zement: Granoblastisches Grundgewebe aus Dolomit (\varnothing ca. 0,05 mm) und aus wenig Calcit und Muscovit.

Zement aus Gl-F-Quarzit: Von derselben Ausbildung und Zusammensetzung wie die S. 13 beschriebenen Gesteine.

Glimmerreicher bis quarzitischer Zement:

Textur: Parallel gerichtet bis massig.

Struktur: In einem mittelkörnigen Grundgewebe aus Quarz, Alkalifeldspat und Glimmer treten Alkalifeldspatporphyroblasten und Nester aus Muscovit, Phlogopit, Carbonat und Quarz auf.

Mittlere Korndurchmesser: Grundgewebe: 0,4 mm, Porphyroblasten und Individuen der Nester: 1 bis 5 mm.

Hauptgemengteile:

Quarz	40—60 Vol. %	Nebengemengteile:
Kalifeldspat	20—40 „	Zirkon, Chlorit,
Muscovit	10 „	Rutil, schwarzes
Phlogopit	5—10 „	Erz, Apatit.
Carbonate	10 „	

Die Ausbildung der Gemengteile ist dieselbe wie im Zement der von BURCKHARDT (1942, S. 128) beschriebenen Konglomerate von Casinello. Ausgangsgestein dieses Zementes ist ein mergeliger Arkosesandstein.

Als Geröllkomponenten treten auf:

Mesozoische Gesteine der Bedretto-Mulde (weitaus vorwiegend): Dolomite, Kalifeldspat- und Albitquarzite, calcitreiche Quarzite, Glimmerquarzite, Zweiglimmerschiefer, Muscovitschiefer, Feldspat führende Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und (selten) Kalkmarmore.

Vormesozoische Gesteine (nur in der Konglomeratzone 1): Hornblendegneise, Calcit führende Plagioklasgneise und Zweiglimmer-Plagioklasgneise.

Eine mikroskopische Beschreibung erübrigt sich, weil die mesozoischen Komponenten übereinstimmen mit den entsprechenden Gesteinen der Bedretto-Mulde und die älteren Gneisgerölle ähnlich ausgebildet sind wie entsprechende Gesteine der Tremola-Serie (HEZNER, 1908) oder des Maggia-Lappens.

Die Gestalt der Gerölle ist ellipsoidisch bis spindel- und walzenförmig; der Durchmesser schwankt von 1 cm bis 1 m. Über 1 m grosse Komponenten (Quarzite und Glimmerschiefer) finden sich nur im Valle Marasca (Konglomeratlage 4); sie bilden z. T. Blockschichten, die schon PREISWERK (1918, S. 50) besonders hervorhob. Form, Grösse und Art der Lagerung der Komponenten der übrigen Konglomeratlagen sind ähnlich Abb. 2, Tafel VIII, in BURCKHARDT (1942). NW Passo dei Sassi kommen in der Konglomeratlage 3 auch brekziöse Komponenten vor.

Die Form der Gerölle und die Art ihrer Lagerung beweisen eine dislokationsmetamorphe Beanspruchung. Sie hatte zur Folge: Verschieferung und Umkristallisation des Zementes und Deformation und Einregelung der Gerölle. Es handelt sich um echte Konglomerate, die alpin deformiert worden sind. Dabei scheint die nördlichste Konglomeratlage 1 die stärkste Gerölldeformation (Plättung und Laminierung der Gerölle) erlitten zu haben infolge Stauung der dislozierten Muldengesteine am benachbarten Gotthard-Massiv. Die übrigen Konglomeratlagen weisen keine derartige Laminierung ihrer lang-spindelförmigen Gerölle auf. (Über die Entstehungsschichte der Konglomerate s. S. 31 f.)

Herkunft der Gerölle

Herkunftstypisch scheinen besonders die vorherrschenden Dolomitgerölle zu sein. Sie können nur aus der Trias stammen, denn in den benachbarten vortriadischen Gesteinsserien der Zentralmassive und in den penninischen Gneisdecken fehlen Dolomite völlig; in der Bündnerschieferreihe treten sie zudem in so geringer Mächtigkeit und derart spärlich auf, dass diese posttriadischen Dolomitvorkommen als Lieferanten der zahlreichen Gerölle nicht in Frage kommen.

Nach PREISWERK (1918, S. 51 und Karte 1918) findet sich dolomitische Trias („Zellendolomit“, Rauhwacke) im NW Tessin ausser in zwei kleinen Linsen bei Schiavo und Riale di Berri (NE Airolo) nur südlich der Bedretto-Mulde, und zwar in grösseren Massen am W-Rand des Maggia-Lappens (zwischen Campo di Bavona und Passo di Naret) und an seinem E-Rand (Campolungo-Gebiet bis Colla ob Fusio und von Ambri bis Prato; sowie im Molare-Gebiet). Am N-Rand des Maggia-Lappens fehlt anstehende dolomitische Trias fast völlig. Dafür häufen sich vor dieser Stirn Konglomeratlagen mit Dolomitgeröllen in der Bedretto-Mulde. Es liegt aus diesem Grunde die Annahme nahe, dass die Dolomitgerölle dieser Konglomerate aus der Trias des NW Tessins stammen.

Dasselbe gilt für die zahlreichen Gl-F-Quarzitgerölle. Sie entstammen wahrscheinlich dem Trias-Permokarbon des NW Tessins. Im NW Tessin stehen nach PREISWERK (1918, S. 55) permotriadische Gl-F-Quarzite nur im Campolungo-Gebiet, am Ritomsee, am Mte. Piottino und im Basodino-Gebiet an; sie fehlen aber vor der Stirn des Maggia-Lappens. Die Häufung der Gl-F-Quarzitgerölle in den Konglomeraten der Bedretto-Mulde vor dieser Lücke spricht für mesozoische Erosion permotriadischer Gl-F-Quarzite. Auf diese Erosion folgte die Abtragung der hangenden Dolomite und die Bildung des arkoseartigen und dolomitischen Bindemittels der Konglomerate der Bedretto-Mulde.

Lokal mag das Aussetzen primär wenig mächtiger triadischer Dolomite und permotriadischer Quarzite auch bedingt sein durch primäre Schichtlücken. Eine tektonische Abscherung dieser Gesteine scheint nur untergeordnet in Frage zu kommen, da sämtliche Decken und Mulden des NW Tessins denselben Baustil aufweisen, unabhängig vom Auftreten oder Fehlen triadischer Gesteine. Vor der Stirn des Maggia-Lappens treten triadische Kalkmarmore tektonisch verschuppt auf. Dasselbe wäre zu erwarten von den triadischen Dolomiten und Quarziten. Wenn diese Dolomite und Quarzite nicht voralpin erodiert worden wären, so müssten auch sie heute vor der Stirn des Maggia-Lappens zu finden sein, zusammen mit dessen Gneislamellen und mit den erwähnten Kalkmarmoren. Die triadischen Dolomite und Quarzite treten in der Regel vor den Deckenstirnen zusammen mit den triadischen Kalkmarmoren und mit zerreiblichen Rauhwacken nur dort auf, wo Konglomerate in den Mulden fehlen oder auskeilen (so am P. San Giacomo: vor der Stirn des Basodino-Lappens, im Campolungo-Gebiet: vor der Stirn der Campo Tencia-Decke, im Molare-Gebiet: vor dem Nara-Lappen). Die triadischen Dolomite und Quarzite scheinen im wesentlichen infolge frühalpiner Erosion vor der Stirn des Maggia-Lappens zu fehlen.

TEGGIOLO-MULDE

Die Teggiolo-Mulde streicht vom Simplongebiet her über das Tosatal und den Tamierpass durch das Val Antabbia nach Campo di Val Bavona. Dort teilt sie sich in zwei Äste: der eine Ast zieht zwischen der Lebendundecke im W und dem Maggia-Lappen im E nordwärts an den Lago Bianco, wo er sich mit der Bedretto-Mulde vereinigt. Der andere Ast streicht nach E und erreicht über den P. Castello und den P. della Rossa den Weiler Gheiba im Val Peccia. Hier hat der 1946 eröffnete Marmorbruch neue Aufschlüsse geschaffen. Von Gheiba zieht die Teggiolo-Mulde in den W-Hang des P. del Mascarpino, wo sie auskeilt (vgl. Tafel I und II).

Am Aufbau der Teggiolo-Mulde beteiligen sich folgende Gesteine:

Trias: Weisse, massige grobbankige Kalkmarmore, violetter Cobaltocalcitmarmor, Skapolithgneise und — möglicherweise — glimmerhaltige und reine Quarzite (in Tafel I—IV wurden nur die weissen Marmore ausgeschieden, da die übrigen Gesteine der Trias nur wenige cm bis dm Mächtigkeit erreichen).

Bündnerschiefer (Jura): Kalkglimmerschiefer mit Einlagerungen (in Tafel I und II nicht ausgeschiedener) grobbankiger, massiger bläulicher Kalkmarmore.

Die Gesteine der Trias

Grobbankige, massige, weisse bis gelbliche Kalkmarmore

Diese hellgelb anwitternden Gesteine umfassen den Hauptteil der Trias. Wir unterscheiden reine Marmore und Kalksilikate und Glimmerführende Varietäten, die jedoch durch Übergänge miteinander verbunden und in Karte und Profilen zusammengefasst sind.

Reine Marmore

Textur: grobkörnig massig.

Struktur: granoblastisch.

Mittlerer Korndurchmesser: 1 mm.

Hauptgemengteile:

Calcit	95—99 Vol. %	Nebengemengteile:
Dolomit	1— 5 „	Pyrit, Hämatit.

Die Carbonate liegen in eckig verzahnten Körnern vor. Durch Gebirgsdruck entstandene Zwillingslamellen sind häufig S-förmig verbogen.

Kalksilikat- und Glimmermarmore

führen oft dunkle, gefaltete Phlogopitzüge. An Stelle des Phlogopits kommen auch fingerdicke dunkle Hornblende-Pyritlagen oder blassgrünliche, mehrere mm bis cm lange Tremolitstengelchen vor. In den Phlogopit führenden Varietäten stellen sich bisweilen am Kontakt mit Gneisen hell- bis dunkelgraue Nester und Lagen ein, die aus einem Gemenge von Carbonaten, Glimmern, Feldspäten, Kalksilikaten und Quarz bestehen. Derartige Kalksilikat und Glimmer führende Marmore der Teggiolo-Mulde wurden im Simplontunnel (Progressive 4,325—4,946 ab S-Portal) und bei Cauzza (Val Formazza) in ähnlicher geologischer Situation angetroffen. Hieber gehört auch der Skapolithporphyroblasten führende Marmor von Valdo (PREISWERK, 1913, S. 28, und 1917, S. 167f.). Im Marmorbruch SSW Gheiba wurde ferner eine grün geflammte Bank von Epidotmarmor angefahren mit 1—5 Vol. % Klinozoisit-Epidot, der in kleinen Körnern eingesprengt ist.

Hauptgemengteile:

Calcit	80—90 Vol. %
Dolomit	5—10 „
Zoisit + Epidot	1— 5 „
Muscovit	1— 3 „
Phlogopit	1 „
Skapolith	1 „
Quarz	1 „

Neben- und Übergemengteile: Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit, Apatit, Chlorit, Titanit, Tremolit, Hämatit, Rutil, Pyrit, Hornblende, schwarzes Erz, Zirkon, kohliges Pigment.

Die Carbonate sind ähnlich ausgebildet wie in den reinen Marmoren. Die Glimmer sind leistenartig und tafelig entwickelt. Der Phlogopit zeigt schwachen Pleochroismus: n_α = farblos, n_γ = hellgelbbraun. Die Skapolithkörner bilden glomero-granulare Nester und Zeilen: $n_\gamma - n_\alpha = 0,025—0,040$. Nach Diagramm WINCHELL (1933, S. 294) liegt Dipyr bis Meionit vor (50—90 Mol. % Meionit-Mol.). Quarz und Feldspäte sind in verzahnten Körnern entwickelt. Sie löschen undulös aus und führen alle übrigen Gemengteile als Einschlüsse. Der Plagioklas ist invers zonierte (53—80% An; + 2 V Kern 80°—84°) und nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Gelegentlich treten gitterartige Verwachsungen von Plagioklas und kalkreichem Skapolith auf. Sie stellen eine im Anfangsstadium stehengebliebene Umwandlung des Plagioklases in Skapolith dar. Der Tremolit zeigt schwachen Pleochroismus: $n_\alpha = n_\beta =$

farblos, $n_\gamma =$ lichtgrün; Auslöschungsschiefe = $14-15^\circ$; $2V \sim 90^\circ$; $n_\gamma' < 1,63$. Nach WINCHELL (1933, S. 211) und RITTMANN-GRÜTTER (1939) liegt ein Tremolit mit 0—20 Mol. % Aktinolith-Mol. vor. Die eingangs erwähnten Hornblende-Pyritlagen setzen sich wie folgt zusammen (in Vol. %): Hornblende 75%, Lepidomelan 10%, Quarz 5—10%, Pyrit 2 bis 5%, Calcit 1—5%, Almandin 1%, Apatit. Daten der Gem. Hornblende: $n_\gamma - n_\alpha = 0,021-0,022$; $n_\alpha' = 1,687$; $n_\gamma' = 1,695$; Auslöschungsschiefe = $16-19^\circ$; $2V = -85$ bis 90° . Der Lepidomelan ist pleochroitisch von n_α : $n_\gamma =$ blaugrün: dunkelgrasgrün; $n_\gamma \gg 1,63$. Er ist pseudomorph nach Hornblende und z. T. baueritisiert.

Skapolithgneise

Diese hellgrauen, feinkörnigen schieferigen Gesteine stehen am Kontakt von Alkalifeldspatgneisen mit triadischem Marmor an (SW Gheiba und W Corte grande di Serodano). Sie stimmen überein mit den Skapolithgneisen der Teggiolo-Mulde im Simplontunnel (Progressive 4,500—4,940 km ab S-Portal, PREISWERK 1913, S. 19f.). Der Skapolithgneis SSW Gheiba geht nach S über in kalksilikatfreien Muscovit-Oligoklasgneis. Trotz ihrer geringen Mächtigkeit sind die Skapolithgneise von Bedeutung, weil sie Auskunft geben über die Gesteinsmetamorphose.

Struktur: granoblastisch. Die Schieferung wird erzeugt durch parallel angeordnete Glimmerschuppen und Epidotprismen und durch elongierte Quarz- und Feldspatkörner.

Mittlere Korngrösse: 0,2 : 0,5 mm.

Hauptgemengteile:

Quarz	20—60 Vol. %
Calcit (+ wenig Dolomit)	10—20 „
Biotit	5—30 „
Skapolith	2—30 „
Epidot	0—30 „
Muscovit	0—20 „
Plagioklas	2— 5 „
Alkalifeldspat	0— 5 „

Neben- und Übergemengteile: Chlorit, Titanit, Apatit, Zirkon, Granat, Rutil, Pyrit, Turmalin.

Die buchtig verzahnten Quarzkörner korrodieren die übrigen Hauptgemengteile. Die Carbonatkörner sind meist einzeln in das Gewebe eingestreut. Der Biotit ist pleochroitisch von n_α : $n_\gamma =$ blassgelb : hell-

braun. Die Skapolithkörner bilden Nester und Lagen zusammen mit Glimmer und Epidot. Die Doppelbrechung des Skapoliths beträgt 0,034 bis 0,036. Dies entspricht nach Diagramm WINCHELL (1933, S. 294) einem Mizzonit-Meionit (70—80 Mol. % Meionit-Molekül). Die Epidotgruppe ist durch Klinozoisit und Pistazit vertreten. Der Plagioklas umschliesst alle übrigen Gemengteile. Grössere Individuen sind granuliert. Der An-Gehalt schwankt zwischen 30% und 76%. Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz.

Die Entstehung der „Kontakt“mineralien ist auf einen Stoffaustausch zwischen dolomitführendem Kalkmarmor und anstossendem Alkalifeldspat-Plagioklasgneis zurückzuführen. Aus dem Marmor sind CaCO_3 und MgCO_3 in die Gneise diffundiert, während aus diesen SiO_2 , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 und TiO_2 bezogen wurden zur Neubildung der stabilen Kalksilikate.

Im folgenden soll an einem typischen Beispiel die Art dieser Stoffwanderungen gezeigt werden (Schema S. 22). Es handelt sich dabei um den NNW S. Antonio di Peccia zwischen Marmoren anstehenden Muscovitgneis des Maggia-Lappens, der am Kontakt mit dem Kalkmarmor der Teggiolo-Mulde in Skapolithgneis umgewandelt ist. Auf Grund des mikroskopischen Befundes liess sich der Stoffumsatz nach NIGGLI (1936a) schematisch in Basismolekülen berechnen. Diese Berechnung dient lediglich zur Kontrolle der qualitativen Aussagen.

Die Mineralien des Skapolithgneises sind unregelmässig in Nestern angereichert und die anstossenden gefalteten Muscovitgneise (z. T. kataklastisch) haben starken Lösungsumsatz und Stoffverschiebungen erlitten während der alpinen Metamorphose.

Zwischen dem reinen Kalkmarmor und dem Skapolithgneis ist eine schmale Zone von unreinem Marmor eingeschaltet, die im Schema der Klarheit wegen weggelassen ist. Dieser unreine Marmor setzt sich wie folgt zusammen (Vol. %): 85% Calcit, 5% Dolomit, 5% Klinozoisit-Epidot, 2% Muscovit, 1% Skapolith (50 Mol. % Marialith + 50 Mol. % Meionit), 1% Quarz, 1% Phlogopit und den Nebengemengteilen: Biotit, Titanit, Pyrit, Hämatit, Apatit, Rutil.

Zum Schema (S. 22): Ein Vergleich des Mineralbestandes der Gesteine zeigt, dass Stoffe gewandert sind und unter Mineralneubildung miteinander reagiert haben. Die einzelnen Stoffwanderungen sind aus dem Schema ersichtlich. Aus Gründen der Klarheit der Darstellung wurden die aus der Rechnung sich ergebenden Wegfuhren weggelassen; sie umfassen: $25,15 \text{ Q} + 9,15 \text{ Ne} + 3,2 \text{ Kp} + (\text{CO}_2) + (\text{W})$. Die den Mineralneubildungen zu Grunde liegenden Reaktionen lassen sich in Gleichungen sche-

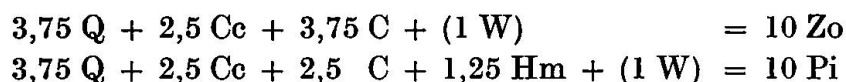
Schema der Stoffwanderungen am Kontakt von Kalkmarmor (Teggiolo-Mulde) mit Muscovit-Plagioklasgneis (Maggia-Lappen) unter Umwandlung von Muscovit-Plagioklasgneis in Skapolithgneis, Val Peccia, Tessin.

Kalk- marmor		Aufnahme von Stoffen durch Diffusion aus dem Kalk- marmor	Skapolith- gneis	Aufnahme von Stoffen			Muscovit- gneis
				aus dem Musco- vitgneis	aus zirku- lieren- den Lösun- gen		
90 Calcit			20 Quarz	20 Q		←	50 Quarz
	→	2,5 Cc	10 Klinozoisit	3,75 Q	3,75 C (1 W)	←	
	→	2,5 Cc	10 Pistazit	3,75 Q 1,55 C	0,95 C 1,25 Hm (1 W)	←	
23,8 Cc (+ Mgs)	→	3,2 Cc	20 Skapolith (80% Me I 20% Ma II)	7,5 Q 2,25 Ne 2,4 Cal 4,4 C	(Cl) 0,25 Ne	←	25 Oligoklas (An 20) = 10 Q + 12 Ne + 3 Cal
	→	0,6 Cc	5 Bytownit (An 80)	2,0 Q 0,6 Ne 0,6 Cal 1,2 C		←	25 Muscovit = 10,7 Kp + 7,15 Q + 7,15 C + (3,6 W)
	→	15 Cc (+ Mgs)	15 Calcit (+ Dolomit)			←	
10 Dolomit	→	5 Mgs	20 Mg-, Fe- Biotit	7,5 Kp 5,0 Q (2,5 W)	2,5 Hm (+ W)	←	
Summe: 100		Summe: 28,8	Summe: 100	Summe: 62,5	Summe: 8,7		Summe: 100

matisch wiedergeben. Im Schema und in den Gleichungen bedeuten: An = Anorthit, C = Korund, Cal = Ca-Aluminat, Cc = Calcit, Cl = Chlor, Cs = Larnit (Ca-Silikat), Fa = Fayalith, Fo = Forsterit, Hm = Hämatit, Kp = K-Nephelin, Ma = Marialith, Me = Mejonit, Mgs = Magnesit, Mus = Muscovit, Nc = Na-Carbonat, Ne = Nephelin, Pi = Pistazit, Q = Quarz, W = Wasser, Zo = Zoisit.

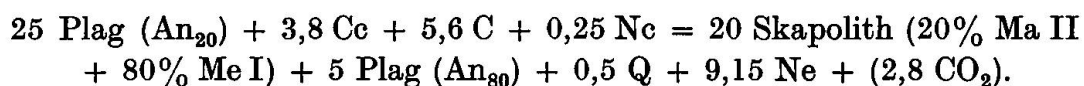
Klinozoisit und Epidot (Pistazit) sind völlig frisch; sie stellen Neubildungen des Kontaktes dar und verdanken ihre Entstehung einer Kalkmetasomatose (Wanderung von Calcium vom Marmor in den Gneis). Dass an solchen Kontakten Calcium sehr beweglich sein kann, hat schon SUNDIUS (1916) betont. Anorthit entstand wohl darum nicht, weil die Temperatur zu niedrig blieb und wässrige Lösungen zirkulierten. Zerfall von Plagioklas in Zoisit ist nicht zu beobachten.

Die Klinozoisit- und die Epidotbildung lässt sich wie folgt ausdrücken:



Die Neubildung von Klinozoisit, Epidot und Skapolith hat den Plagioklasanteil des Gneises reduziert und zu einem grossen Teil ersetzt.

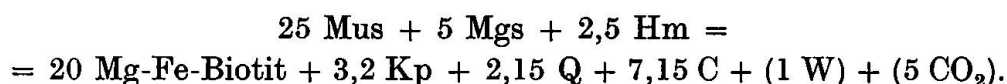
U. d. M. lassen sich verschiedene Stadien der Skapolithbildung beobachten. Der Skapolith verdrängt den Plagioklas (An_{20}) des Muscovitgneises (vgl. S. 19). Gleichzeitig entsteht inverse Zonarstruktur in den nicht skapolithisierten Plagioklaskörnern, die bis zur Bytownitbildung schreitet. Die Skapolith- und die Bytownitbildung aus dem Oligoklas des Muscovitgneises sind als zwei gekoppelte Reaktionen zu betrachten. Ihr Zustandekommen — wie übrigens auch die Pistazitbildung — erfordert u. a. eine geringe Zufuhr von Tonerde, die durch den Abbau des Muscovites frei wird. Die geringen Mengen von Na_2CO_3 und von Cl' , die der Skapolith zu seiner Bildung benötigt, entstammen wohl zirkulierenden Lösungen und abgebautem Ne des Muscovitgneises (ESKOLA, 1939, S. 386). Die Skapolith- und die Bytownitbildung ist hier durch folgende Gleichung auszudrücken:



ESKOLA (1939, S. 382) führt eine solche Skapolithbildung am Kontakt von Kalkstein und Gneisen — bei Abwesenheit von Eruptivgesteinen, wie dies auch im Val Peccia der Fall ist — auf eine Diffusion von CaO oder von CaCO_3 zurück, d. h. auf eine Kalkmetasomatose, die ihre Entstehung einer Regionalmetamorphose verdankt. LINDGREN (1919, S. 43f.) macht

darauf aufmerksam, dass in Gesteinen der genannten Art — auch bei tektonisch ungestörter Lagerung — Calciumcarbonatwässer zirkulieren, die die Silikate (u. a. speziell die Plagioklase) zersetzen, auslaugen und Alkalien, Kalk, Tonerde, Eisen u. a. Stoffe führen können.

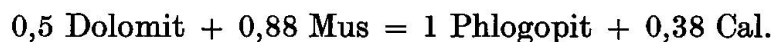
Der Muscovit ist nicht bestandfähig an diesem Kontakt. An seine Stelle tritt der Biotit nach folgender Gleichung:



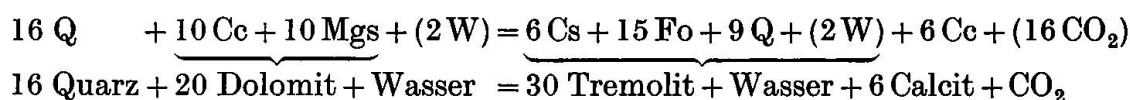
(Das Fo : Fa-Verhältnis des Biotites wurde = 6 : 3 angenommen). Das Mgs entstammt dem Dolomit des Marmors. Die Biotitbildung entdolomitisiert den Marmor. Die Bildung des Biotites — wie auch des Pistazites — benötigt eine geringe Fe-Zufuhr. Das Fe dürfte von Hämatit (Hm) stammen, der in den Nebengesteinen vorkommt. Nach HUTTENLOCHER (1934, S. 63f.) kann Hm mit den übrigen zugeführten Stoffen im Verlauf der alpinen Orogenese aus den Nebengesteinen des Skapolithgneises ausgelaugt und in diesem abgesetzt worden sein. Die bei der Biotitbildung freiwerdenden 7,15 C werden bei der Skapolith- und Pistazitbildung verbraucht, der Rest (Kp, Q) geht in Lösung.

An anderen Stellen des Kontaktes Marmor : Gneis lassen sich ferner beobachten:

Phlogopitbildung, die für die unreinen Marmore von Gheiba di Val Peccia typisch ist, und die dem Marmor ebenfalls Dolomit entzieht:



Tremolit bildet sich in der Kontaktzone unter Zufuhr von H₂O und Verbrauch von MgO des Marmors. In Basismolekülen lautet die Gleichung der Reaktion:



Im übrigen verweisen wir auf HASLERS Ausführungen über die Tremolit-Reaktion (1949, S. 64).

Aus der Berechnung der wesentlichen Stoffwanderungen am Kontakt Marmor : Gneis geht hervor, dass prozentual beträchtliche Mengen von Kieselsäure, Kohlendioxyd, Natrium- und Kalifeldspatsubstanz weggewandert und geringere Mengen von Tonerde- und Eisenverbindungen zugewandert sind. Diese Zufuhren werden im Zusammenhang mit der Entstehung des Cobaltocalcitmarmors betrachtet.

Der Cobaltocalcitmarmor von Gheiba im Val Peccia

SSW Gheiba senkt sich von Corte grande di Serodano (L: P. 1669,5 der Alpe Sarodano) eine steile trockene Schuttrinne zwischen Felswänden aus Alkalifeldspatgneis und triadischem Marmor der Teggiolo-Mulde ins Tal hinunter. Sie ist auf Tafel I als Mineralfundstelle gekennzeichnet. Im Schutt dieser Rinne findet sich auffallend hellvioletter, grobkörniger massiger Marmor. Sein Anstehendes konnte von Herrn J. SCHALLER, Betriebsleiter des Marmorbruches von Peccia, in der N Marmorwand der Schuttrinne gefunden werden. Nach seiner Beschreibung bildet der frische hellviolette Marmor parallel zur horizontalen Klüftung je eine flach nach E einfallende, ca. 4 dm mächtige Lage, welche scharf absetzt vom ebenso frischen, aber gelblich-weissen Nebengestein.

Textur, Struktur und Korngrößen sind dieselben wie im gelblich-weissen Marmor, doch lohnt es sich, auf dieses Gestein näher einzutreten, da es sich durch einen relativ hohen Gehalt an Co und Ni auszeichnet.

Modus:

Calcit	96,8 Vol. %
Chlorit	1,5 „
Biotit	0,8 „
Hornblende	0,4 „
Quarz	0,4 „
Apatit	0,1 „

Der makroskopisch hellviolette Calcit ist im Dünnschliff farblos und ähnlich ausgebildet wie im weissen triadischen Marmor. Der Chlorit ist dem Kaemmererit (ROSENBUSCH-MÜGGE, 1925, S. 605) verwandt. Optische Daten: Pleochroismus: $n_\alpha : n_\gamma = \text{blassrosa} : \text{pfirsichrosa}$; $-2V = \text{sehr klein bis } 0$; $1,596 < n_\gamma \leq 1,632$. $n_\gamma - n_\alpha \leq 0,004$. Die regellos eingestreuten Biotitschüppchen weisen folgenden Pleochroismus auf: $n_\alpha = \text{hellgelb}$, $n_\gamma = \text{braun}$; n_γ liegt zwischen 1,596 und 1,632. Der Biotit erscheint unter Erzausscheidung z. T. chloritisiert. Er umschliesst die Hornblende. Pleochroismus der Hornblende: $n_\alpha' = \text{blassrosa}$, $n_\beta' = n_\gamma' = \text{rosa}$; $2V \sim 90^\circ$; $n_\gamma' : c = 18^\circ$. Diese Daten sprechen nach ROSENBUSCH-MÜGGE (1925, S. 544) für eine Richterit-ähnliche Na- und Mn-reiche Hornblende. Rechnen wir sämtliches MnO des Gesteins (vgl. Analyse S. 26) auf die Hornblende um, so erhält diese 7,5 Gew. % MnO, was übereinstimmt mit den Richterit-Analysen in (DOELTER II, 1914, S. 602).

In Anbetracht der auffälligen Farbe wurden sowohl das Gesamtgestein wie auch der Calcit einer chemischen Untersuchung unterzogen.

Chemische Analyse des Cobaltocalcitmarmors von Gheiba

	Gew. %	
In HCl Unlösliches	0,74	NiO wurde mit Dimethylglyoxym
Sesquioxyde	1,12	bestimmt, CoO nach der α -Nitroso-
CaO	53,34	β -Naphtol-Methode (nach HILLE-
MgO	1,00	BRAND and LUNDELL: „Applied
MnO	0,03	Inorganic Analysis“. New York
NiO	0,18	1929).
CoO	0,84	
H ₂ O +	0,62	
H ₂ O -	0,08	
CO ₂	42,00	Spez. Gew. = 2,72
	99,95	Anal.: GÜNTHERT

Qualitative Bestimmung des Cobalts

An reinen Calcitkörnern liess sich Co sowohl pyrognostisch als auch mikrochemisch deutlich nachweisen. Ferner wies Herr cand. chem. K. SCHAEFFERNA in verdankenswerter Weise zur Kontrolle Co nach auf nassem Wege mittels Co (CNS)₂ (Methode VOGEL).

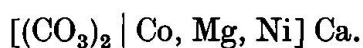
Da der Calcit Co enthält, ist er als Cobaltocalcit zu bezeichnen. Unter der Voraussetzung, dass sämtliches Co an Calcit gebunden ist, berechnen wir aus Modus und Analyse eine theoretische Zusammensetzung des Calcites wie folgt:

Das in HCl Unlösliche (= SiO₂ zum grossen Teil), die Sesquioxyde, MnO, H₂O + und ca. 0,7 Gew.% MgO sind zur Hauptsache in Chlorit, Hornblende, Biotit, Quarz und Apatit enthalten. Den Rest rechnen wir auf 100 Gew.% Calcit um.

Berechnete Zusammensetzung des Cobaltocalcites von Gheiba, Val Peccia, Tessin		Analysierter Cobaltocalcit von Capo Calamita, Elba (DOELTER I., 1912, S. 280)	
	Gew. %		Gew. %
CaO	55,14	CaO	54,41
MgO	0,31	MgO	0,27
NiO	0,18	FeO	0,15
CoO	0,87	CoO	1,27
H ₂ O -	0,08	MnO	Spur
CO ₂	43,42	CO ₂	43,55
	100,00		99,65

Der Vergleich des berechneten Cobaltocalcites von Gheiba mit dem analysierten Cobaltocalcit von Capo Calamita, Elba, zeigt eine gute Über-

einstimmung. Es fragt sich allerdings, ob nicht auch Hornblende, Biotit und Chlorit Co enthalten, was man aus ihren rosa Absorptionsfarben vermuten kann. Co und Ni vermögen Fe und Mg dieser Silikate isomorph zu ersetzen. Aber selbst wenn dies vollständig erfolgt wäre, müsste doch der weitaus grösste Teil des Co-Gehaltes des Gesteins im Calcit stecken, da Hornblende, Biotit und Chlorit in viel zu geringer Menge vorhanden sind um alles Co und Ni zu binden. Mikrochemische und pyrognostische Untersuchungen an Hornblende, Biotit und Chlorit konnten leider wegen zu kargem Material nicht durchgeführt werden. Da Spuren von Fe, Mg und Mn im Calcit durch Co und Ni isomorph ersetzt werden können, kann die Formel des Cobaltocalcites des Val Peccia — in Anlehnung an die Dolomitformel von NIGGLI (1948, S. 91) — so geschrieben werden:



Da die Lagerungsverhältnisse des Cobaltocalcitmarmors noch nicht abgeklärt sind, kommen zwei Entstehungsarten in Frage:

1. Eine metasomatische Cobaltimprägation des Teggiolo-Marmors ohne Erzbildung. Im Tessin treten in der Teggiolo-Mulde Erze nur in spärlichen fingerdicken Adern von Pyrit in der Südwand der Punta della Rossa (NT:La Rossa 2577) und als Nebengemengteil im Grundgewebe der Marmore auf. Die Ursache einer Cobaltimprägation wäre in metamorphen Prozessen zu suchen, da Eruptivgesteine weitherum fehlen. Zu Beginn der konstruktiven Dislokationsmetamorphose können in der Tiefe (evtl. durch metamorphe Differentiation) lokal Stoffe mobilisiert worden sein, die — unterstützt durch tektonische Vorgänge — unter niederen Temperaturen in die Marmore gelangten.

2. Eine lokale, primär-sedimentäre, organogene Co-Anreicherung im Ausgangsgestein des hellgelben Marmors.

Glimmerhaltige und reine Quarzite

Diese hellen Gesteine treten wenig mächtig zwischen triadischen Marmoren und Gneisen des Maggia-Lappens auf (W Corte grande di Serodano, SE Gheiba, N und W P. Castello, E Ponc. di Braga). Mit Ausnahme des löcherig und bräunlich angewitterten Quarzites E Ponc. di Braga handelt es sich um frische Gesteine, die möglicherweise Äquivalente des Perms und der unteren Trias darstellen.

Textur: feinkörnig; massig, lagig und feinschieferig, gefältelt.

Struktur: granoblastisch, blastopsammitisch.

Mittlerer Korndurchmesser: 0,3 mm.

Mineralbestand:

Quarz	60—99 Vol. %	Serizit
Muscovit	0—15 „	Chlorit
Kalifeldspat	0—15 „	Zoisit
Albit	0—10 „	Apatit
Biotit	0— 5 „	Zirkon

Die meist frischen Feldspäte sind — wie der Quarz — gelängt parallel s der z. T. feinschiefrigen Gesteine. Die Glimmer sind entweder in das Quarz-Feldspatgewebe eingestreut oder bilden mm-feine Lagen in \pm reinen Quarziten.

Die Bündnerschiefer (Jura)

Die Bündnerschiefer sind vertreten durch kalkreiche Schiefer und bläuliche Marmore. Diese Gesteine stehen auch bei Campo di Val Bavona an, von wo sie bereits von BURCKHARDT (1942, S. 131f.) beschrieben worden sind. Seine Angaben über kalkreiche Bündnerschiefer lassen sich — dank frischeren Materials aus dem Val Peccia — wie folgt ergänzen:

Das Mineralmengenverhältnis variiert innerhalb folgender Grenzen:

Calcit + Dolomit	40—80 Vol. %
Quarz	10—30 „
Plagioklas	0—30 „
Biotit	2— 5 „
Muscovit	0— 5 „
Schwarzes Erz	0— 2 „

Dolomit tritt in geringeren bis ungefähr gleichen Mengen auf wie der Calcit. Die An-Werte der wenigen messbaren Plagioklaskörner betragen 68—70% in unzonierten Individuen, die randlich von Carbonat durchsetzt sind; 27—35% in invers zonierten Individuen, die keine Einschlüsse von Carbonat führen. Die Verzwillingung folgt dem Albit- und Periklingesetz.

Zu den von BURCKHARDT angeführten Neben- und Übergemengteilen treten in den hier beschriebenen kalkreichen Bündnerschiefern noch: Skapolith, Zirkon, Zoisit, Serizit, Limonit, Orthit und Kalifeldspat (z. T. perthitisch).

ÜBER DIE SEDIMENTATIONSGESCHICHTE DER MULDEN

Jeder Versuch einer Sedimentationsgeschichte muss sowohl die stratigraphischen als auch die faziellen Verhältnisse berücksichtigen.

Für die Teggiolo-Mulde des NW Tessins hat BURCKHARDT (1942, S. 138, und idem, Tafel VI) diese Grundlagen geschaffen (vgl. S. 35).

Über das Alter und die Lagerungsfolge der Gesteine der Bedretto-Mulde

Einer stratigraphischen Gliederung der Bedretto-Mulde des NW Tessins stehen folgende Schwierigkeiten entgegen: Mangel an Fossilien, rascher lithologischer Wechsel in horizontaler und vertikaler Richtung (Konstanz herrscht nur in der nördlichsten Zone der Kalkglimmerschiefer, in der südlichsten der Phyllite und in einigen Konglomeratlagen), starke Schwankungen der Mächtigkeiten, Schuppenbildung und die Unmöglichkeit Schuppengrenzen erkennen zu können. Man ist deshalb stets vor die Frage gestellt: Was ist auf primär sedimentäre und was auf sekundär-tektonisch entstandene Wechsellagerung zurückzuführen? Die Entscheidung wird erschwert, weil die epi- bis mesothermale Umkristallisation der alpinen Dislokationsmetamorphose die Bewegungen überdauert und die Deformationen des Kleinbereiches zum grossen Teil verwischt hat. Verfaltungen und tektonisch bedingte Repetitionen von Konglomeratlagen im untersuchten Gebiet und Ruschelzonen im Gebiete BURCKHARDTS (1942, S. 137) weisen jedoch auf intensive tektonische Durchbewegung hin. Deshalb hat jede Deutung der Schichtfolge der Bedretto-Mulde auch die tektonischen Verhältnisse zu berücksichtigen.

Wenn im folgenden eine grobe Gliederung der ursprünglichen Schichtfolge der penninischen Muldengesteine des NW Tessins versucht wird, so stützt sich diese sowohl auf die von BURCKHARDT (loc. cit.) aufgestellte Stratigraphie der Teggiolo-Mulde, als auch auf die lithologischen Analogien mit fossilführenden gleichartigen Schichten benachbarter Gebiete, die im gleichen Sedimentationstrog entstanden sind und sich in analogem tektonischen Verband befinden. Die neue Bearbeitung dieser Gebiete hat zur Aufstellung von stratigraphischen Serien geführt, die einen Vergleich mit dem Mesozoikum der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde des NW Tessins ermöglichen, wenn auch aus den erwähnten Gründen noch keine genaue Parallelisierung möglich ist.

In den von BURCKHARDT (1942) und mir untersuchten Muldentteilen fehlen Bildungen des kohleführenden Carbon und des rein quarzitischen Perms vollständig. Es fragt sich jedoch, ob die mit Marmoren verknüpften Quarzite nur der unteren Trias zugehören oder ob sie die gesamte Sedi-

mentation vom Carbon bis in die untere Trias repräsentieren. Vertreter des nicht kohleführenden psephitischen Carbon und des psammitischen Perm, wie sie wahrscheinlich den Basodino-Lappen aufbauen, fehlen unter den vor dem Maggia-Lappen gelegenen Geröllen der Konglomerate der Bedretto-Mulde, obwohl in diesen Konglomeraten Gerölle älterer Gesteine (praecarbone Gneise) auftreten. Dagegen finden sich in den vor dem Basodino-Lappen anstehenden Bündnerschiefer-Konglomeraten Quarzit- und Gneisgerölle, die diesem Lappen zu entstammen scheinen. Hieraus kann für den Bereich des Maggia-Lappens im NW Tessin entweder auf teilweise bis vollständige Sedimentationslücke vom Carbon bis zur unteren Trias oder auf geringmächtige permocarbone Sandsteinbildung geschlossen werden. Beides spricht für einen geantiklinalen Charakter der penninischen Zone im NW Tessin, der vom Carbon bis in die untere (arkosebildende) Trias andauerte und auch den Bereich des Basodino-Lappens umfasste.

Über nur stellenweise entstandene (permo-?) triadische Sandsteine hat sich — vermutlich infolge unregelmässiger Subsidenz — sehr lückenhaft lagunäre Trias (Rauhwacke) abgelagert. Hierauf ist ein grosser Teil des Gebietes von einer Flachsee eingenommen worden, denn dolomitische oder kalkige — wahrscheinlich dem Muschelkalk entsprechende — Absätze der Trias transgredieren (mit Lücken) weithin im NW Tessin über das Kristallin penninischer Decken und über Quarzite und Rauhwacken von triadischem Alter. So zieht die teils konkordant, teils diskordant auf dem Antigorio-Gneis liegende, 8—10 m mächtige Marmorbank der Trias der Teggiolo-Mulde vom Val Bavona bis ins Val Peccia und scheint das ursprüngliche Hangende des Antigorio-Gneises darzustellen. Dagegen sind die triadischen Gesteine (Kalkmarmore und Rauhwacke) der Bedretto-Mulde tektonisch weit verfrachtet worden, denn sie sind verknüpft mit den Gneiskeilen der zerschlitzten Stirn des Maggia-Lappens.

Auf die mitteltriadischen Kalke und Dolomite erfolgte am Südrand des Gotthard-Massivs die Ablagerung der obertriadischen Quartenschiefer, die jedoch den von BURCKHARDT (1942) und mir untersuchten penninischen Mulden fehlen. Wahrscheinlich sind sie im N bis NW Tessin nur sehr spärlich und lückenhaft zum Absatz gelangt und hierauf erodiert oder tektonisch abgeschert worden. Wie für das Lucomagno-Gebiet (BOSSARD, 1936, S. 63) und wahrscheinlich auch für die Region von Bosco (GRÜTTER, 1929, S. 127) anzunehmen ist, senkte sich der penninische Trog im NW bis N Tessin während der oberen Trias nicht weiter oder doch nur ganz unbedeutend.

Erst mit dem Beginn der Liasepoche erweiterte sich der mesozoische Trog beträchtlich. Für liassisches Alter der posttriadischen Bündner-

schiefer benachbarter Regionen sprechen die von STELLA (1904, S. 5), SCHMIDT und PREISWERK (1908, S. 21), EICHENBERGER (1924, S. 463) und NABHOLZ (1945, S. 41) gefundenen Leitfossilien. Besonders wichtig für uns wäre eine Bestätigung der von STELLA erwähnten Lias-Belemniten aus den penninischen Kalkschiefern von Zum Stock im Valle del Gries, denn diese Kalkglimmerschiefer streichen nach E (vgl. SCHMIDT und PREISWERK, 1908, Karte) in die von BURCKHARDT und mir untersuchten, leider fossilieeren Bündnerschiefer des Val Bedretto.

Die Liasepoche setzte ein mit der Bildung neritischer Kalke und sandig-kalkiger Mergel, welche über alle triadischen Bildungen und z. T. auch über Kristallin der Decken transgredieren. Auf diese Basalbildungen des Lias folgte der Absatz sandiger Schichten. PREISWERK (1918, S. 49) hat diese psammitischen Bündnerschiefer mit den Quarziten des Sinémurien und des Pliensbachien des Torrenthornes (LUGEON) parallelisiert. Im Sedimentationsraum der Bedretto-Mulde wurden verschiedene Konglomeratlagen und Geröllnester in diese Psammite eingestreut. Sie bilden Leithorizonte und sind von grosser Bedeutung für den Versuch einer Gliederung der ursprünglichen Schichtfolge der Gesteine der Bedretto-Mulde.

PREISWERK (1918, S. 50) stellt die Konglomerate stratigraphisch „zur Trias oder doch an die Basis der jurassischen Bündnerschiefer“, da sie „... oft begleitet sind von Kalkquarziten und Arkosesandsteinen der basalen Bündnerschiefer oder von Marmoren, die zur Trias zu stellen sind“. Nach BURCKHARDTS und meiner Kartierung werden die Konglomerate von jurassischen Gesteinen begleitet, nie aber von triadischen Kalken. Für die Altersbestimmung der Konglomerate entscheidend sind ihre Gerölle. Diese umfassen — wie erwähnt — praetriadische Gneise, ferner Quarzite, triadische Kalke und Dolomite, wie auch jurassische Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde. Die Konglomerate dürfen deshalb weder als Trias noch als basale Bildungen des Lias der Bedretto-Mulde betrachtet werden. Am häufigsten vertreten sind Gerölle der Trias, am spärlichsten Komponenten des Lias. Der Geröllinhalt zwingt uns, die Entstehung der Konglomerate in den unteren bis mittleren Lias zu verlegen. Die Konglomerate entsprechen folglich der psammitischen Ausbildung des unteren bis mittleren Lias im Penninikum des Scopi (HUBER, 1943, S. 79) und des Rheinwaldes (NABHOLZ, 1945, S. 39—53), wie auch des gotthardmassivischen Sedimentmantels (EICHENBERGER, 1924, S. 463) und der helvetischen Schichtfolge (HEIM, 1921, S. 278 und 322, Tafel).

Die Konglomeratlagen 1, 3 und 4 der Bedretto-Mulde (vgl. S. 123f.) entsprechen wohl tektonischen Repetitionen einer einzigen, ursprünglich

mehr oder weniger zusammenhängenden Konglomeratlage des penninischen Bündnerschiefertroges. Diese Konglomerate sind teils von einer nördlichen (Lage 1), teils von einer südlichen Schwelle (Lage 4), teils wohl von beiden (Lage 3) her in den Trog hineingeschwemmt worden. Die Konglomeratlage 2 und die kleinen, in verschiedenen Horizonten eingestreuten Geröllnester lassen sich als fazielle Rekurrenzen deuten.

Für eine solche Entstehung der Konglomerate sprechen folgende Verhältnisse.

Lage 1: Die Vergesellschaftung der Dolomitgerölle mit den S. 16 angeführten Gneis- und Gl-F-Quarzitgeröllen spricht für die Abtragung einer Schwelle des penninischen Troges S Ossasco. Eine Herkunft der Gneisgerölle aus dem Gotthard-Massiv erscheint unwahrscheinlich, denn sie würde auch eine Konglomeratbildung im Sedimentmantel dieses Massivs zur Folge gehabt haben, die jedoch N unseres Untersuchungsgebietes vollständig fehlt.

Lage 2: Dolomite, Kalkmarmore und Gl-F-Quarzite der Bedretto-Mulde bilden kleine Gerölle in glimmer- und quarzreichem Zement im Gebiet S bis SE Fontana. Ihre vertikalen und lateralen Übergänge in carbonathaltige Bündnerschiefer-Quarzite und -Phyllite lassen die Lage 2 als eine seitlich verlagerte, fazielle Rekurrenz der Lage 1 erscheinen. Im Hangenden geht die Lage 2 über in sandige und tonige Schiefer, was für erneute Subsidenz spricht.

Lage 3: Gerölle und Brekzien aus Dolomitmarmor, aus calcitreichen Quarziten, Glimmer-Quarziten und Gl-F-Quarziten, wie auch aus Glimmerschiefern sind eingebettet in Kalk und Dolomit führendes Bindemittel aus Gl-F-Quarzit. Da die Dolomitgerölle und die Alkalifeldspäte des Bindemittels aus der Trias und aus praetriadischen Gneisen herkommen müssen, hat diese Lage 3, wie die Lage 1, als das Erosionsprodukt einer stark entblösten Schwelle zu gelten. Ihre mit Geröllen vermischten Brekzien sind wohl durch Rutschung in den Trog entstanden. Die Lage 3 liegt ohne Übergänge in Phylliten von toniger Abkunft und erscheint als tektonische Schuppe der im Trog sich ursprünglich nach S verbreiternden Lage 1.

Die Konglomeratlage 4 unterscheidet sich von der Lage 3 nicht durch die Art der Gerölle, sondern lediglich durch deren Grösse. Die gewaltigen Dimensionen (bis 1 m³) der Gerölle der Valle Marscia sind schon PREISWERK (1918, S. 50—51) aufgefallen. Diese Gerölle bilden Blockschichten, die mit feinen und groben Lagen von mesozoischen Glimmerschiefern, Phylliten, Quarzitschiefern und mit Bänken von Gl-F-Quarziten und Glimmerquarziten wechsellagern. Die Dimensionen der

Gerölle, ihre z. T. unvollkommene Rundung und z. T. brekziöse Natur, der bis 40 Vol. % Alkalifeldspat führende arkoseartige Zement, wie auch das Auftreten zahlreicher Gerölle aus Dolomit und Gl-F-Quarziten sprechen gemeinsam für einen kurzen Materialtransport vom Rand des Sedimentationstrogos her. Es sind wahrscheinlich Küstenkonglomerate, die z. T. durch Uferabbrüche entstanden sind. Sie scheinen vom südlichen Trogrand herzustammen, d. h. von einer frühorogen (vor den Deckenstirnen) entstandenen Emersion. Dafür sprechen die von PREISWERK (1918, S. 51) in der Valle Marscia gefundenen Gerölle von Granitgneisen und von Augengneisen von einer Ausbildung „wie sie in den peripheren Teilen des Maggia-Lappens allgemein verbreitet sind“. (Leider sind diese gneisartigen Gerölle seit PREISWERKS Untersuchung der Erosion anheimgefallen und nicht mehr auffindbar gewesen.)

Die Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde sind somit vor der Stirn des Maggia-Lappens differenzierter ausgebildet als anderswo im N Tessin; darauf weist der reiche Wechsel ihrer Schichtfolge (bathyal-neritisch-litoral) hin. Dies gilt auch, wenn man sich den angenommenen Schuppenbau der Mulde nach S abgewickelt denkt, denn die genannten Konglomeratlagen und Geröllnester liegen in verschiedenen Horizonten und ihre Fazies wechselt auch in seitlicher Richtung. Die zahlreichen lokalen seitlichen Übergänge führen z. B. von Kalken in Kalkglimmerschiefer und in kalkig-sandige Schiefer und von sandigen, kalkreichen bis kalkfreien Schiefen in Konglomeratlagen und in Geröllnester über. Diese Gesteinsübergänge können nicht nur tektonisch bedingt sein, sondern weisen auf primäre Fazieswechsel hin. Im grossen zeigt sich folgender ursprünglicher Fazieswechsel zwischen dem W- und dem E-Rand des untersuchten Gebietes:

Alpe Cristallina-}	Glimmerschiefer mit 1 Konglomeratlage und
P. Folera }	mit wenigen Quarziten.
Pianazò-Misura-}	Glimmerschiefer mit 1 Konglomeratlage und
P. Madone }	mit 2 Horizonten von Geröllnestern ²⁾ .
Val Pozzolo (Pozzuolo)-}	Quarzite mit 2 Konglomeratlagen und mit
Valle Marscia }	wenig mächtigen Glimmerschiefen.
Alpe Piscium (Pescium)-}	Quarzite und Glimmerschiefer mit 1 Konglo-
Passo dei Sassi }	meratlage.
E-Rand der Karte }	Kalkphyllite mit 1 Konglomeratlage (aus-
(Tafel I) }	keilend) und mit spärlichen Quarziten (nach
	PREISWERK, 1918, S. 49 und Karte 1918).

²⁾ Diese auf der Karte nicht dargestellten Geröllnester finden sich N und SSW Misura.

Kleinere Schuttfächer mit Konglomeraten liegen vor: N Alpe Cristallina sowie S und NE Val Pozzolo. Dies spricht für verschiedenaltige und sich seitlich verlagernde lokale Aufwölbungen des Trogbodens, bzw. der Trogwände und für ein Hin- und Herpendeln der Geröllschüttung von diesen Schwellen herab.

BURCKHARDT (1942, S. 139) hat dargetan, dass auch vor der Stirn des Basodino-Lappens — in ähnlicher Weise wie vor der Stirn des Maggia-Lappens — inmitten kalkig-toniger Schichten klastisch-neritisches Material deltaartig zum Absatz gelangt ist. So vollzieht sich auch in dem von ihm untersuchten Teil der Bedretto-Mulde von W nach E ein Fazieswechsel von vorherrschend tonigen (S. Giacomo) über sandig-tonige (mit Geröllnestern) zu kalkig-tonigen Schichten (Alpe Cristallina-P. Folcra).

Diese mittelliassischen Sedimente von neritisch-klastischer bis littoraler Fazies sprechen für ein Seichterwerden des Troges und für mehrere, zeitlich begrenzte und z. T. auch räumlich verschiedene Schwellenbildungen. Solche Hebungen lassen auf tektonische Bewegungen schliessen, die die vorausgehende Subsidenz unterbrechen und den mittelliassischen Trog in Rücken und Mulden gliedern; die Erosion der Rücken erfasste im NW Tessin vor allem die Dolomite und Quarzite der Trias und z. T. auch liegendes blossgelegtes Kristallin, ähnlich wie im Helvetikum (ARBENZ, 1934, S. 100). Auf diese Weise deuteten schon ARGAND (1916, S. 177, 185f., und 1934, S. 181) und CORNELIUS (1925, S. 425f.) die Liasbrekzien des Wallis als Erosionsprodukte mittelliassischer geantiklinaler Emersionen und führten den Wechsel zyklischer Brekzienbildung auf mehrere Emer-sions- und Regressionsphasen zurück. So entstanden auch im NW Tessin Bündnerschiefer, die den Charakter orogener Sedimentation tragen, wie ihn schon GRÜTTER (1929, S. 130) geschildert hat. Die orogenen Bewegungen müssen sich im N bis NW Tessin stärker als in den konglomeratarmen, E und W anstossenden Teilen der Bedretto-Mulde und auch intensiver als in der konglomeratfreien Teggiolo-Mulde ausgewirkt haben.

Auf diese unruhige, vermutlich mittelliassische Periode folgte ein neues Einsinken des gesamten penninischen Troges des N Tessins; unter tektonisch ruhigeren Bedingungen kam es zur Sedimentation der oberen sandig- bis kalkig-tonigen (Lias) bis rein tonigen (Dogger?) Bündnerschiefer, die ziemlich gleichmässig feinkörnig und ohne psephitische und grobbsammitische Einlagerungen ausgebildet sind. Diese obere küstenfernere Fazies ist nicht sehr mächtig entwickelt im untersuchten Gebiet, tritt jedoch in jeder der S. 124 erwähnten konglomeratführenden Schuppen auf und herrscht vor unter den Bündnerschiefern, die mit den Gneisslamellen der Stirn des Maggia-Lappens verschuppt sind.

Die beobachtbare Lagerungsfolge der posttriadischen Bündnerschiefer ist keine rein stratigraphische, sondern durch tektonische Repetition mitbedingt. Die Schichtfolge stimmt im grossen überein mit derjenigen des Lias benachbarter Regionen und lässt sich — wenn wir den Schuppenbau nach S abgewickelt denken und die Stratigraphie der Teggiolo-Mulde im Val Antabbia berücksichtigen — wie folgt zusammenfassen:

oberer Lias (+ Dogger?):	vorherrschend sandige bis tonige Fazies,
mittlerer Lias:	vorherrschend sandig-psephitische Fazies,
unterer Lias:	vorherrschend kalkige bis sandige Fazies.

Dass die Bedretto-Mulde mit der Teggiolo-Mulde im Val Antabbia zu verbinden ist, erweisen die Profile BURCKHARDTS (1942, Tafel III) und Tafel II. Nach unserer gemeinsamen Ansicht liegen mindestens die unteren Lagen der Bündnerschiefer des Val Antabbia noch in der ursprünglichen Ablagerungsfolge übereinander³⁾, da der Basodino-Lappen im wesentlichen auf die Muldengesteine gegliitten ist (im Gegensatz zum tief in sie hineintauchenden Maggia-Lappen). Die stratigraphischen Profile durch die Teggiolo-Mulde im Val Antabbia (BURCKHARDT, 1942, S. 138, und idem Tafel VI) zeigen im grossen dieselbe vertikale Faziesfolge, wie wir sie für die ursprüngliche Bedretto-Mulde postulieren.

Nach dem Lias (evtl. nach dem Dogger) scheinen gar keine oder bedeutend weniger Sedimente zum Absatz gekommen zu sein.

Die mittel- bis oberjurassischen Sedimente des untersuchten Gebietes scheinen nicht allein infolge tektonischer Ausquetschung zu fehlen. Dass zwischen der Tosa- und der Tessin-Kulmination primär wenig mächtiges Permocarbon und Mesozoikum vorhanden gewesen sein müssen, lässt sich aus folgendem vermuten. W und E dieser Kulminationen (im mittleren Wallis und in Graubünden) ist trotz ebenso intensiver Deckenbildung wesentlich mehr Permocarbon und Mesozoikum erhalten geblieben und reichen insbesondere mesozoische Mulden in z. T. mächtiger Entwicklung tief nach S zwischen die Decken hinein. Dasselbe Bild müsste auch das Mesozoikum des Tessins zeigen, wenn es hier ursprünglich ebenso mächtig vorhanden gewesen wäre wie im Wallis und in Graubünden. Viel mächtigere, abgescherte und ausgequetschte Massen des Mesozoikums müssten sich auch im N bis NW Tessin entweder vor der Stirn der Decken anhäufen oder sowohl in der Maggia-Depression als auch im Bereich der Tessin-Kulmination zutage treten. Die relativ geringe Mächtigkeit des

³⁾ Die obersten Partien der Teggiolo-Mulde sind mit dem Basodino-Lappen verschuppt (vgl. BURCKHARDT, 1942, Tafel II, III und V).

Mesozoikums des N- bis NW-Tessins und das Auskeilen der Teggiolo- und der Bedretto-Mulde gegen E und SE (vgl. Tafel I—IV) können also nicht nur tektonisch, sondern müssen auch primär-stratigraphisch bedingt sein. Mit PREISWERK (1918, S. 69) ist anzunehmen, dass diese Mulden von W und N gegen das Gebiet der Maggia-Depression und der Tessin-Kulmination hin seichter werden, und dass sie im S stets untief blieben wie die penninischen Mulden im Wallis und in Graubünden (CADISCH, 1942, S. 37, 42).

ZUR METAMORPHOSE DER MULDENGESTEINE

Die Metamorphose der im W und E an das Untersuchungsgebiet anstossenden Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde haben BURCKHARDT (1942, S. 140—141) und HASLER (1949, S. 61—83) beschrieben. BURCKHARDTS Ausführungen über feinverteilttes Pigment (Graphit) — das hemmend einwirkt auf das Wachstum von Glimmerporphyroblasten — und HASLERS Deutungen der Genese von Granatporphyroblasten und von Plagioklasen, wie auch HASLERS petrochemische Darstellung der Bündnerschiefer gelten im allgemeinen auch für die hier besprochenen Muldengesteine. Wir beschränken uns deshalb auf Ergänzungen.

Der Mineralbestand ist alpin neu gebildet worden. Er umfasst: Quarz, Alkalifeldspäte, Plagioklase, Muscovit, Serizit, brauner Biotit (z. T. chloritisiert und baueritisiert), Phlogopit, Calcit, Dolomit, Zoisit, Klinozoisit-Epidot, Granat (Almandin), Staurolith, Disthen, Strahlstein (Chäno-podit), Rutil, Turmalin, Eisenoxyde (Pyrit, Hämatit, schwarzes Erz), Apatit, Titanit, Zirkon. Als sichere Relikte des primären Mineralbestandes können nur kohlige und limonitische Substanz gelten.

Die Bildungsfolge lautet: kalkfreie Tonerdesilikate (Disthen, Staurolith, Almandin, Glimmer) — kalkhaltige Silikate (Amphibole, Plagioklase, Zoisit-Epidot) — saure Feldspäte, Calcit, Dolomit, Quarz.

Zur Bildung von wesentlichen Mengen von Kalksilikaten waren die Temperaturen zu niedrig und so blieben Quarz, Calcit, Dolomit und saure Plagioklase koexistenzfähig.

Kalifeldspäte finden sich als Hauptgemengteil nur in Gl-F-Quarziten, in arkoseartigem Bindemittel und in Gl-F-Quarzitgeröllen der Konglomerate der Bedretto-Mulde. Diese Alkalifeldspäte sind syn- bis post-tektonisch entstanden durch Sammelkristallisation des Grundgewebes und durch Rekristallisation sedimentogener Kristalloklasten.

Die Plagioklase der untersuchten Muldengesteine sind aus dem klastischen Material der sedimentären Ausgangsgesteine hervorgegangen.

Ein Anzeichen von Plagioklasbildung durch Stoffzufuhren (z. B. aus Deckengesteinen) liegt nicht vor.

Für epithermale Umkristallisation sprechen die Einschlüsse von Calcit und Dolomit in saurem Plagioklas, die Gegenwart von Albit-Oligoklas in calcitreichen Quarziten und Glimmerschiefern, ferner Einschlüsse von Quarz und Glimmern in Carbonaten und die Korrosion von Calcit durch Quarz. Reaktionen zur Bildung basischer Plagioklase unterblieben in den meisten Plagioklas führenden Gesteinen der Bedretto-Mulde. Infolgedessen kristallisierten die überschüssigen Kalk- und Kieselsäuremengen als Carbonat und Quarz neben saurem Plagioklas.

Während der alpinen Verformung zirkulierten Lösungen, deren Gelöstes zur Hauptsache den Bündnerschiefern selbst entstammte. Dafür sprechen Sekretionsadern und -linsen von Quarz und Calcit, die besonders gern in gefalteten Bündnerschiefern auftreten.

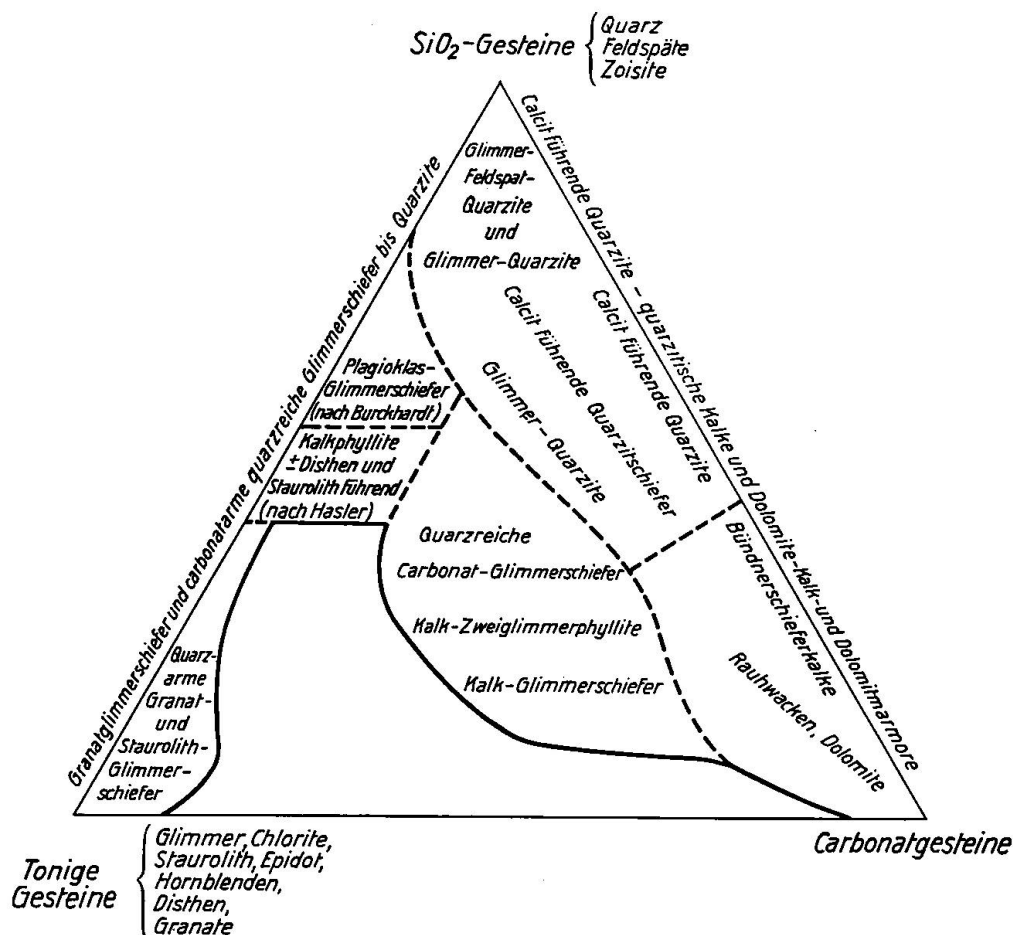


Fig. 3. Die Gesteine der Bedretto-Mulde nach dem Mineralbestand.

Die herrschende syn- bis posttektonische Kristalloblastese hat die kataklastischen Erscheinungen der alpinen Deformation fast restlos verwischt und überprägt.

Die petrographische Mannigfaltigkeit der Muldengesteine ist sedimentogen bedingt.

Fig. 3 gibt Auskunft über die zahlreichen Übergänge und die wenigen Lücken. Die Lücken entstanden durch primären Mangel an Carbonat und an Kieselsäure in der Reihe Mergel-Ton und in der Reihe Ton-Carbonat-gesteine.

Der typomorphe Mineralbestand der Teggiolo-Mulde lautet: Dolomit, intermediärer bis basischer Plagioklas, Skapolith, Phlogopit, Biotit, Lepidomelan, Almandin, Tremolit, gemeine Hornblende, Epidot, Klinozoisit, Zoisit, Alkalifeldspat, Muscovit, Chlorit.

Ausschliesslich an Kontakten mit Gneisen treten auf: Skapolith, basischer Plagioklas, Lepidomelan, Granat, gemeine Hornblende.

Tremolit und Vertreter der Zoisit-Epidotgruppen können am Kontakt lokal (in Nestern und Lagen) angereichert sein, sind jedoch nicht auf ihn beschränkt.

Der Mineralbestand der Gesteine der Teggiolo-Mulde hat, wie derjenige der Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde, im wesentlichen epi- bis mesothermalen Charakter. Daneben führen aber die Gesteine der Teggiolo-Mulde lokal auch meso- bis katathermale Mineralassoziationen.

Ein Unterschied des Metamorphosengrades der beiden Mulden tritt zutage an den Kontakten zwischen den Marmoren beider Mulden und den Gneisen der Decken. In beiden Mulden sind (0—5 Vol. % Quarz und Glimmer führende) Kalkmarmore mit quarzreichen Alkalifeldspatgneisen auf dieselbe Weise verschuppt. Während sich aber in der Teggiolo-Mulde an diesen tektonisch entstandenen Kontakten stellenweise die beschriebenen Kalksilikate (Skapolith, basische Plagioklase, Tremolit) einstellen, fehlen solche Kontaktbildungen der Bedretto-Mulde völlig.

Der Grad der Metamorphose der untersuchten Muldengesteine nimmt also von N nach S zu. Er variiert auch innerhalb der Teggiolo-Mulde.

Für einen verschiedenen Grad der Umkristallisation spricht ferner die regionale Verteilung der Plagioklase. Tab. 1 zeigt, dass in der Teggiolo-Mulde basische und invers zonare Plagioklase häufiger auftreten als in der Bedretto-Mulde.

Aus diesem Grunde finden sich Calcit führende Glimmer-Albitquarzite nur in der Bedretto-Mulde.

Diese Gesteine zeigen dieselbe epimetamorphe Fazies wie die Albit-

Tab. 1. *Anorthitgehalt der Plagioklase der Bedretto-Mulde und der Teggiolo-Mulde im NW Tessin.*

		Anorthitgehalt der Plagioklase in %			
		Nicht zonar	Invers zonar Kern-Hülle	Normal zonar Hülle-Kern	Mittel
Bedretto-Mulde	Marmore, Kalke	27, 28, 29		27—31	26
	Quarzite (± Calcit führend)	2, 7, 8, 11 20, 26, 26			
	Glimmerschiefer Phyllite (± Calcit führend)	19, 20, 30 30, 24, 47, 49	27—35 20—25		
	Konglomerate (Zement und Komponenten) (z.T. Calcit führd.)	20, 20, 21 40, 70			
Teggiolo-Mulde	Carbonat-Zwei- glimmerschiefer	69	27—35		45
	Plagioklas und Quarz führende Calcitmarmore		32—34		
	Kontakt Marmor: Oligoklasgneis	20, 29, 30, 34	20—37		
	Kontakt Marmor: Skapolithgneis	71, 76	53—65 56—80		

quarzite, die einen wesentlichen Teil der mittelliassischen, gotthardmassivischen und penninischen Bündnerschiefer benachbarter Regionen aufbauen (EICHENBERGER 1924, HUBER 1943, NABHOLZ 1945).

Albite sind in weitem Temperaturbereich bildungsfähig und stabil. Bei niedriger Temperatur bauen sie jedoch keine Ca- und Al-Ionen in ihr Gitter ein. Der Einbau dieser Ionen ist erst unter höheren — mesothermalen — Temperaturbedingungen möglich. Darum weisen die An-reichen Plagioklase (Tab. 1) in unseren Ca-Al-Silikatgesteinen auf einen höheren Grad der Metamorphose hin; immerhin verlangt ihre Bildung keine Kata-

Bedingungen, wie die oben angeführten Paragenesen der Kontaktgesteine der Teggiolo-Mulde und wie ein Vergleich mit den Paragenesen der Pegmatit-Marmorkontakte von Castione (MITTELHOLZER, 1936) zeigen.

Deshalb stellen sich gneissifizierte Bündnerschiefer (Bündnerschiefergneise) erst in südlichen Zonen der Bedretto-Mulde und besonders in ihren südlichen Zweigmulden ein, z. B. in der Mogno-Fusio-Teilmulde. Die Gneissifizierung beruht auf einer stärkeren Rekristallisation (z. T. unter Kornvergrößerung), ohne dass sich wesentliche Änderungen des Stoffhaushaltes dieser Gesteine erkennen liessen. Der Grad der Gneissifizierung nimmt von N nach S zu. Bündnerschiefergneise geringer Umprägung gehen seitlich über in typische Bündnerschiefer (in graublaue Phyllite, in Carbonat-Zweiglimmerschiefer und in Gl-F-Quarzite) und unterscheiden sich durch ihre gelben bis blauschwarzen Verwitterungsfarben und dank ihres hohen Gehaltes an Carbonaten oder an kohligter Substanz von den braun bis grau anwitternden Gneisen der penninischen Decken, die mit den Muldengesteinen verschuppt sind.

Eine Intensivierung der Metamorphose von N nach S haben in der Region Simplon-Tessin schon PREISWERK (1913, S. 29; 1918, S. 46f.; 1934, S. 198), GRÜTTER (1929, S. 124), NIGGLI (1936c, S. 137), SCHMIDT (1907, S. 519) und HASLER (1949, S. 79) festgestellt. Ihre Ursachen beruhen auf einer gleichzeitigen Steigerung der tektonischen Vorgänge und der damit verbundenen Metamorphose gegen S und gegen die Tiefe des tektonischen Baues zu. Die vor der Stirn der Decken liegenden Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde sind weniger stark umkristallisiert als die von den Decken überfahrenen Gesteine der Teggiolo-Mulde; diese südlichere Mulde ist tiefer eingefaltet (und eingewickelt), stärker gepresst und intensiver von zirkulierenden Lösungen durchsetzt worden als die nördlicheren Mulden.

Infolgedessen ist auch die Temperatur der Umkristallisation gegen S höher angestiegen. Für all diese Bedingungsänderungen ist die Alpenfaltung verantwortlich; sie hat Mulden- und Deckengesteine gemeinsam dislokationsmetamorph umgewandelt, die metamorphosierende Wirkung war dabei verschieden stark in den verschiedenen Faltungszonen.

Im Gegensatz zu den von HASLER und mir untersuchten Muldentteilen lässt sich im Basodino-Gebiet kein wesentlicher Unterschied des Grades der Metamorphose zwischen der Bedretto- und der Teggiolo-Mulde feststellen (BURCKHARDT, 1942, S. 140). Der Grund liegt vielleicht in der Abhängigkeit der Metamorphose von der Tektonik. BURCKHARDT (1942, S. 138) betont den einfachen Bau der Teggiolo-Mulde im Val Antabbia, in der die Bündnerschiefer noch in ihrer ursprünglichen Ablagerungsfolge übereinander zu liegen scheinen. Im Gegensatz hierzu ist dieselbe Mulde

im Val Peccia durch die Deckenbewegungen tektonisch stärker beansprucht (intensiver verschuppt, verfältelt und zusammengepresst) und damit auch stärker umgeprägt worden, als ihre westliche Fortsetzung im Val Antabbia.

Im NW Tessin nimmt also der Grad der Metamorphose der Mulden-
gesteine nicht nur von N nach S, sondern auch von W nach E zu. Eine
solche Zunahme der Metamorphose der Mulden gegen die Maggia-Depres-
sion hin scheint auch im Gebiet der Campolungo-Mogno-Mulde ausgeprägt
zu sein.

Die monometamorphen Mulden-
gesteine sind deutlich weniger inten-
siv umkristallisiert als die polymetamorphen Hüllgesteine des Maggia-
Lappens trotz ebenso starker Durchbewegung und z. T. übereinstimmen-
der Zusammensetzung (Glimmerschiefer, arkoseartige Psammite und Pse-
phite).

Deckengesteine

DER MAGGIA-LAPPEN

EINLEITUNG

Vgl. Einführung S. 6f.

Das Hauptanliegen dieses Abschnittes bildet die Deutung der Ent-
stehung der Gesteine. Da diese Deutung auch seriale Verhältnisse zu be-
achten hat, wird zunächst in einer Übersicht der Charakter und die Her-
kunft der Gesteinsserie betrachtet. Petrographie und Petrogenese der
verschiedenen Gesteinsarten werden getrennt behandelt. Abschliessend
wird die alpine Metamorphose des Maggia-Lappens zusammenfassend
diskutiert.

PETROCHEMISCHER CHARAKTER DER GESTEINSSERIE

Chemische Analysen

Aus dem Maggia-Lappen liegen folgende vollständige Analysen vor:
PREISWERK (1918, S. 77, Nr. 1—6) 6 Gesteinsanalysen; HASLER (1949, S.
127f.) 9 Gesteinsanalysen und 2 Mineralanalysen; BUCHMANN (1953) 3 Ge-
steinsanalysen und 2 Mineralanalysen. QUERVAIN und FRIEDLÄNDER (1942,
S. 21f.) haben 6 Gesteinsanalysen des Verfassers veröffentlicht; eine spä-
tere Kontrolle mittels Normberechnung (nach NIGGLI, 1936a) ergab, dass

Tab. 2. *Gesteinsanalysen.*

	G 18 b II	G 38	G 48	G 79 B	G 226	G 633
SiO ₂	68,38	64,26	65,04	71,86	55,60	66,65
Al ₂ O ₃	14,38	17,09	16,08	14,32	10,40	16,44
Fe ₂ O ₃	1,13	0,54	1,66	0,72	2,62	1,77
FeO	2,40	3,30	2,48	1,50	5,72	1,96
MnO	0,06	0,04	0,09	0,10	0,26	0,05
MgO	1,79	2,46	1,43	0,61	7,20	1,64
CaO	2,14	3,27	4,94	2,24	8,23	2,09
Na ₂ O	2,49	3,41	3,88	3,22	3,05	2,42
K ₂ O	5,94	3,37	2,00	3,87	3,87	4,65
TiO ₂	0,96	0,63	1,22	1,02	2,20	0,85
P ₂ O ₅	0,03	0,19	0,40	0,07	0,02	0,24
H ₂ O +	0,52	1,18	0,56	0,42	0,72	1,59
H ₂ O -	0,12	0,30	0,08	0,08	0,28	0,21
Total	100,24	100,04	99,86	100,03	100,17	100,56
si	305	249	257	375	146	294
al	37,5	39	37,5	44	16	42,5
fm	25	26,3	21,5	14,5	46,5	24
c	10	13,5	21	12,5	23	10
alk	27,5	21,2	20	29	14,5	23,5
ti	3,2	2,1	3,6	4,0	4,3	2,8
p	—	0,7	0,7	0,15	—	0,45
h	10	17,5	7,5	7,5	8	23,5
qz	+ 95	+ 64	+ 77	+ 159	- 8	+ 101
c/fm	0,4	0,51	0,96	0,86	0,49	0,41
Q	50,0	47,1	48,9	56,3	29,7	51,8
L	41,4	40,0	41,1	38,4	32,5	35,6
M	7,8	8,1	8,4	3,3	36,3	4,3
Ru	0,7	0,5	0,9	0,7	1,5	0,6
Cp	—	0,4	0,7	0,1	—	0,5
Sp + Hz	—	3,9	—	1,3	—	7,2
π	0,15	0,275	0,31	0,18	0,06	0,15
k	0,62	0,395	0,25	0,44	0,45	0,56
γ	—	—	0,06	—	0,32	—
mg	0,48	0,54	0,39	0,33	0,61	0,45
mg'	0,48	0,4	0,39	0,21	0,60	—
μ	0,48	0,4	0,36	0,21	0,41	—
α	10,64	5,1	7,68	28,8	0,66	19,6
An-Norm	0,32	0,327	0,37	0,28	0,10	0,28

- G 18b II Biotit-Alkalifeldspatgneis. Leukokrates Band der Bändergneise. Hüllgestein des Matorello-Teillappens. Bach NW Corte grande di Serodano 1664 (L: Alpe Sarodano 1669,5), Val Peccia. Koord. 687,75/142,5. Anal.: A. GÜNTHERT.
- G 38 Augengneis. Psephitisches Hüllgestein des Matorello-Teillappens. E Poncione di Braga. Koord. 686,75/143,35. Anal.: H. SCHWANDER und A. GÜNTHERT.
- G 48 Biotit-Plagioklasgneis (= „Brauner Gneis“ von PREISWERK). Hüllgestein des Matorello-Teillappens. 150 m NNW Alpe Piota (L: Piatto) di Froda, Val Peccia. Koord. 686,85/144,55. Anal.: A. GÜNTHERT.
- G 79 B Matorello-Gneis. Granitoides massiges Kerngestein des Matorello-Teillappens. Ostufer des Lago 2222 (L: 2229), SE Zotto, Alpe della Bolla, Val Peccia. Koord. 687,2/145,95. Anal.: A. GÜNTHERT.
- G 226 Biotit-Hornblende-Gneis. Hüllgestein des Matorello-Gneis. Ca. 500 m E Zotto, Alpe Bolla, Val Peccia. Koord. 687,3/146,45. Anal.: A. GÜNTHERT.
- G 633 Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis. Zement des grobklastischen Konglomeratgneises der Hülle des Matorello-Teillappens. NE Poncione di Braga. Koord. 685,25/143,35. Anal.: W. VOEGTLI.
- P 65a Biotit-Alkalifeldspatgneis, kleine Augen führend. Hüllgestein des Matorello-Teillappens. P. di Naret (S Passo di Naret). Anal.: F. HINDEN.
- P 76 Plagioklas-Amphibolit. Hüllgestein des Alpigia-Teillappens. Ca. 250 m E Alpe di Rodi 2099 (L: 2102), WSW Fusio, Val Lavizzara. Anal.: F. HINDEN.
- P 99 Biotit-Amphibolit. Hüllgestein in Matorello-Gneis. Piatto, Alpe Ceresa (L: Alpe Sciresa), NW Fusio, Val Sambuco. Anal.: F. HINDEN.
- P 100 Aplit. Piatto, Alpe Ceresa. Anal.: F. HINDEN.
- P 101 Matorello - Gneis. Grobkörniger Biotit - Alkalifeldspat - Plagioklasgneis. Kerngestein mit parallelgerichteter Textur. Costa (L: nicht angegeben), Alpe Ceresa, NW Fusio, Val Sambuco. Anal.: F. HINDEN.

3 davon unrichtig sind, nämlich die Analysenwerte der Gesteine G 18b II, G 38 und G 536 XII (s. Tab. 2 und 3, S. 42, 44). Die Analysen G 18b II und G 38 wurden durch Kontrollanalysen von H. SCHWANDER, Basel, und vom Verfasser ersetzt. Die Analyse des Biotitschiefers G 536 XII (QUERVAIN-FRIEDLÄNDER, 1942, IV, Nr. 407) wurde nicht wiederholt und bleibt unberücksichtigt.

Die Gesteinsanalyse G 633 wird hier zum ersten Male veröffentlicht. Tab. 2 enthält die 6 gültigen neuen Gesteinsanalysen aus der von uns untersuchten W Hälfte des Maggia-Lappens (in Text und Figuren wird jeweils der Autornamen abgekürzt vor die Sammlungsnummer gesetzt; B = BUCHMANN, G = GÜNTHERT, H = HASLER, P = PREISWERK).

Auch 2 von PREISWERK publizierte Analysen (P 88, P 100) erwiesen sich beim Vergleich von modalem und normativem Modalbestand als

Tab. 3. *Modus der analysierten Gesteine.*

Handstück Nr.	G 18 b II	G 38	G 48	G 79 B	G 226
QUERVAIN, 1942, IV, Nr. 410		409	408	406	405
Quarz	45,0	35,5	38,9	48,9	23,5
Kalifeldspat	31,6	11,9	3,5	20,6	—
Plagioklas	11,0	31,9	30,7	17,9	22,0
idem (An-Gehalt)	(22)	(23–28)	(18–40)	(17–25)	(22–36)
Biotit	11,2	17,6	20,0	7,2	18,4
Muscovit	0,2	1,6	—	2,8	—
Zoisit-Epidot	0,9	1,5	6,5	2,5	8,5
Orthit	—	—	0,4	—	—
Hornblende	—	—	—	—	27,6
Apatit	0,1	—	—	—	—
Hämatit	—	—	—	0,1	—

Handstück Nr.	G 633	P 65 a	P 76	P 99	P 100	P 101
PREISWERK, 1918, Nr.	—	1	5	4	3	2
NIGGLI, 1930, IV, Nr.	—	100	286	285	101	102
Quarz	34,4	40,7	2,3	2,8	38,4	45,6
Kalifeldspat	15,6	21,5	—	—	39,5	10,6
Plagioklas	13,3	20,8	23,6	18,8	19,0	28,5
idem (An-Gehalt)	(5–20)	(21)	(27–46)	(20–56)	(14–19)	(20–32)
Biotit	9,8	7,2	6,3	17,8	1,5	11,8
Muscovit	25,8	5,9	—	—	1,6	0,7
Zoisit-Epidot	—	3,9	—	—	—	2,8
Hornblende	—	—	67,8	60,6	—	—
Akzessorien	1,1	—	—	—	—	—

fehlerhaft. Die unvollständige Analyse P 88 (Granatgneis) ist unverwendbar. Von den Werten der Analyse P 100 (PREISWERK, 1918, Nr. 3, Aplit) ist nur das Alkaliverhältnis falsch, während die Alkalisumme richtig ist. Das aus dem Modus berechnete Verhältnis von $K_2O : Na_2O$ lautet 5,15 : 2,86 (in Gew. % : 5,68% K_2O und 3,15% Na_2O). Korrigierte Niggli-Werte von Aplit P 100' : si 445, al $48\frac{1}{2}$, fm $4\frac{1}{2}$, c 7, alk 40, k 0,54, mg 0, c/fm 1,6, qz + 185.

Aus der E Nachbarregion wurden ferner folgende 3 Gesteinsanalysen verwendet: Ruscada-Gneise P 549 (Preiswerk, 1931, S. 38, Nr. 14), B 217 und Ganna-Gneis B 376 (BUCHMANN, 1953).

Tab. 3 gibt sowohl den Modus der vom Verfasser analysierten 6 Gesteine als auch einiger von PREISWERK beschriebener Gesteine wieder.

Die Mineralmengenverhältnisse der meist inhomogenen Gesteine des Maggia-Lappens schwanken in der Regel beträchtlich im Kleinbereich.

Selbst in einem makroskopisch scheinbar homogenen Gestein, wie z. B. G 48, stimmt der im Dünnschliff ermittelte Modus nicht überein mit dem aus der chemischen Analyse berechneten Mineralbestand.

Ein strenger quantitativer Vergleich von Norm und Modus ist leider meist unmöglich. Der Chemismus eines Hauptgemengteiles kann auf Grund der chemischen Gesteinsanalyse und des Modus nicht immer einwandfrei berechnet werden; so konnte z. B. die Biotitzusammensetzung im scheinbar homogenen Plagioklasgneis G 48 nicht ermittelt werden. Nur grobe Analysenfehler homogener oder schwach inhomogener Gesteine lassen sich durch Berechnungen nachweisen.

Zur petrogenetischen Deutung wurden nur Analysen jener Gesteine der Nachbargebiete mitverwendet, welche mit Material unseres Arbeitsgebietes übereinstimmen und somit Typencharakter besitzen.

Seriale Kennzeichen

Die Projektionen vieler analysierter Gesteine des Maggia-Lappens fallen im QLM-Dreieck (Fig. 4) ausserhalb des Eruptivgesteinsfeldes und stellen danach Paragesteine dar. Es bestätigt sich HASLERS (1949, S. 132) Feststellung, dass die meisten der chemisch und auch der nur u. d. M. untersuchten Paragesteine des Maggia-Lappens nicht gleichmässig über das ganze Sedimentfeld verteilt sind, sondern sich in seinem feldspatreichen Teil anhäufen. Sie fallen zur Mehrheit in das Arkosefeld und kommen somit dem Chemismus der Eruptivgesteine nahe. Im Eruptivgesteinsfeld findet sich die Projektion der Hüllgesteine H 150, H 328a, G 48 und des Ganna-Gneises B 376, der ähnlich zusammengesetzt ist wie viele nur im Dünnschliff untersuchte Hüllgesteine. Die Kerngesteine bilden in chemischer Hinsicht keine besondere Gruppe, sondern ordnen sich in die Serie der Hüllgesteine ein (vgl. Fig. 4, 6). Dasselbe zeigt auch das Variationsdiagramm (Fig. 5). Die analysierten Gesteine des Maggia-Lappens weisen z. T. dieselben Beziehungen des si-Wertes zu den Basen auf wie Eruptivgesteine der Kalk-Alkali-Reihe, z. T. ist der si-Wert höher. Für Eruptivgesteine zu hohes si weisen folgende Gesteine auf: Matorello-Gneise G 79 B und P 101, Alpigia-Aplitgneis B 152, Hüllgesteine G 633, H 110, H 153 und alle die verbreiteten Hüllgesteinstypen von der Zusammensetzung des Ganna-Gneises B 376. Für starke Übersättigung an si sprechen auch die Quarzzahlen aller nicht hornblendereichen Gesteine des Maggia-Lappens.

Alle diese serialen Kennzeichen ergeben zusammen ein Bild, das charakteristisch ist für klastische Sedimente (ROSENBUSCH-OSANN, 1923, S. 511f., 536f.; NIGGLI, 1924, S. 69).

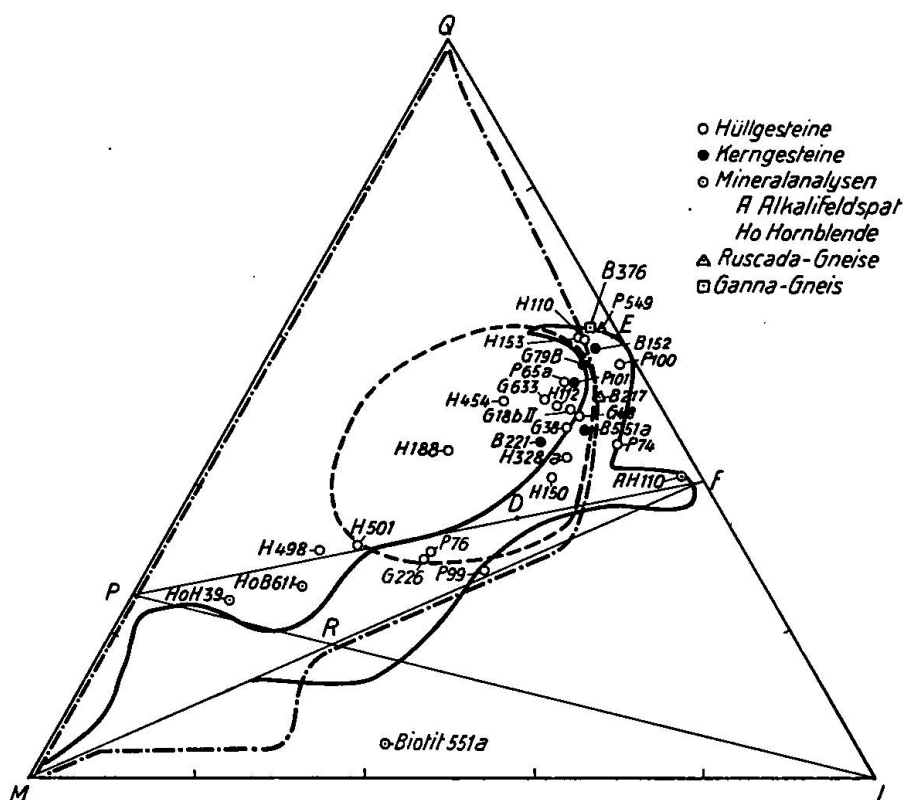


Fig. 4. Die Gesteine des Maggia-Lappens im QLM-Dreieck. Felder: ausgezogen = Eruptivgesteine der Kalk-Alkali-Reihe, strichpunktiert = Sedimente, gestrichelt = Arkosen, B = BUCHMANN, G = GÜNTHERT, H = HASLER, P = PREISWERK.

Dafür spricht auch die Unabhängigkeit der al-, c-, fm- und alk-Zahlen vom k-Wert. So variieren z. B. die Alkaliensumme und der k-Wert stark in Gesteinen von verschiedenem Chemismus. Wo Stoffzufuhr vorliegt, heisst dies: die Stoffzufuhr schwankt mengenmässig und qualitativ; sie erfasste Gesteine von wechselvollem Chemismus. Die Werte si, al, fm und c sind meistens eine Funktion des Ausgangskemismus der Gesteine.

Aufschlussreich ist ferner die Darstellung im Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Dreieck (Fig. 6); sie fusst auf Dünnschliffbestimmungen und erfasst weit mehr Gesteinsproben als Fig. 4. Charakteristischerweise führen viele Gesteine des Maggia-Lappens mehr Quarz als Feldspäte. Dies steht im Gegensatz zu den Verhältnissen bei Eruptivgesteinen, die bei gleichen Mafitmengen mehr Feldspäte als Quarz enthalten, ausgenommen TRÖGERS (1935) Perazidite. Seine Perazidite stellen indessen saure Ganggesteine, Greisen u. ä. Bildungen dar, während die quarz-

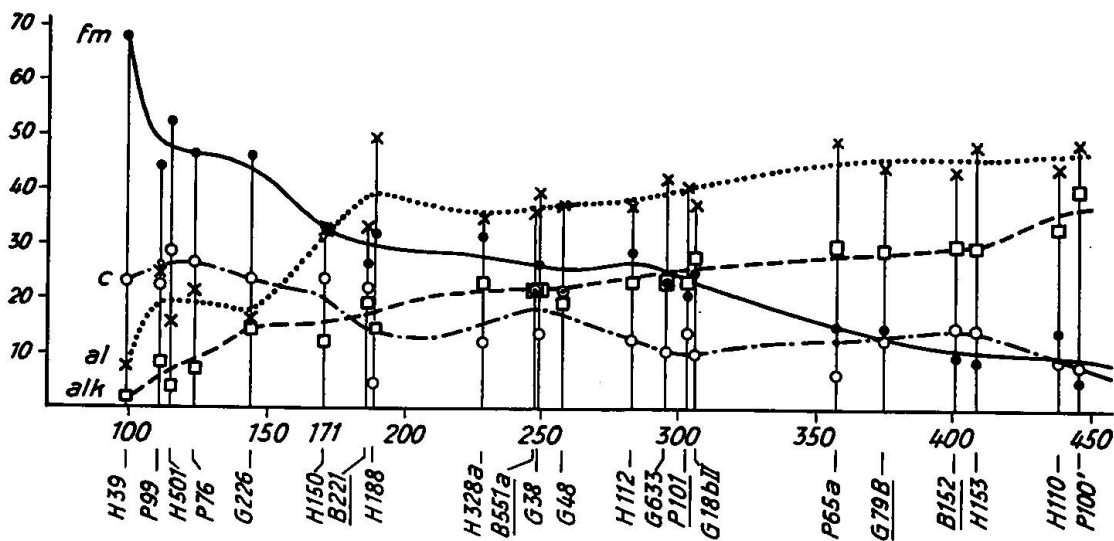


Fig. 5. Variationsdiagramm der Gesteine des Maggia-Lappens.
Unterstrichene Nummern = Kerngesteine.

reichen Gesteine des Maggia-Lappens eine konkordante Schichtfolge von Gneisen und Glimmerschiefern von Paraabkunft bilden.

Im k-mg-Diagramm streuen die Hüllgesteine des Maggia-Lappens unregelmässig über das gesamte Feld der Eruptivgesteine der Kalk-Alkali-Reihe und auch der Alkali-Reihe. Mehrere Projektionspunkte liegen ausserhalb des Eruptivgesteinsfeldes. Die Hüllgesteine besetzen somit die gleichen Streufelder wie Sedimente.

Die Kerngesteine (BUCHMANN, 1953, Fig. 20) dagegen gliedern sich im k-mg-Diagramm in 3 Gruppen:

1. Gesteine mit Na-Vormacht.
 - a) Plagioklasaplitische Gesteine, gekennzeichnet durch extreme Na-Vorherrschaft (ohne Äquivalente unter NIGGLIS (1936 b) Magmentypen der Kalk-Alkali-Reihe.
 - b) Gesteine von hauptsächlich trondhjemitischem und plagioklasitischem Chemismus und einige wenige Na-reiche Vertreter von granodioritischem bis quarzdioritischem Chemismus. In dieses Feld fallen sämtliche Alpigia-Gneise.
2. Gesteine von intermediären Alkaliverhältnissen bis leichter K-Vormacht. Chemismus: granitisch, granodioritisch, quarzdioritisch, dioritisch. Hierher gehören die Kerngesteine des Matorello-Teillappens und des Cocco-Zuges, ferner aplitische Gesteine.
3. Gesteine mit deutlicher K-Vormacht. Chemismus: granitisch. Ruscada-Gneise, K-reiche Antigorio-Gneise, Verampio-Gneis.

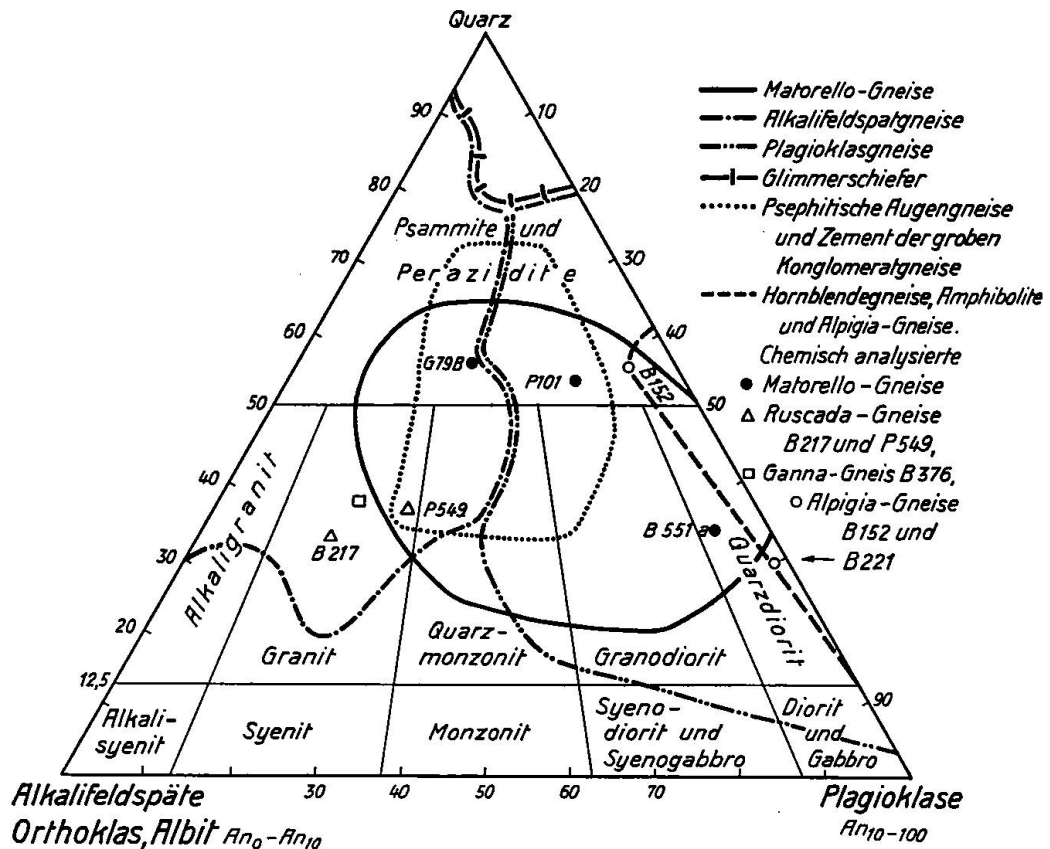


Fig. 6. Die Gesteine des Maggia-Lappens im Quarz-Feldspat-Dreieck.

In keinem dieser Felder steigen die si-Zahlen gegen die Abszisse zu an, wie dies bei den Magmenreihen konstant der Fall ist.

Die diagonale Lage der Felder der Kerngesteine kann auf magmatischen Ursprung hinweisen; sie kann aber ebensowohl durch metamorphe Prozesse (Metasomatosen, metamorphe Differentiation u. a.) entstehen und ist sogar in klastischen Sedimenten möglich.

Die Projektionen der Kern- und Hüllgesteine bilden also auch hier keine getrennten Gruppen.

Im Feldspat-Dreieck (Fig. 7) fallen die Projektionen der Gesteine des Maggia-Lappens in 3 Felder, die in deutlicher Beziehung stehen zu den Biotit-, Kalifeldspat-, Albit- und Hornblende-Projektionspunkten.

Dies steht in Einklang mit der auf S. 105—107, 112f. diskutierten Feldspatisierung eines Altbestandes. Von der Ab-Ecke erstreckt sich gegen das Innere von Fig. 7 das Feld der Albitisierung und der Oligoklasierung; von der Or-Ecke aus, resp. von HASLERS (1949, S. 128, 137) Kalifeldspat-Punkt her kommt ihm das Feld der Gesteine mit K- und Or-Zu-

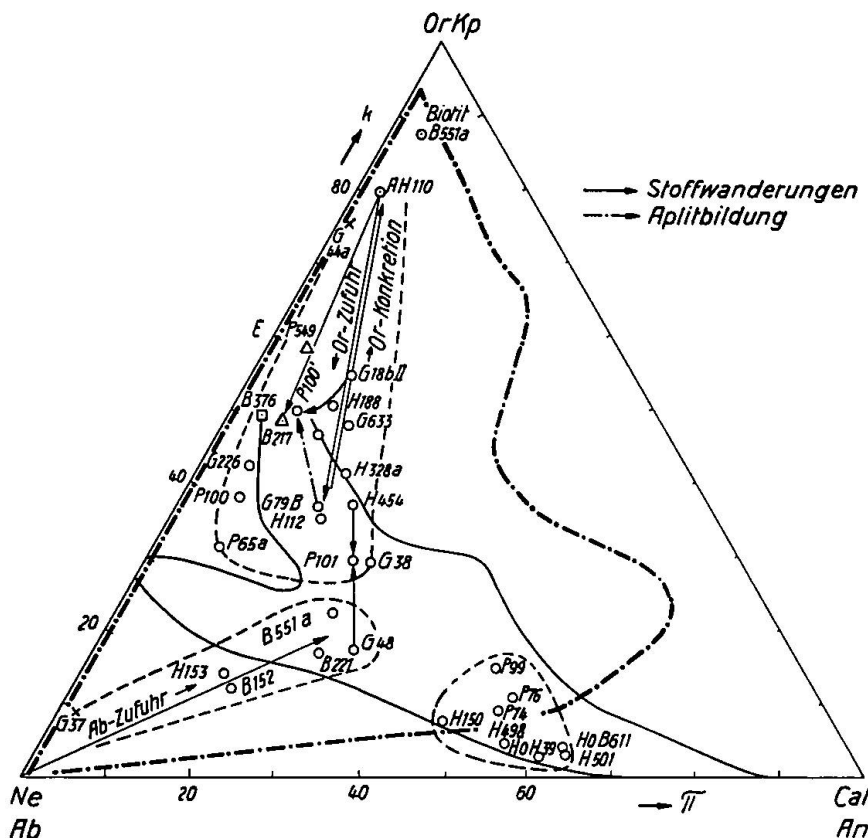


Fig. 7. Die Gesteine des Maggia-Lappens im Feldspatdreieck (k- π -Diagramm). Felder: ausgezogen = Eruptivgesteine der Kalk-Alkali-Reihe, strichpunktirt = Sedimente, gestrichelt = Gesteine des Maggia-Lappens. Signaturen: Kreuze = aplitische (G 44a) und pegmatitische (G 37) Gesteine, aus dem Modus berechnet, übrige = chemische Analysen (s. Fig. 4).

fuhr entgegen. Die Kerngesteine des Matorello-Teillappens und die isochemen Hüllgesteine liegen im Übergangsbereich der beiden Felder.

Es erhebt sich hier die Frage, ob nur interne Stoffverschiebungen vorliegen, oder ob eine Alkalizufuhr von aussen her stattgefunden hat. Da keine unveränderten Ausgangsgesteine mehr vorhanden sind, wird versucht, diese Frage — soweit dies möglich ist — auf statistischem Wege zu beantworten. Zu diesem Zwecke wurde ein generelles alk-k-Diagramm der Sedimente (Fig. 8) aus verschiedenen Quellen zusammengestellt. Es ergaben sich folgende 3 Sedimentfelder: Mergel + Tone, Sandsteine + sandige Mergel + alkalireiche Tone, Salzgesteine. Da am Feld der Salze keine anderen Sedimente teilhaben, stellt seine Grenze gegen das Sandsteinfeld die Linie des maximalen Alkaligehaltes der nicht salzartigen Sedimente dar.

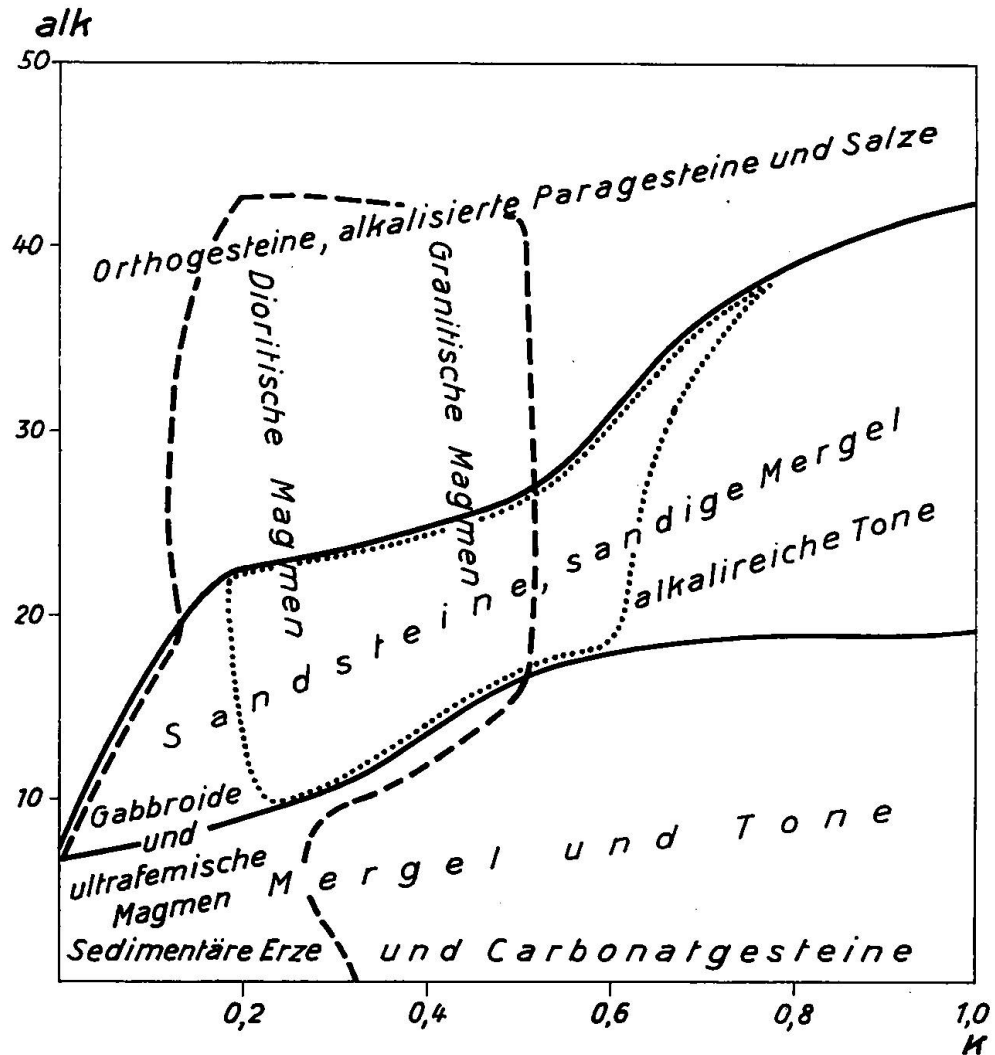


Fig. 8. alk-k-Diagramm der Sedimente, der Paragesteine und der Eruptivgesteine der Kalk-Alkali-Reihe.

Felder: ausgezogen = Sedimente, gestrichelt = Eruptivgesteine, punktiert = Arkosen.

In dieses Diagramm wurde ferner das Feld der Eruptivgesteine der Kalk-Alkali-Reihe nach NIGGLI (1936b) eingetragen. (Die Projektionen der Eruptivgesteine der Natron-Reihe und der Kali-Reihe erweitern das eingetragene Feld der Eruptivgesteine nur wenig und derart, dass Eruptivgesteine der Kali-Reihe kaum als Ausgangsmaterial der Gesteine des Maggia-Lappens in Frage kommen.) Der Vergleich des Eruptivgesteinsfeldes mit den 3 Sedimentfeldern ergibt, dass nur die alkalireichsten Eruptivgesteine mehr Alkalien besitzen als die Sandsteine, Mergel und Tone. Fig. 8 dient auch zur Feststellung der Paratur der Metamorphite,

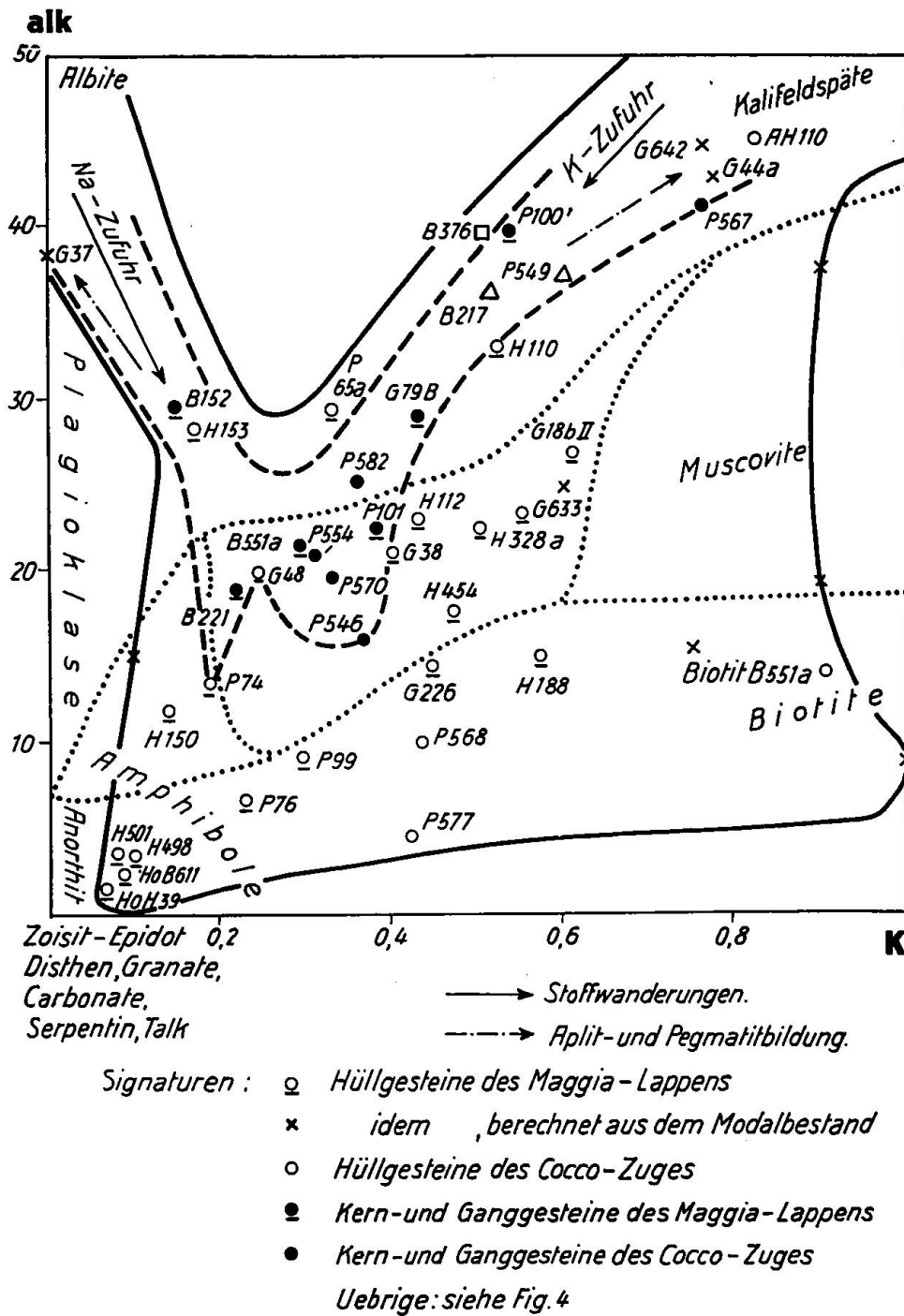


Fig. 9. alk-k-Diagramm der Gesteine des Maggia-Lappens und des Cocco-Zuges.
Felder: ausgezogen = Hüllgesteine, gestrichelt = Kerngesteine, punktiert = Sedimente.

deren Projektion ausserhalb des Eruptivgesteinsfeldes fällt. Die Projektionen metamorpher Gesteine verteilen sich wie folgt: Basische bis intermediäre Orthogesteine, stofflich wenig bis unveränderte Paragesteine und — insbesondere im Bereich des Eruptivgesteinsfeldes — auch schwach alkalisierte Paragesteine kommen in die beiden Felder der Mergel und Sandsteine zu liegen. In das Feld der Salzgesteine fallen nur alkalireiche Orthogesteine und Migmatite, wie auch intensiv alkalisierte Paragesteine. Metamorphe Salzgesteine fallen ausser Betracht, da Salze schon bei mesothermalen Metamorphose völlig aufgelöst und weggeführt werden.

Projiziert man die Deckengesteine des NW Tessins in dieses alk-k-Diagramm, so erhält man Fig. 9. Das Feld der Hüllgesteine greift weit über das Eruptivgesteinsfeld hinaus, was wiederum für sedimentären Ursprung dieser Gesteine spricht. Mindestens ein Teil der Hüllgesteine muss Alkalizufuhr erfahren haben, denn ihr Feld reicht auch weit in das Gebiet der alkalireichsten Ortho- und Paragesteine hinein. Wie im Terrain, so auch in Fig. 9, umrahmen die Hüllgesteine die in sie eingelagerten Kerngesteine. Die Abtrennung in Fig. 9 erfolgt aus Gründen der Klarheit und gelingt nur unvollkommen, wie die Projektionen der Hüllgesteine H 153, G 48, G 38 u. a. zeigen. Kern- und Hüllgesteine gehen chemisch ineinander über (vgl. Fig. 4—7). Das Feld der Deckengesteine weist in der oberen Hälfte von Fig. 9 eine grosse Lücke auf, die auf Grund von modalen Analysen an weiterem Material genauer abgegrenzt werden konnte. Links dieser Lücke liegt das Na-reiche Feld der Plagioklasaplite, Plagioklaspegmatite und der Alpigia-Gneise (Gruppe 1, s. S. 47). Rechts dieser Lücke findet sich das breitere Feld der k-reichen Matorello- und Cocco-Kerngesteine, der Aplite, Pegmatite und Ruscada-Gneise von granitischem bis granodioritischem Chemismus. Diese Felder spiegeln dieselben genetischen Vorgänge wider wie ihre Analoga in Fig. 7. Die Vereinigung der Projektionsfelder der Na- und der K-reichen Kern- und Ganggesteine spricht auf Grund unten angeführter, mineralogisch-geologischer Indizien für ein Ineinandergreifen und Sichüberdecken von K- und Na-Zufuhren in Paragesteine. Beide Kerngesteinsreihen leiten vom Arkosefeld zu den Projektionen der Alkalifeldspäte über.

Alkalizufuhr senkt den ursprünglichen Tonerdeüberschuss der Paragesteine durch Bildung von Feldspat und Glimmer und gleicht damit den Chemismus der Paragesteine dem der Orthogesteine an, die z. T. ebenfalls einen kleinen Tonerdeüberschuss aufweisen.

Für eine Alkalizufuhr spricht ferner das Verhältnis $\text{alk} : \text{al}$ (LAPADU-HARGUES, 1945, S. 255f.), welches zunimmt von den Paragesteinen zu den Kern- und Ganggesteinen und sich dabei dem Wert 1 nähert.

DIE EINZELNEN GESTEINSTYPEN

Bei der Besprechung der Hüllgesteine wird besonderes Gewicht auf die bisher nicht bekannten Konglomeratgneise gelegt, da sie ausschlaggebend sind für die Deutung der Gesteine des Matorello-Teillappens.

Ferner werden die Kerngesteine (Matorello-Gneise) ausführlich behandelt, da ihre Genese eines der Hauptprobleme der vorliegenden Arbeit darstellt.

Um dem Leser den Vergleich mit den Arbeiten von PREISWERK, HASLER und BUCHMANN zu erleichtern, haben wir in Tab. 4 die sich entsprechenden Gesteinsarten dieser Autoren parallelisiert und mit unserer Nomenklatur verglichen. In Übereinstimmung mit HASLER (1949, S. 86) und im Gegensatz zu PREISWERK und BUCHMANN spielt bei unserer Einteilung die Verwitterungsfarbe der Gesteine keine Rolle. Bezeichnungen wie „braune Biotitgneise“ (PREISWERK, 1918, S. 59) wurden vermieden, da sich herausstellte, dass die Gesteinsfarbe und der klassifikatorisch wichtige Feldspatgehalt unabhängig voneinander variieren. Wohl stellen ca. $\frac{4}{5}$ der braun anwitternden Biotitgneise meines Arbeitsgebietes Plagioklasgneise dar, der restliche Fünftel enthält jedoch wesentlich mehr Kalifeldspat als Plagioklas (10—50 An) und ist deshalb als feinflaseriger plattiger Alkalifeldspatgneis ausgeschieden worden. BUCHMANN (1953) „Braune Gneise“ dagegen stellen fast ausnahmslos Plagioklasgneise dar; sie weisen jedoch z. T. dieselbe Zusammensetzung auf wie seine „Grauen Gneise“, „Quarzitgneise“ und „Piatto di Rodi-Gneise“. In meinem Arbeitsgebiet stellen ca. 90% der grau anwitternden plattigen Gneise Alkalifeldspatgneise dar, die restlichen 10% sind als Plagioklasgneise ausgeschieden worden.

Es ist noch zu erwähnen, dass die in Karte und Text als Alkalifeldspatgneise bezeichneten Gesteine vorherrschend K-reiche Feldspäte (Orthoklas, Mikroklin, selten Perthit) führen; es tritt jedoch auch Albit bis Albit-Oligoklas darin auf. Der vergesellschaftete Plagioklas ist meist ein Oligoklas; lediglich die Bändergneise und die Hornblendegesteine führen basischeren Plagioklas.

Hüllgesteine

KONGLOMERATGNEISE

Diese Gesteine gliedern sich nach der Grösse ihrer Komponenten wie folgt:

- grobe Konglomeratgneise,
- feine Konglomeratgneise (psephitische Augengneise).

Tab. 4. *Vergleich der Kartenlegenden von Preiswerk (1918), Hasler (1949), Günthert (Tafel I—IV) und Buchmann (1953).*

PREISWERK	HASLER	GÜNTHERT	BUCHMANN, (von Günthert entsprechend dem Modalbestand eingereiht)
Vorwiegend Sedimente (Paragneise) Feinkörnige braune Biotitgneise und Glimmerschiefer	Zweiglimmer-Plagioklasgneis und Glimmerschiefer	Dunkle, feinkörnige, dünnplattige bis schiefrige, glimmerreiche Plagioklasgneise und Glimmerschiefer	Braune Gneise, ca. $\frac{4}{5}$ der Grauen Gneise, z. T. Feldspat-Augen führend, Quarzitgneise, p. p., Piatto di Rodi-Gneise, p. p.
„Bändergneise“, Injektionsgneise, Orthogneise z. T.	Bändergneise	Dunkle, feinkörnige biotitreiche Bändergneise mit Einlagerungen hornblendereicher Biotitgneise u. heller quarzreicher Gneise	Bändergneise, Quarzitgneise p. p.
Amphibolführende Gneise und Amphibolite	Amphibolite, Hornblendefelse, hornblendereiche Zweiglimmer-Plagioklasgneise	Amphibolite, Hornblendegneise und Hornblendeschiefer	Amphibolite und überwiegend hornblendeführende Paragneise
Eruptivgesteine (Orthogneise) Granitgneise	Körniger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis (Matorello-Granitgneis)	Matorello-Gneis: Grobflaseriger, granulierter, grobgebankter Alkalifeldspatgneis, übergehend in massige granitartige Gesteine	Matorello-Gneise

Tab. 4 (Fortsetzung)

Plattige Zweiglimmergneise	Heller, feinkörniger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis	Helle, feinflaserige, feinkörnige, plattige Alkalifeldspatgneise, z. T. schlierig	Ca. $\frac{1}{5}$ d. Grauen Gneise, Muscovitquarzite, Augengneise, p. p., Piatto di Rodi-Gneise p. p.
Augengneise	Grobflaseriger Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis	Augengneise (im Text auch „feine Konglomeratgneise“ genannt)	Piatto di Rodi-Gneise p. p., Augengneise p. p.
Basische Zonen in den Granitgneisen, basische Eruptivmassen in den Paragneisen	Amphibolite, Hornblendefelse, hornblendereiche Zweiglimmer-Plagioklasgneise	Amphibolite, Hornblendegneise und Hornblendeschiefer	Amphibolite und überwiegend hornblendeführende Paragneise, biotit- und hornblendereiche Varietät d. Matorello-Gneises
Metamorpher Peridotit: „Topfsteine“, „Pietre ollare“	—	—	Basische bis ultrabasische Metamorphite (Hornblendite, Giltstein)
Anhang: Muldengesteine. Trias — Permocarbon (Quarzite)			
Trias-Permocarbon, Quarzite	Quarzite	Quarzitschiefer und Quarzite unsicherer stratigraphischer Stellung im Verband mit Marmor der Trias (s. S. 27, 158)	Quarzitgneise p. p.

Nach der Einteilung von NIGGLI (1935, S. 32) tragen die groben Konglomeratgneise den Charakter der Block- und Grobkiesfraktion, während die feinen Konglomeratgneise aus Sedimenten der Feinkies- bis Grobsandfraktion hervorgegangen sind.

Die psephitische Natur der Konglomeratgneise ist in Tafel I—IV irrtümlicherweise nicht erwähnt.

Grobe Konglomeratgneise

treten SE bis NE Poncione di Braga (Einschlusszeichen auf Tafel I) und S bis SSE P. 2700 des Fornà di Matorello (L: P. di Rodi 2698,8) auf. Sie finden sich im Bereich der plattigen Alkalifeldspatgneise und der psephitischen Augengneise; auf der E-Seite des Südgrates des P. di Rodi 2698,8 gehen sie in massigen Matorello-Gneis über. Sämtliche Vorkommen sind lokal begrenzt und nicht niveaubeständig.

Der blockreichste Konglomeratgneis steht NE Poncione di Braga an. Das glazial polierte Vorkommen misst ca. 30 : 50 m und ist 6—7 m mächtig aufgeschlossen. Es findet sich am W-Ende eines Zuges psammitischer Alkalifeldspatgneise, der vom Lago della Froda nach SW gegen den Poncione di Braga hinzieht. In einem dieser Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneise treten von NE nach SW — anfangs sporadisch, dann häufiger — polygene, stengel- bis linsen- oder auch kugelförmige Gerölle auf. Als weitere Komponenten stellen sich auch horizontal übereinandergeschichtete, weit grössere, polygene Gesteinsplatten und Blöcke ein.

Der Zement der Konglomeratgneise NE Poncione di Braga entspricht dem erwähnten psammitischen Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis; lagenweise gleicht er auch psephitischem Augengneis, seltener Plagioklasgneis. Diese Bindemittel wechsellagern miteinander und gehen z. T. lateral wie vertikal ineinander über. Die seltene Diagonalschichtung wird abgebildet durch Lagen verschiedener Korngrössen. In diese Zemente sind Gerölle verschiedenster Art und Grössen eingebettet.

Der augengneisartige Zement entspricht dem chemisch analysierten Augengneis G 38 (vgl. S. 42f., 61f.) und stimmt auch überein mit den übrigen psephitischen Augengneisen der Hülle des Matorello-Teillappens. Der plagioklasgneisartige Zement stimmt überein mit den S. 74f. beschriebenen Plagioklasgneisen.

Der alkalifeldspatgneisähnliche Zement ist mineralogisch und chemisch untersucht worden (vgl. Analyse G 633, S. 42f.). Nach Gefüge und Mineralbestand stimmt er überein mit den verbreiteten geröllfreien Alkalifeldspatgneisen der Hülle des Matorello-Teillappens. Neben glimmerreichen Partien gibt es auch glimmerarme, quarzfeldspatreiche Lagen in diesem Zement.

Die Struktur ist inhomogen infolge unregelmässiger Verteilung der Gemengteile, oder homogen wie in den geröllfreien Alkalifeldspatgneisen. Die inhomogene Struktur zeigt folgendes Bild: Neben einzelnen parallel-

struierten Glimmerschuppen treten Glimmerzeilen und parallel bis wirr struierte Zweiglimmernester in einem blastopsammitischen Quarz-Feldspatgrundgewebe auf, welches lokal in mittelkörnige Quarzzeilen und Quarznester übergeht. Dieser Quarz ist sehr ähnlich demjenigen der Quarzzeilen und Quarznester des feinkörnigen Matorello-Gneises vom Typ G 79 A und des psephitischen Augengneises vom Typ G 38. — Die Gemengteile sind von derselben Ausbildung wie die der plattigen Alkalifeldspatgneise, weshalb sich eine Beschreibung erübrigt.

Die Komponenten der Konglomeratgneise NE Poncione di Braga

Die kugeligen und die linsen- bis stengelförmigen Komponenten sind von ähnlicher Form und Grösse wie die grössten Gerölle der Konglomeratgneise des Basodino-Gebietes (vgl. BURCKHARDT 1942, Tafeln X und XI, Abb. 9, 10, 13—16). Die Längsachsen der linsen- bis stengelförmigen Komponenten sind meistens in die Schieferungsebene des Zementes //b eingeregelt, selten quer dazu (/a) gestellt. Die Längsachsen (1 bis 5 dm) der eingeregelteten Gerölle sind durchschnittlich fünf- bis zehnmal länger als die Querachsen; manchmal ist die Auswulzung noch weiter geschritten. So finden sich zwischen den eingelagerten Gesteinsblöcken Gerölle, deren Längsachsen (3 bis 20 dm) zwanzigmal länger sind als die Querachsen. Die Längsachsen der nicht eingeregelteten Gerölle sind höchstens zwei- bis dreimal länger als ihre Querausdehnung. Die linsen- bis stengelförmigen Komponenten bestehen aus Gneis, Zweiglimmerschiefer und Quarzit, die kugeligen Gerölle aus Aplit, Quarzit und Epidotfels.

Die Glimmerschiefergerölle entsprechen den Zweiglimmer-Quarzitschiefergeröllen der psephitischen Augengneise. Die Quarzitgerölle sind ähnlich ausgebildet wie in den Konglomeratgneisen des Basodino-Gebietes (BURCKHARDT, 1942, S. 155). Die Apliten sind hinsichtlich Gefüge und Mineralbestand sehr ähnlich den S. 97f. erwähnten alkalifeldspatreichen Apliten des Maggia-Lappens. Epidotfelsgerölle sind sehr selten zu treffen. Das blass-olivgrüne, massige Gestein setzt sich wie folgt zusammen:

Hauptgemengteile:	Fe-armer Epidot	80—90 Vol. %
	Quarz	10—20 „

Neben- und Übergemengteile: Zirkon, Titanit, Biotit, Zoisit, Oligoklas-Andesin.

Die Gesteinsplatten und Blöcke regeln sich ebenfalls in die Schieferungsebene des Zementes ein, lagern aber unregelmässig über- und

nebeneinander. Sie weisen langelliptische bis linsenförmige Längs- und Querschnitte auf und besitzen folgende Abmessungen: Länge und Breite 0,5—2 m, Dicke ca. 0,3 m. Die Platten und Blöcke bestehen aus Augengneis, biotitreichem Zweiglimmerschiefer und psammitischem Alkalifeldspatgneis und entsprechen Gesteinen des Maggia-Lappens.

Blockarme grobe Konglomeratgneise E und SE Poncione di Braga

Der Zement besteht aus dem S. 61f. beschriebenen Augengneis vom Typ G 38.

Die Komponenten

In diesem Augengneis finden sich teils einzeln eingestreut, teils in Schwärmen und Nestern (vgl. Einschluß-Signaturen in Tafel I), zahlreiche $\frac{1}{2}$ dm³ bis wenige m³ grosse, linsen- bis stengel-, seltener auch kugelige und eckige Gerölle (ähnlich BURCKHARDT, 1942, Tafel VIII, Abb. 3 und 4, und Tafel X, Abb. 12). Die hellen bis dunklen, geschiefert bis massigen, polygenen Komponenten gehen z. T. über in den Zement, z. T. sind sie scharf begrenzt. Die meisten Gerölle sind deformiert. Sie bestehen aus folgenden Gesteinen (modaler Mineralbestand in Vol. %):

1. Alkalifeldspatquarzite: 65% Quarz, 30% Kalifeldspat, 1 bis 2% Plagioklas (An 21), 1—2% Klinozoisit, je 1% Biotit und Muscovit. Ausgangsgesteine: Arkosesandsteine.

2. Epidotquarzite: 65% Quarz, 30% Epidot (13 Mol. % Fe-Epidot), 5% Plagioklas (An 20). Ausgangsgesteine: Kalksandsteine mit tonigem Bindemittel.

3. Granatquarzite: 65% Quarz, 35% Almandin. Ausgangsgesteine: Ton- und eisenreiche Sandsteine.

4. Quarzreiche Alkalifeldspatgneise: 40% Quarz, 40% Kalifeldspat, 10% Plagioklas (An 16), je 5% Biotit und Muscovit. — Ähnlich den feinkörnigen, quarzreichen Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisen (siehe S. 68).

5. Biotit-Alkalifeldspat-Plagioklasgneise: Ähnlich Typ 1 der Alkalifeldspatgneise: 35% Quarz, 24% Plagioklas (An 21—27), 20% Kalifeldspat, 20% Biotit, 1% Epidot.

6. Biotit-Plagioklasgneise: identisch mit G 48 (s. S. 42f., 74f.).

7. Calcit führende Plagioklasgneise: 30—40% Quarz, 40% Plagioklas (An 24), 10—20% Calcit, 5% Kalifeldspat, 3% Biotit, je 1% Muscovit und Epidot. Ausgangsgesteine: Eisen- und magnesiumarme, sandig-kalkige Mergel.

8. Hornblendegneise: 40% Quarz, 40% Plagioklas (An 28—34), 15% gemeine Hornblende, 3% Biotit, 2% Almandin. Makroskopisch ähnlich den S. 79f. beschriebenen Hornblendegneisen. Ausgangsgesteine: Kalkreiche, mergelige Sandsteine.

9. Zoisit-Hornblendegneise: 35% Quarz, 10—20% Plagioklas (An 90), 30% gemeine Hornblende, 20% α - und β -Zoisit, 1% Titanit. Ausgangsgesteine: Sandig-kalkige Mergel.

10. Biotitschiefer: fischförmige Komponenten ähnlich den S. 76f. beschriebenen Biotitschiefern. Modus von G 536 XII: 34,5% Quarz, 58,6% Biotit, 3,9% Plagioklas (An 25), 3,0% Titanit (+ Klinozoisit). Ausgangsgesteine: Fe- und Mg-reicher Ton.

11. Zweiglimmer-Quarzitschiefer: 60% Quarz, 25—30% Muscovit, 10% Biotit, je 1% Kalifeldspat und Carbonat. Verwandt mit den S. 76f. beschriebenen Zweiglimmerschiefern. Ausgangsgesteine: Kalkarme, sandige Tone.

12. Granatglimmerschiefer: 20—30% Quarz, 20—50% Biotit, 20—50% Almandin. Ausgangsgesteine: Kalkfreie Tone.

13. Quarz-Feldspatmarmore und Calcitgneise: 40—50% Calcit, 20% Quarz, 20% Kalifeldspat, 10% Plagioklas (An 20—28), je 1% Muscovit und Epidot. Ausgangsgesteine: Sandige Kalke.

Gesteine von der Art der Gerölltypen 1—3, 9 und 13 sind an keiner anderen Stelle des Maggia-Lappens gefunden worden.

Gesteine von der Art der übrigen Gerölltypen treten auch als nicht psephitische Hüllgesteine im Matorello-Teillappen auf; hiervon sind die Typen 4, 5, 8, 10—12 projiziert worden in Fig. 9.

Konglomeratgneise S bis SSE P. 2700 (L: P. di Rodi 2698,8)

Diese Gesteine hat BUCHMANN (1953, S. 58) entdeckt. Sie finden sich eingelagert in die psephitischen Augengneise der Ostflanke des Südgrates von P. 2700 und ziehen sich nach S hin bis P. 2574 (L: P. Valletta 2580). Da diese Gesteine für die Genese des Matorello-Gneises von grosser Bedeutung sind, habe ich sie 1949 und 1950 aufgesucht und ihre Übergänge in den Matorello-Gneis studiert.

Dem Anstehenden am Fuss der Ostflanke des Grates N P. 2574 wurden neue Proben entnommen und u. d. M. untersucht.

Der Zement gleicht den Augengneisen E Poncione di Braga. Da deren Beschreibung im wesentlichen auch für diesen Zement gilt, werden nur Abweichungen erwähnt.

Die bis 5 cm langen Kalifeldspatäugen besitzen z. T. die Form von

Rollstücken; sie sind bisweilen kantig und nur teilweise in die Hauptschieferungsrichtung des Zementes eingeschlichtet. Der Plagioklas tritt reichlich auf im feinkörnigen Grundgewebe, von wo aus er die Kalifeldspataugen — z. T. unter Myrmekitbildung — randlich korrodiert. Der Plagioklasgehalt ist durchschnittlich höher als in den psephitischen Augengneisen E Poncione di Braga und nimmt zu gegen den N anschliessenden Matorello-Gneis SSE P. di Rodi; gegen dieses Kerngestein zu treten auch Nester von Quarz, Biotit und Feldspat in zunehmender Menge und in derselben Ausbildung auf, wie sie für die Matorello-Gneise typisch ist. Der Mineralbestand des Zementes (Grundgewebe + Augen) schwankt zwischen folgenden Extremwerten:

Quarz	30—50 Vol. %
Kalifeldspat	1—50 „
Plagioklas	20—50 „
Biotit	5—20 „
Muscovit	1—10 „
Zoisit-Epidot	0—1 „

Die polygenen Komponenten sind meist nuss- bis kopfgross, selten grösser (linsenförmig, mit Dimensionen bis zu 5 : 30 : 150 cm). Neben gerundeten und elongierten Komponenten treten — häufiger als in den Konglomeratgneisen des V. Peccia — eckige Komponenten auf; diese liegen öfters quer zur Schieferung des Zementes.

Modale Zusammensetzung der Komponenten (in Vol. %):

Biotitschiefer von derselben Ausbildung und Zusammensetzung wie die entsprechenden Gerölle in den Konglomeratgneisen und wie die Einschlüsse in den Matorello-Gneisen des V. Peccia. Diese Biotitschiefer-Konglomeratgneise gehen SSE P. di Rodi in Matorello-Gneis über.

Plagioklasaplitgneis: 30—50% Quarz, 30—50% Oligoklas, 1 bis 10% Alkalifeldspat, 5—10% Muscovit, 1—2% Biotit.

Hornblendegneis: 10—40% Quarz, 30—50% Plagioklas, 1% Alkalifeldspat (meist als Antiperthit), 20—30% Hornblende, 1—20% Biotit, 0—2% Zoisit.

Plagioklasreicher Hornblendegneis: 20—40% Quarz, 40 bis 70% Plagioklas, 10—20% Hornblende.

Hornblendeschiefer: 30—40% Quarz, 50—60% Hornblende, 10% Zoisit.

Biotit-Plagioklasgneise: 30—50% Quarz, 20—30% Plagioklas, 10—30% Biotit, 0—5% Zoisit, 0—1% Granat.

Die kleineren, nuss- bis augenförmigen Komponenten sind von derselben Zusammensetzung wie in den feinklastischen Augengneisen.

Nach BUCHMANN (mündl. Mitteilung) kommen unter den Komponenten auch faustgrosse Hornblendequarzite vor.

Feine Konglomeratgneise (psephitische Augengneise)

Der auf Tafel I, II, IV, VI und in Fig. 10 ausgeschiedene „Augengneis“ ist zur Hauptsache ein Psephitgneis. Augengneise anderer Entstehung treten untergeordnet auf unter den plattigen Alkalifeldspatgneisen, mit denen sie des Massstabes wegen in Karte, Profilen und Figuren zusammengefasst wurden.

Die psephitischen Augengneise sind charakteristische Hüllgesteine. Sie gehen aus Konglomeratgneisen hervor. Der psephitische Charakter der Augengneise ist nicht nur gegeben durch die S. 56 f. beschriebenen, groben Komponenten, sondern auch durch die daneben auftretenden, zahlreicheren, kleineren, augen- und stengelförmigen Gerölle, die unten beschrieben werden.

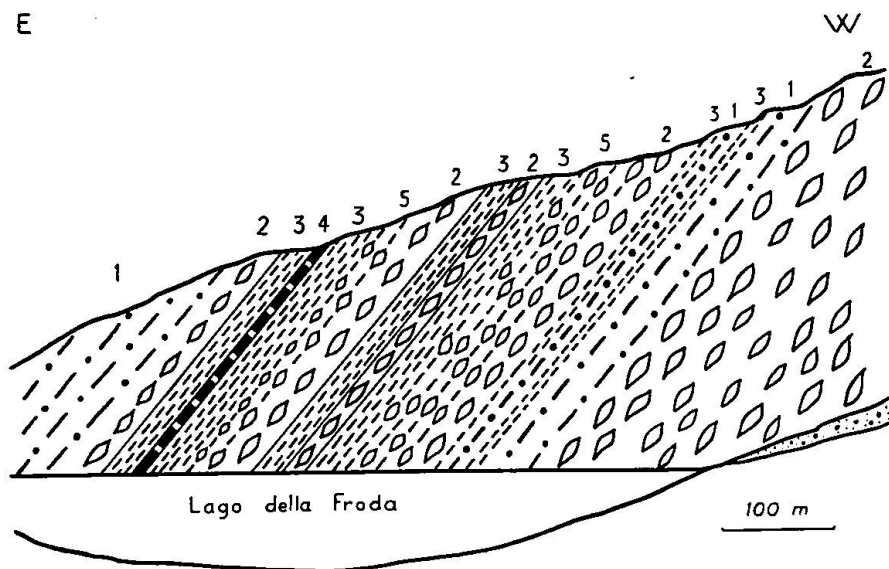


Fig. 10. Wechsellagerung und Übergänge der Hüllgesteine des Matorello-Teil-lappens (vereinfacht). Profil durch das Südufer des Lago della Froda (L: Lago 2363), NE Poncione di Braga, Val Peccia. 1 = Kleine Feldspat-Augen führender, feinkörniger plattiger Alkalifeldspatgneis. 2 = Grobflaseriger Augengneis, z. T. feinklastisch-psephitisch (Augen relativ zu gross gezeichnet). 3 = Helle quarzreiche und dunkle biotitreiche Bändergneise. 4 = Hornblendegneis. 5 = Quarz- und Kalifeldspat-Augen führende Bändergneise, übergehend in 2 und 3.

Makroskopisch stimmen sie mit den Augengneiskomponenten der Konglomeratgneise des Basodino-Gebietes (vgl. BURCKHARDT, 1942, Tafeln XIV und XV, Abb. 27—30) überein.

Die psephitischen Augengneise entsprechen feineren Partien der groben Konglomeratgneise und zeigen im Terrain Übergänge in diese; ferner gehen sie über in plattige Alkalifeldspatgneise, in Bändergneise, in Plagioklasgneise (SE bis NE Poncione di Braga, vgl. Fig. 10) und in Matorello-Gneise.

Die „Piatto di Rodi-Augengneise“ von BUCHMANN (1953) und die von ihm kartierten, Feldspatäugen führenden „Grauen Gneise“ zwischen P. 2574 (L: P. Valletta 2580) und P. 2700 (L: P. di Rodi 2698,8) stimmen überein mit den hier beschriebenen Augengneisen, abgesehen vom teilweise höheren Plagioklasgehalt.

Die folgende Gesteinsbeschreibung bezieht sich nur auf mein Untersuchungsgebiet.

Textur: Grobflaserig, mit Gesteins- und Mineral-„Augen“ von 1 bis 6 cm Längsdurchmesser in einem feinkörnigen Grundgewebe. Zahl, Grösse und Zusammensetzung der „Augen“ können schon auf kleinem Raume stark wechseln. Teils sind sie regellos verteilt, teils schichtweise angereichert. Neben linsen-, stengel- und kugelförmigen finden sich auch unregelmässige eckige „Augen“.

Struktur: blastopsephitisch. In einem granoblastischen Grundgewebe (= Bindemittel) aus Quarz, Feldspäten und Glimmer treten linsenförmige „Augen“ auf, welche umhüllt werden von Zeilen parallel orientierter oder zopfartig verflochtener Biotitschuppen ($d = 1 : 1 \text{ mm}$). Diese Glimmerhäute bewirken die Flaserung des Gesteines.

Mineralbestand von Grundgewebe + „Augen“:

Quarz	30—40 Vol. %	Apatit
Kalifeldspat	10—30 „	Zirkon
Plagioklas	20—35 „	Titanit
Biotit	15—25 „	Chlorit
Muscovit	0—2 „	schwarzes Erz
Zoisit-Epidot	0—2 „	

Chemische Analyse und Modus des psephitischen Augengneises: Siehe G 38, S. 42f.

Das Grundgewebe: Der Quarz ist in rundlichen, kleinen ($d = 0,3 \text{ mm}$) und in groben, verzahnten ($d = 1 \text{ mm}$) Individuen entwickelt. Die Feldspäte und Glimmer sind ähnlich ausgebildet wie in den plattigen Alkalifeldspatgneisen. Die An-Werte der meist invers zonaren Plagioklase

variieren von 23—29%. Hie und da bilden verbogene Biotitschuppen ($d = 1 \text{ mm}$) grosse Nester, ähnlich wie im Matorello-Gneis.

Die „Augen“ bestehen vorwiegend aus einem granoblastischen monomikten (Kalifeldspat) oder polymikten (Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas) Korngemenge, seltener aus Kalifeldspatporphyroblasten. Das monomikte Gemenge ist z. T. durch Kornzerfall entstanden (Überindividuen). Die Kalifeldspatporphyroblasten sind ähnlich ausgebildet wie jene der Matorello-Gneise; sie umschliessen alle übrigen Gemengteile, was für Gleichzeitigkeit von Porphyroblastese und letzter Umkristallisation des Gesteines spricht. Nachträglich wurden die Kalifeldspatporphyroblasten teilweise in Plagioklas umgewandelt, analog wie die der Matorello-Gneise HASLER, 1949, Fig. 9, S. 100, 102).

Vergleich mit den benachbarten psephitischen Bildungen der Bedretto-Mulde und des Basodino-Lappens

Die psephitischen Bildungen des Maggia-Lappens sind sowohl nach Gesteinsart und Grad der Metamorphose als auch nach Form und Auftreten der Gerölle völlig verschieden von den Konglomeraten der Bedretto-Mulde.

Sie sind dagegen eng verwandt mit denjenigen des Basodino-Lappens. Beide Konglomeratgneistypen stimmen weitgehend überein. Der Zement der Konglomeratgneise des Basodino-Gebietes (z. B. NE Cima di Lago, vgl. BURCKHARDT, 1942, S. 147) entspricht teils den plattigen Alkalifeldspat- und Plagioklasgneisen, teils den psephitischen Augengneisen des Maggia-Lappens. Es sind jedoch auch einige Abweichungen festzustellen. So hat im Basodino-Lappen das Bindemittel häufiger die Zusammensetzung eines Biotit-Plagioklasgneises. BURCKHARDT (1942) erwähnt keine bis 1 m^3 grosse, block- und bankförmige Komponenten. Gerölle der Typen 1—4, 7—10, 12 und 13 fehlen dem Basodino-Lappen. Die Gerölle der Konglomeratgneise des Basodino-Lappens sind im allgemeinen nicht eingeregelt in die Paralleltextur des Zementes, wie dies in den meisten Konglomeratgneisen des Maggia-Lappens der Fall ist. Kataklastische Bildungen sind verbreitet in den Konglomeratgneisen des Basodino-Lappens, nicht aber in den Konglomeratgneisen des Maggia-Lappens. Ferner sind nach BURCKHARDT (1942, S. 155 und Tafeln VIII bis XVI) die Gerölle der Konglomeratgneise des Basodino-Lappens häufig wenig oder gar nicht alpin deformiert. Im Gegensatz dazu treten undeformierte Gerölle in den Konglomeratgneisen des Maggia-Lappens selten auf. Der geringen alpinen Deformation und Einregelung der Gerölle des Basodino-Lappens steht eine mittelstarke Deformation und eine fast allgemeine Einregelung der

Gerölle des Maggia-Lappens gegenüber. Dies weist auf eine stärkere Gesteinsumwandlung im Maggia-Lappen hin. Der höhere Grad der Umkristallisation ist schuld am Fehlen kataklastischer Bildungen. — Es sind dies alles jedoch keine prinzipiellen Unterschiede.

Petrogenetische Deutung

Grobe Konglomeratgneise waren PREISWERK nicht bekannt aus dem Maggia-Lappen. Seine Augengneise deutete er (1918, S. 58, 63f., 75) als Orthogesteine. Dafür liegen jedoch keine sicheren Anzeichen vor: Nirgends treten Augengneise intrusiv auf, noch sind sie verknüpft mit Orthogesteinen; sowohl blastoporphyrische, als auch blastogranitische Strukturen fehlen. Die meisten der in Tafel I, II, IV und in Fig. 10 ausgeschiedenen Augengneise stellen vielmehr Psephitgneise dar. Dafür sprechen die Geröllführung und die Struktur. Neben Einstreuung einzelner Gerölle tritt bald wilde, bald nach Geröllgrösse geordnete Lagerung auf. Die einzelnen Konglomeratgneisvorkommen sind aus lokalen Geröllanhäufungen hervorgegangen. Die Dimensionen der Komponenten, ihre Verbandsverhältnisse und ihre teilweise petrographische Übereinstimmung mit dem Nebengestein sprechen für Abtragung eines Trograndes und für kurzen Transportweg. Die Gerölle sind wahrscheinlich als Gneis, Quarzit, Aplit, Epidotfels und Glimmerschiefer eingebettet worden. Dafür spricht folgendes: In schwach metamorphem Bindemittel treten manchmal stärker metamorphe Gerölle auf. Gneiskomponenten und massige Aplitgerölle enthalten z. T. mehr Feldspäte als ihr Bindemittel. Gneiskomponenten, deren Paralleltexur nicht übereinstimmt mit der alpinen Paralleltexur des Zementes, bilden eine ältere Schieferungsrichtung ab, die voralpin entstanden sein dürfte; daneben herrschen alpin eingeregelter Gerölle vor.

Die Korngrößenverteilung der psephitischen Augengneise ist ähnlich derjenigen eines recenten Kiesel, dessen Gerölle ($\varnothing > 10$ mm) in eine Sandfraktion (Korngrößen 0,5—0,2 mm) eingebettet sind; sie entspricht auch der Korngrößenverteilung gewisser Buntsandsteine des Schwarzwaldes und der granitführenden Kulm-Konglomerate des Frankenwaldes (EIGENFELD, 1933, S. 53f.). Die beiden Korngrößenmaxima der Augengneise können primär sedimentär entstanden sein, wobei die augenförmigen Komponenten die Kiesfraktion, das Grundgewebe den tonig-sandigen Zement abbilden würden. Die sekundären Veränderungen durch Metamorphose, nämlich Kornverkleinerung durch Granulierung und Kornvergrößerung durch Sammelkristallisation, scheinen sich zu kompensieren.

Die polygranularen Augen sind abzuleiten von quarzreichen Geröllen von granitischer, granodioritischer und aplitischer Zusammensetzung, die

in einen Arkosezement eingebettet wurden. Der Glimmer kann den Geröllen primär gefehlt oder sie als Tonhäute umschlossen haben, oder aber er ist während der Metamorphose an den Rand der „Augen“ gewandert dank mechanischer Ortsregelung bei der Durchbewegung. Wahrscheinlich liegen Konvergenzen und Kombinationen dieser drei Möglichkeiten vor.

Der polymikte Charakter der Konglomeratgneise spricht — zusammen mit ihrer Lagerung und Textur — eindeutig gegen eine Entstehung durch tektonische Linsenbildung. Alpine Dislokationsbrekzien des Untersuchungsgebietes sehen zudem völlig anders aus.

Die Bindemittel sind meist feldspat- und glimmerreich. Ihre Zusammensetzung hängt von derjenigen ihrer Komponenten ab: Sie ist ähnlich oder tonerdereicher als die ihrer Komponenten, aus deren Abrollung und Verwitterung die Bindemittel hervorgegangen sind. So ist z. B. der Zement (G 633) der Glimmerschiefergerölle glimmerreicher als der Zement (Typ G 38, G 48, G 18 b II) der Gneisgerölle. Die Zusammensetzung der Bindemittel wechselt lagenweise und im selben Horizont mit oder ohne Änderung der Textur: Der chemisch analysierte psephitische Augengneis G 38 (s. S. 42f.) ist ein Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Plagioklasgneis von normalgranodioritischem Chemismus. Aus dem Modus zweier weiterer psephitischer Augengneistypen a) und b) liess sich mit Hilfe der Normberechnung von NIGGLI (1936a) annäherungsweise folgender Pauschalchemismus berechnen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	t = al-alk-c
a):	500	37	26	6,5	30,5	0,7	0,4	0,5
b):	338	31,5	37	6,5	25	0,6	0,4	0

a) bildet das Bindemittel von Gerölltyp 5, b) den Zement der Gerölltypen Nr. 1—4, 6—13 (vgl. S. 58f.). Die hohen si-, alk- und k-Werte sprechen für Abkunft von Arkosen (vgl. Feld der Psephitgneise, Fig. 6). Ein modaler Vergleich mit Arkosen ergibt, dass der gesamte Feldspat- und Glimmergehalt der Augengneise primär sedimentogen sein kann, ausgenommen die alkalireichen psephitischen Augengneise E des Grates P. di Rodi (2698,8)-P. Piatto di Rodi.

Die augengneisartigen Bindemittel sind aus feinkiesigem Grus, die übrigen Zementarten aus kalkarmen Arkosen hervorgegangen. Dafür spricht auch der Chemismus des Zementes G 633 (s. S. 42f.). Für sedimentäre Herkunft charakteristisch sind 1. der hohe Tonerdeüberschuss $al-alk-c = +9$ bei $K = 0,56$; 2. das für saure Eruptivgesteine mit gleichen Basenwerten zu hohe si; 3. die Projektionslage im Sedimentfeld der Fig. 4

und 9 und im c-(al-alk)-Diagramm (NIGGLI, 1930, S. 67). Der Chemismus von G 633 ist verwandt mit dem der folgenden Gesteine: Verrucano, Konglomerat, Perm (NIGGLI, 1930, VIII, Nr. 34), Pelitgneis (NIGGLI, 1930, V, Nr. 125), pelitogener Serizitchloritalbitgneis (NIGGLI, 1924, S. 493, si 271). Die übrigen Zementtypen sind — abgesehen von Übergängen — ähnlich zusammengesetzt wie der Plagioklasgneis G 48 und der Alkalifeldspatgneis G 18 b II (vgl. Fig. 4, 6). Diese Gesteine lassen sich auf Grund ihres Chemismus auch als Orthogneise deuten. Dass jedoch der Zement eines typischen Konglomeratgneises kein Orthogestein darstellt, liegt auf der Hand. Auch diese Bindemittel sind aus kalkarmen, tonreichen bis tonarmen Arkosesandsteinen hervorgegangen.

Die alpine mesothermale Rekristallisation hat zuerst das leichter umprägbare Bindemittel erfasst, hernach die Komponenten. Die Umkristallisation des Zementes erfolgte selektiv: zuerst rekristallisierten seine feinkörnigen, pelitischen und psammitischen Bestandteile, später das grobkörnige Material. So erklären sich sowohl die Einschlüsse der porphyroblastischen Feldspatäugen, als auch das Verhalten der Glimmerfasern. Der früh entstandene Glimmer tonerdereicher Augengneise bildete unregelmässig ins Grundgewebe eingestreute Schüppchen und wirr bis parallel struierte Nester, ferner Fasern um die später rekristallisierenden „Augen“. Diese Biotitnester und -fasern sind durch Umkristallisation aus winzigen Bruchstücken von Tonschiefern entstanden. Die Glimmernester sind teils identisch mit den charakteristischen Glimmernestern und Biotitputzen der Matorello-Gneise, teils liegen grössere Nester aus gröberen Biotitschuppen vor. Die Kalifeldspat-, Quarz- und Glimmernester des Zementes stellen Relikte der primär heterogenen Stoffverteilung seines Ausgangsmaterials dar. Der Biotit wird stets angefressen von jüngeren Quarz- und Feldspatkörnern des Zementes und der Komponenten, die länger mobil blieben als der Glimmer (dieselbe kristalloblastische Reihe wie in Matorello-Gneisen).

Die einschlussreichen Kalifeldspatporphyroblasten sind — abgesehen von der Grösse — wie der Kalifeldspat des Grundgewebes ausgebildet und entstanden durch authigene späalpiner Sammelkristallisation von Or-Substanz des Grundgewebes.

Über die Möglichkeit von Stoffwanderungen zwischen block- und kugelförmigem Geröll und Bindemittel ist folgendes festzustellen: Zwischen den scharf begrenzten Gerölltypen 1—4, 7—9 und 11 einerseits und ihren Bindemitteln andererseits ist in der Regel kein sekundärer Stoffaustausch nachweisbar. Dagegen weisen die übrigen Gerölltypen, soweit sie in augengneisartige Bindemittel übergehen, Anzeichen einer Feldspati-

sierung auf. Deutlich dringen „Augen“ und Kornzeilen von Quarz und Feldspäten vom Zement her zwischen die Glimmerlagen dieser Komponenten ein. Primäre lokale Konzentrationsunterschiede zwischen Geröll und Bindemittel haben zu endogenen alpinen Stoffwanderungen und damit zur teilweisen Feldspatisierung der Gerölle geführt. Dagegen ist eine wesentliche exogene Stoffzufuhr in die Konglomeratgneise während der alpinen Metamorphose nicht nachweisbar.

Durch Deformation sind die Gerölle in vielen, aber nicht in allen Fällen nach der tektonischen Achse b' (vgl. Tafel V) ausgezogen, ohne kataklastische Erscheinungen und ohne erkennbare Scherungen. Die undulöse Auslöschung, die Risse, die teilweise Granulierung und die vorherrschende Einregelung der „Augen“ konform der linearen Paralleltextur sprechen für para-deforme Blastese und für parakristalline alpine Stressbeanspruchung, die nicht bis zur Mylonitisierung fortschritt, sondern von einer post-deformen Rekristallisation überprägt wurde. Die parakristalline Durchbewegung der Augengneise erfasste die Glimmer frühzeitig, so dass sie als Gleitbahnen wirken konnten. Dabei zerrissen die Glimmerhäute zwischen Geröll und Bindemittel, so dass die Augentextur nur noch durch flaserartig das Grundgewebe durchziehende, alpin eingeregelter Biotit-schuppen abgebildet ist.

„Augen“ und Bindemittel stellen alpine Bildungen dar, die aber — mit Ausnahme der alpinen Kalifeldspatporphyroblasten — schon voralpin (Arkose-Konglomerate) angelegt waren. Dafür zeugt das Auftreten relik-tischer eckiger Komponenten.

Die Konglomeratgneise scheinen folgende Metamorphosen erlitten zu haben:

Wahrscheinlich voralpine (hercynische?) Gneissifizierung der Komponenten und der Bindemittel und

die alpine Metamorphose.

Das Auftreten alpin nicht eingeschlichteter metamorpher Komponenten ist entweder primär sedimentär oder durch voralpine Metamorphosen bedingt. Das Auftreten vieler alpin deformierter Gerölle neben wenigen alpin nicht eingeregelten Komponenten zeigt, dass es der alpinen Dislokationsmetamorphose wohl gelungen ist, die meisten Gerölle der Grobsand- bis Feinkiesfraktion, nicht aber alle grösseren Komponenten zu deformieren und einzuregeln. Alpin stärker umgebildet wurde der Zement, dessen planare und lineare Paralleltextur mit der Textur der Muldengesteine vollständig übereinstimmt.

HELLE, FEINFLASERIGE, KLEINKÖRNIGE, PLATTIGE ALKALIFELDSPATGNEISE

Die meist hellgrauen, feinschiefrigen Gesteine treten hauptsächlich in Kernnähe und als Gneislamellen in der Bedretto- und in der Teggiolo-Mulde auf. Die Alkalifeldspatgneise gehen im Feld über in Matorello-Gneise, in psephitische Augengneise, in Plagioklasgneise und in Bändergneise (vgl. Fig. 10, S. 61); die Übergangspartien sind z. T. schlierig inhomogen und lagig ausgebildet. Gelegentlich finden sich Schollen von Fremdgesteinen eingeschlossen, z. B. NE Zotto di Val Peccia (siehe Einschluss-Signatur in Tafel I). Es sind meist Biotitschieferschollen, welche ähnlich ausgebildet sind wie entsprechende Einschlüsse der Matorello-Gneise und wie schiefrige Gerölle der Konglomeratgneise.

Die Alkalifeldspatgneise unterscheiden sich texturell deutlich von ähnlich zusammengesetzten Matorello-Gneisen durch ihre plattige Beschaffenheit und ihr feines Korn. Ferner sind die „Augen“ führenden Alkalifeldspatgneise feinkörniger und feinflaseriger als die typischen psephitischen Augengneise des Maggia-Lappens.

Mineralbestand:

Quarz	20—60 Vol. %	Apatit
Kalifeldspat	20—40 „	Titanit
Plagioklas	5—20 „	Zirkon
Biotit	0—20 „	Serizit
Muscovit	0—30 „	Zoisit
Klinozoisit-Epidot	0— 5 „	Orthit
Calcit	0—20 „	Granat
		Chlorit
		Limonit
		schwarzes Erz

Nach dem Mineralbestand lassen sich folgende Alkalifeldspatgneisvarietäten unterscheiden: 1. Biotitgneise, 2. Zweiglimmergneise, z. T. „Augen“ führend, 3. Muscovitgneise, 4. Calcit führende Gneise, 5. Kataklastische Gneise (texturell und strukturell unterschieden von den übrigen Varietäten). Die oft durch Übergänge miteinander verbundenen Varietäten mussten des Massstabes wegen in Tafel I—IV zusammengefasst werden.

Die Struktur der Varietäten 1.—4. ist gekennzeichnet durch folgende Gefügetypen:

a) homogen feinkörniges granoblastisches Gefüge herrscht vor; bei Quarzreichtum Übergang in blastopsammitisches Gefüge. Mittlerer Korndurchmesser: 0,4 mm.

Mit a) wechsellagern

b) inhomogene Gefügetypen:

- I. Unregelmässiger mikroskopischer Zeilenbau: Zeilen von feinem + grobem, verzahntem Quarz, Zeilen aus feinkörnigem Quarz + Feldspat + Glimmer, Lagen aus grobschuppigem Biotit. In diesen Lagen treten auch Quarznester auf.
- II. Blastopsammitische bis blastopsephitische Gefüge wie im Zement der Konglomeratgneise (vgl. S. 56f.).
- III. Porphyroblastische Gefüge. Lokal und horizontweise treten Feldspatporphyroblasten auf, die im Feld als kleine isolierte „Augen“ erscheinen. PREISWERK (1918, Spez.-Karte 81) hat diese augenführenden Alkalifeldspatgneise als Augengneise ausgeschieden. Wir stellen sie dagegen zu den plattigen Alkalifeldspatgneisen, da sie von den psephitischen Augengneisen deutlich unterschieden sind:

Die stets aus einem Individuum gebildeten „Augen“ der Alkalifeldspatgneise sind durchwegs bedeutend kleiner ($d \leq 5$ mm) als die der psephitischen Augengneise; ferner treten die „Augen“ in den Alkalifeldspatgneisen nur spärlich auf, verlieren sich oft im Streichen und werden nicht von Biotitflatschen umhüllt wie jene.

Chemische Analysen: vgl. Nr. G 18b II, G 633, P 65a (s. S. 42), H 110 (HASLER, 1949, S. 97, 126) und B 376 (BUCHMANN, 1953, S. 57).

Der Kalifeldspat besitzt ähnliche optische Daten wie der von HASLER (1949, S. 98f., 126) analysierte; versteckte Mikroklingitterung ist häufig, Trübung und Serizitisierung kommen jedoch nur spärlich vor. Die Kalifeldspäte treten sowohl als Zwischenkorn, z. T. ein Netzwerk bildend, als auch in Zeilen, Nestern und Porphyroblasten auf. Albitporphyroblasten (An_5 ; $d = 2-5$ mm) finden sich nur W Corte grande di Sero-dano, wo sie, zusammen mit ebenso grossen Holoblasten von Kalifeldspat und Quarz, einen Muscovit-Albitknotengneis bilden. Die Alkalifeldspatporphyroblasten sind reich an folgenden Einschlüssen:

Tropfenförmiger Quarz, Epidotkörner, Glimmerschüppchen. In den albitfreien Alkalifeldspatgneisen sind Anfangsstadien der Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas verbreitet; die Verdrängung erfolgt analog wie im Matorello-Gneis und wie im Sambuco-Teillappen (HASLER, 1949, Fig. 8, S. 97, und Fig. 9, S. 100). Der stets granoblastische Plagioklas ist häufig invers zonar.

Der An-Gehalt des Kernes variiert von 3% bis 27%, derjenige der

Hülle von 12% bis 36% An. Der An-Gehalt der unzonierten Körner schwankt zwischen 4% und 34%. Der Plagioklas ist reich an Einschlüssen: Epidot, Quarz, Zoisit und Kalifeldspat. Die von Quarz und Feldspat stark angefressenen Schuppen und Blätter von Biotit sind streng parallel angeordnet; Pleochroismus: $n_\alpha : n_\gamma$ = blassgelbgrün : dunkelbraun bis opak.

In vielen Gneisen steigt mit der Biotitmenge auch der Epidotgehalt. Der stets feinkörnige Epidot weist folgende optische Daten auf: $n_\gamma - n_\alpha = 0,005 - 0,025$; $2V$ = gross + und -. Danach handelt es sich um Klinozoisit bis Fe-reichen Pistazit von 5–22 Mol. % Fe-Epidotgehalt.

Calcit führende Gneise stehen zwischen Gangelli und dem N-Fuss des P. di Castello an. Sie wechsellagern mit Hornblendegneisen, Quarziten und Marmor. Die Calcit führenden Gneise besitzen mm-feine Lagentextur, gebildet durch glimmerarme calcitreiche und durch glimmerreiche calcitarme Lagen. Sie sind durch Verschuppung der Gneise mit Marmor der Teggiolo-Mulde entstanden. Dabei ist der Calcit nur in geringem Masse infiltriert in die Gneise. Die xenoblastischen Calcitkörner treten zeilenförmig auf und sind mit Quarz und Feldspäten eng verzahnt.

Kataklastische Gneise treten in der Schlucht zwischen Alpe Sassello und Bolla, NW Poncione di Braga, E Punta della Rossa, SSW und SE Gheiba auf. Sie fallen makroskopisch durch ihre graugrünliche Farbe und durch ihren Gehalt an lauchgrünen Chloritschnüren auf. Ihre Ausgangsgesteine sind Biotit-Alkalifeldspatgneise (Var. 1). ZAWADYŃSKI (1952, S. 20, 81) hat sehr ähnliche Gesteine als Blastokataklasite gedeutet. Ihre Zertrümmerung ist keine starke. Das noch völlig intakte Quarz-Feldspat-Grundgewebe wird von Quarzmörtel ($d \leq 0,1$ mm) und von Chloritschnüren netzartig durchzogen. Der Biotit ist völlig chloritisiert. Die Chloritschnüre setzen sich aus einzelnen Schuppen ($d = 0,6$ mm) zusammen; diese sind z. T. pseudomorph nach Biotit. Optische Daten des Chlorits: Einachsig neg.; $n_\gamma = 1,633$; Pleochroismus = hellgelblichgrün : dunkelgrün; Doppelbrechung 0–0,001. Nach Diagramm WINCHELL (1933, S. 280) liegt Aphrosiderit vor.

Eine stärkere Zertrümmerung erlitt ein augenführender Alkalifeldspatgneis NNW Gangelli. Er ist an einer kleinen Verwerfung zu einem Aderkataklasit deformiert. Dieser Kataklasit unterscheidet sich makroskopisch vom besprochenen Typ durch das Auftreten grober, linsenförmiger bis eckiger Kalifeldspatporphyroklasten. Das grünliche feinkörnige Grundgewebe (Trümmerebrei) besteht aus: 30 Vol. % Quarz, 35% Kalifeldspat, 30% Plagioklas (An_{18-26}), 5% Chlorit. Ausgangsgestein war ein porphyroblastischer Biotit-Alkalifeldspatgneis. Dieser Gangkataklasit entstand durch eine lokale spätektonische Zerrüttung.

Vergleiche im Feld und u. d. M. haben ergeben, dass nichtkataklastische Alkalifeldspatgneise auch im Basodino-Lappen auftreten, und zwar unter den von BURCKHARDT (1942, S. 143, 147) beschriebenen Psammitgneisen und als Zement der Konglomeratgneise.

Von ähnlicher Zusammensetzung sind ferner die z. T. überaus feldspatreichen permischen Psammitgneise der Urseren-Mulde (vgl. E. NIGGLI, 1944, S. 201f.), das Verucano-Konglomerat von Murg (P. NIGGLI, 1930, VIII, Nr. 34) und einige Typen der Berisal-Gneise im Simplon-Gebiet.

Petrogenetisches

Gegen Orthonatur (Deutung PREISWERK, 1918, S. 58, 63f.) der feinkörnigen plattigen Alkalifeldspatgneise spricht folgendes:

a) Eine magmatogene Gesteinsfolge vom Kern zur Hülle, Intrusivverband und Kontaktbildungen fehlen.

b) Texturelle, strukturelle und mineralogische Relikte einer ursprünglichen Eruptivgesteinsnatur liessen sich keine finden.

c) Die von PREISWERK (1918, S. 57) angeführten mineralogischen Merkmale zur Unterscheidung von Ortho- und Paragesteinen fallen dahin, da sie sowohl seinen Ortho- als auch seinen Paragesteinen zukommen.

Für Paraabkunft der Alkalifeldspatgneise sprechen:

1. Die Verbandsverhältnisse, insbesondere die Übergänge in Konglomeratgneise.
2. Die bald homogene, bald inhomogene Struktur.
3. Die starken Schwankungen der Mengenverhältnisse der Mineralien sind z. T. dieselben wie in Psammit- und Psephitgneisen.
4. Die chemische Übereinstimmung der alkaliarmen und SiO_2 -reichen Kalifeldspatgneise mit psammitischen Paragesteinen und Sedimenten (vgl. Fig. 4, 7, 9).

Die Projektionspunkte vieler alkalireicher Alkalifeldspatgneise dagegen liegen im Eruptivgesteinsfeld, soweit es vom Arkosefeld überdeckt wird (oder an seinem Rande) und gehen im Feld wie im Dünnschliff über in die alkaliarmen Vertreter. Lassen sich diese Gesteine von Sedimenten ableiten (ohne Stoffzufuhr) oder sind feldspatisierende Stoffzufuhren in gewisse Kalifeldspatgneise anzunehmen?

Chemische Analysen geröllfreier arkoseartiger Psammite, Pelite und Paragesteine von granitischem bis granodioritischem Chemismus finden sich spärlich in der Literatur; weit häufiger sind Angaben ihrer mineralogischen Zusammensetzung. Nach Daten von MACKIE (1898, S. 463), HATCH und RASTALL (1938, S. 99), CORRENS (1939,

S. 169), VON MOOS (1944, S. 15), KRYNINE (1948, S. 137, Fig. 4) ergibt sich folgende modale Variationsbreite von Kaliarkosen in Vol. % (Extremwerte in Klammern): 20—60 (80)% Quarz, (20) 25—50 (80)% Feldspat (meist Kalifeldspäte), 1—25% Serizit, Glimmer u. a. — Eigene Schätzungen an Dünnschliffen permischer Sandsteine (siehe SCHMASSMANN, 1946) ergaben 30—50% Quarz, 40—50% Kalifeldspat, 10—30% Plagioklas, 5—10% Serizit und Bauerit.

Die alkaliärmeren psammitischen Alkalifeldspatgneise können somit — statistisch gesehen — ohne Stoffzufuhr aus Arkosen entstanden sein. Gegen (alpine) Stoffzufuhren spricht die Zusammensetzung ihrer Schiefer einschlüsse: Trotz Übergängen und trotz Affinität zur Feldspatbindung sind sie feldspatfrei oder feldspatärmer als ihr Wirtgestein. Ferner fehlen Injektionsbilder und gleichsinnige Stoffgefälle. Der Feldspat- und der Alkaliengehalt dieser Kalifeldspatgneise ist gleich hoch bis niedriger wie der der Matorello-Gneise (vgl. Fig. 6, oberer Teil des Feldes der Alkalifeldspatgneise). Die an keine Gang- und Kerngesteine geknüpften, alkalireichen Alkalifeldspatgneise dagegen verdanken ihren hohen Feldspatgehalt wahrscheinlich diffusen exogenen Stoffzufuhren. Drei Typen solcher Gneise sind chemisch analysiert worden: G 18b II (vgl. S. 42f.), B 376 (Campo Tencia-Lappen) und H 110 (Sambuco-Teillappen) (vgl. Fig. 4, 7). Die Analysen dieser drei Typen dürfen hier Verwendung finden, weil Gesteine dieser Art verbreitet sind unter den in Tafel I—IV ausgeschiedenen Alkalifeldspatgneisen der Hülle des Matorello-Teillappens. Der Chemismus der drei Typen ist granitisch bis leukogranitisch. Typ G 18b II besitzt abnorm hohes k. Die Typen B 376 und H 110 enthalten wesentlich mehr Alkalien als Arkosen desselben k-Wertes führen (s. Fig. 9) und sind deutlich kieselsäurereicher als die ihren Basen entsprechenden Magmentypen. Die Verbandsverhältnisse und die Textur, die Struktur und z. T. auch die Zusammensetzung lassen Alkalifeldspatgneise der genannten drei Typen als mehr oder weniger intensiv alkalisierte Arkosegneise erscheinen.

Die Bildung der „Augen“ ist auf verschiedene Weise erfolgt:

a) Psephitogen. Psephitische Augengneise gehen im Feld über in plattige Alkalifeldspatgneise, wobei die Gerölle allmählich kleiner und spärlicher werden (s. Fig. 10).

b) Endogene porphyroblastische Augenbildung durch Sammelkristallisation von Feldspatmaterial des Grundgewebes oder durch Rekristallisation eines bereits „Augen“ führenden Altbestandes. Dafür spricht folgendes: Die Augenbildung ist nicht an das Auftreten von Gang- und Kerngesteinen geknüpft. Die augenführenden quarzreichen Alkalifeldspat-

gneise sind von derselben Zusammensetzung wie die psephitischen Augengneise und wie die entsprechenden Bindemittel der Konglomeratgneise. Die regellos eingestreuten, spärlichen, kleinen „Augen“ umschliessen Quarz und bestehen aus Feldspatindividuen von derselben Zusammensetzung wie die Feldspäte des Grundgewebes. Die Kristallisationskraft der „Augen“ schob die Glimmerhäute des Grundgewebes zur Seite. Die „Augen“ wurden parakristallin verformt, so dass sie parallel *s* ausschwänzen. Es liegt Augenbildung durch postdeforme Porphyroblastese vor.

c) Durch diffuse exogene Zufuhr von Alkali-Alumo-Silikaten in Gneise vom Typ P 65a. Dafür sprechen der hohe Alkaligehalt (s. Fig. 5, 9,) und die Struktur. „Augen“ bildende Mikroklinporphyroblasten ($\varnothing = 3$ bis 5 mm) werden verdrängt durch invers zonaren, frischeren und z. T. ebenfalls porphyroblastischen Oligoklas (17—29% An), welcher antiperthitartige Relikte von unvollständig verdrängtem Kalifeldspat umschliesst. Die augenbildenden Kalifeldspatporphyroblasten weisen Siebstruktur auf wie jene der Gruppe d). Die Grundgewebseinschlüsse der „Augen“ sind z. T. geregelt, z. T. ungeregelt. Die „Augen“ mit geregelten Einschlüssen sind meistens alpin verformt, wie jene der Gruppe b), z. T. gedreht.

Die „Augen“ mit ungeregelten Einschlüssen sind z. T. nicht deformiert und wohl aus postdeform mobilen Lösungsumsätzen entstanden, die ihre Einschlüsse entregelt haben (vgl. EXNER, 1949, S. 2). Solche „Augen“ treten z. T. auch in schlierigen Alkalifeldspatgneisen auf, die im Feld übergehen in granitoide Kerngneise. Dabei nimmt der Kalifeldspatgehalt stellenweise gegen das Kerngestein hin zu und der Tonerdeüberschuss ab; diese lokale Erscheinung ist wohl auf Alkalizufuhr vom Kern zur Hülle zurückzuführen. Die übrigen Stoffzufuhren sind wahrscheinlich z. T. magmatogen (?) oder durch partielle Anatexis aus der Tiefe, z. T. aus alkalireichen Nebengesteinen der Hülle (Ausschwitzung) erfolgt. Die Oligoklas bildende Stoffzufuhr erniedrigte den *k*-Wert und erhöhte den Alkaligehalt der tonerdereicheren Ausgangsgesteine, vermochte jedoch nicht in allen Fällen ihren Tonerdeüberschuss völlig abzusättigen.

d) Augenbildung durch aplitische Zufuhren. Einige wenige Aplite gehen über in Alkalifeldspatgneise und spalten dabei Lagen und „Augen“ // *s* des Gneises ab. Diese häufig siebartig von Relikten des Grundgewebes durchsetzten „Augen“ bestehen aus poikiloblastischen Kalifeldspatporphyroblasten (z. T. Mikroklin-Perthit), die z. T. so reichlich sprosssen, dass sie bis 50 Vol. % des Gneises ausmachen (G 59, 603). Dabei steigt das Verhältnis alk : al von 0,5 des Ausgangsmaterials bis 0,79 des aplitisch durchtränkten Nebengesteins (Aplite: 0,8 bis 0,9). Solche

Alkalifeldspatgneise mit aplitoider bis pegmatitoider Stoffzufuhr finden sich ausser in der kernfernen Hülle auch in der Randzone massiger Varietäten von Matorello-Gneis (z. B. am Lago 2222). Es ergeben sich die Übergänge: Kerngestein-Adergneis-Augengneis (nicht psephitisch)-kleinkörniger Alkalifeldspatgneis.

Kombinationen verschiedener Augenbildung sind wahrscheinlich.

DUNKLE, FEINKÖRNIGE, DÜNNPLATTIGE BIS SCHIEFRIGE, GLIMMERREICHE PLAGIOKLASGNEISE

Diese Gesteine treten vorwiegend in den Randgebieten des Matorello-Teillappens auf, wo sie mit den übrigen Hüllgesteinen wechsellagern; sie bilden auch einige Gneislamellen in der Bedretto-Mulde.

Die Plagioklasgneise gehen im Terrain über in Augengneise, Hornblendegneise, Glimmerschiefer und Bändergneise. Die Übergänge in Bändergneise setzen ein mit einer Feinschichtung der Plagioklasgneise (Wechsellagerung 1 bis 10 mm mächtiger, muscovit-, biotit-, quarz- und plagioklasreicher Lagen).

Eingelagert in die Plagioklasgneise finden sich gelegentlich (mm- bis dm-starke) Schmitzen, Gerölle und Lagen von Glimmer- und Hornblendeschiefer, aus Hornblendegneis und Amphibolit, aus Psammitgneis (\pm Calcit führend) und Quarzit.

Die Textur ist ähnlich derjenigen der plattigen Alkalifeldspatgneise. Im Feld können die Plagioklasgneise nur abgetrennt werden, soweit sie dunkelgraue bis rostbraune Verwitterungsfarben aufweisen, was mehrheitlich der Fall ist.

Struktur: grano- bis lepidoblastisch (vgl. HASLER, 1949, Fig. 6, S. 85). Quarzreiche Typen: blastopsammitisch (Quarz-Kornzeilen und Quarz- und Glimmernester).

Mittlere Korndurchmesser: 0,4 mm.

Mineralbestand:

Quarz	20—70 Vol. %	Zoisit
Plagioklas	20—50 „	Orthit
Biotit	0—40 „	Chlorit
Muscovit	0—25 „	(Serizit)
Epidot	0—15 „	(Hämatit)
Kalifeldspat	0—10 „	(schwarzes Erz)
Hornblende	0—5 „	(Pyrit)
Granat	0—2 „	(Rutil)

(Calcit 0— 5 Vol.%) (Apatit)
(Zirkon)
(Titanit)

Die Mengenverhältnisse schwanken selbst innerhalb eines Handstückes beträchtlich.

Nach dem Mineralbestand lassen sich folgende Varietäten unterscheiden: Biotit-, Muscovit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise und Calcit führende Typen. Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise herrschen vor; sie entsprechen PREISWERKS „Braunen Biotitgneisen“. Die vier Varietäten sind in den Tafeln I—IV zusammengefasst worden.

Chemische Analysen: G 48 (s. S. 42f.) und H 112, H 153, H 454 (HASLER, 1949, S. 84, 117, 126).

An-Gehalt der meist invers zonaren Plagioklasse: Kern = 11 bis 31%, Hülle = 21—41%. Der An-Gehalt der unzonierten Individuen bewegt sich zwischen 3 und 33%. Gelegentlich umschliesst der Plagioklas antiperthitischen Kalifeldspat. Der Kalifeldspat tritt meist als Zwischenkorn, seltener als Porphyroblast ($d = 2\text{ mm}$) auf. Einschlüsse: Quarz, Epidot, Glimmer. In einigen schlierig inhomogenen Gesteinstypen tritt der Biotit mit viel Epidot und Titanit zu Nestern zusammen. Je grösser die Biotitmenge, desto höher der Epidotgehalt des Gesteins. Der Kern der meist zonaren Epidotkörnchen führt 30—35 Mol. %, die Hülle 10—20 Mol. % Fe-Epidot.

Petrogenetisches

Die Plagioklasgneise sind aus Paramaterial hervorgegangen.

Für arkoseartiges, tonig-sandiges bis mergeliges Ausgangsmaterial sprechen der hohe Tonerdeüberschuss und der hohe Eisengehalt glimmerreicher Vertreter der Typen H 112, H 454 und granat-, staurolith- und disthenführender Plagioklasgneise vom Typ P 88 (PREISWERK, 1918, S. 75f.); chemisch verwandt mit den Typen H 112 und H 454 sind z. B. Phyllit H 385 (HASLER, 1949, S. 126), Augengneis G 38, Verrucano-Konglomerat, Arkoseschiefer (LOKKA, 1934, Nr. 91) und Granitgrus (ROSENBUSCH-OSANN, 1923, 118).

Die hohe Quarzzahl der quarzreichen Typen mit blastopsammitischer Struktur spricht für Abkunft von K-Na-Arkosen. Nach CORRENS (1949, S. 379), GILBERT (1949, S. 2) und nach eigenen Untersuchungen an Vogesengesteinen setzen sich plagioklasreiche Arkosen wie folgt zusammen: 30—70 Vol. % Quarz, 20—50% Plagioklas, 0—30% Orthoklas + Glimmer + Tonminerale + Carbonate + Akzessorien. Die psammitischen

Plagioklasgneise stimmen ferner modal überein mit Konglomeratgneisen (vgl. Fig. 6), in welche sie im Feld übergehen. Ihr hoher Alkaligehalt ist z. T. sedimentogen, z. T. durch Stoffwanderungen während der alpinen Metamorphose entstanden. Umkristallisation und z. T. auch Stoffzufuhr führten zur Neubildung von mechanisch unversehrtem Oligoklas-Andesin während und nach der alpinen Deformation. Dieser Plagioklas verdrängt den älteren, z. T. granulierten Kalifeldspat unter metasomatischer Antiperthitbildung. Das verdrängte K_2O ist z. T. im Oligoklas versteckt, z. T. zur Bildung von spärlichem sekundärem Serizit und Muscovit verbraucht, z. T. wohl auch in Lösungsform weggeführt worden.

Für Rekristallisation eines plagioklasführenden Altbestandes mit nur internen Stoffverschiebungen sprechen die schon von HASLER (1949, S. 92) angeführten Gründe; sie gelten besonders für randliche Vorkommen und für Gneislamellen in den Mulden. Die kristalloblastische Reihe lautet: Akzessorien — Glimmer — Kalifeldspäte + Quarz — Oligoklas + Quarz — Quarz.

Stoffzufuhr ist anzunehmen für extrem oligoklasreiche Gneise vom Typ H 153 (s. Fig. 4, 7, 9), in welche wohl hauptsächlich Na zugeführt wurde. Da im Altbestand Si und Al im Überschuss, Ca aber in viel geringerer Menge vorhanden war, hat der primäre Kalkgehalt die Basizität der Plagioklase bestimmt.

Die Plagioklasgneise können von den Mulden her keine Zufuhr erlitten haben. Als Na-Lieferanten kommen Na-reiche Hüll- und Kerngesteine in Frage. Gegen Matorello-Gneise zu wird die Struktur der plagioklasreichen Hüllgneise inhomogen-heteroblastisch (mittel- bis grobkörnige Nester und Lagen von Feldspat, Quarz und Glimmer in feinkörnigem Grundgewebe aus denselben Gemengteilen). Aus dem Kerngestein dringen gelegentlich plagioklasaplitische Äderchen ein. Dabei wird umschlossener Alkalifeldspat der Hüllgneise in Oligoklas umgewandelt.

GLIMMERSCHIEFER

Glimmerschiefer treten vorwiegend in den mittleren und randlichen Partien der W-Hälfte des Rodi-Teillappens auf. Sie wechsellagern mit glimmerreichen Plagioklasgneisen, mit Bändergneisen, Hornblendegneisen, Amphiboliten und Marmoren. Durch Zunahme des Feldspatgehaltes können die Glimmerschiefer übergehen in Plagioklasgneise.

Makroskopisch handelt es sich um meist ebenschiefrige, seltener flaserige oder gefaltete, stets feinkörnige Gesteine von hell- bis dunkelgrauer Farbe.

Nach dem Mineralbestand lassen sich folgende Varietäten unterscheiden: 1. Zweiglimmerschiefer, 2. Biotitschiefer, 3. Muscovitschiefer, 4. Quarzitisches Schiefer, 5. Granatglimmerschiefer, 6. Turmalinglimmerschiefer.

Wegen ihrer geringen Mächtigkeit sind die Varietäten 1—4 in den Tafeln I—III mit den Plagioklasgneisen zusammengefasst worden, während die Varietäten 5 und 6 sich gesondert darstellen liessen, da sie im Terrain durch ihre Porphyroblasten auffallen.

Strukturen: lepido- bis porphyroblastisch.

Mittlere Korndurchmesser: Grundgewebe 0,4 mm.

Porphyroblasten 0,5 bis 3 mm.

Mineralbestand:

Quarz	40—80 Vol. %	Hornblende
Biotit	0—80 „	Zoisit
Muscovit	0—60 „	Calcit
Plagioklas	0—40 „	Orthit
Granat	0—15 „	Serizit
Epidot	0—10 „	Klinochlor
Turmalin	0—10 „	(Apatit)
Kalifeldspat	0— 5 „	(Zirkon)
Chlorit	0— 5 „	(Rutil)
Titanit	0— 3 „	(Limonit)
		(Leukoxen)
		(Pyrit)
		(Hämatit)
		(schwarzes Erz)

Die Quarzkörner sind gelängt. Der Biotit ist pleochroitisch von blassgelb : braun. Ein Phlogopitschiefer führt als Nebengemengteil eine farblose Varietät von Klinochlor; sie wurde nach Diagramm WINCHELL (1933, S. 280, 283) als Sheridanit bestimmt. Der Plagioklas ist lagenweise granuliert, lagenweise intakt. In Biotitschiefern liess sich inverse Zonarstruktur von 21—30% An messen. Albitporphyroblasten (An 5) (d = 3 mm) finden sich nur in Muscovitschiefern.

Sowohl Albit wie Oligoklas umschliessen Glimmer und Quarz. Diese Einschlüsse sind geregelt. Die Ebene si des Interngefüges stimmt in den Zweiglimmerschiefern mit der Paralleltexur des Gesteines (se) überein. In Albiten der Muscovitschiefer dagegen bildet das si einen Winkel von 40—50° mit se des Grundgewebes; diese Einschlussreihen verlaufen z. T. geradlinig, z. T. sind sie S-förmig gekrümmt. Im ersten Fall liegt Drehung

des fertigen Kristalls vor, im zweiten Fall ist der Kristalloblast weitergewachsen während seiner Drehung. Die Drehung der Porphyroblasten ist eine Folge von Differentialbewegungen im Gefüge. Die Ursache dieser internen Bewegungen ist in tektonischen Vorgängen zu suchen, denn die Muscovitschiefer finden sich in der Randzone des Maggia-Lappens (W Corte grande di Serodano), d. h. in einer Zone tektonisch verschuppter und gefalteter Marmore und Gneise. Der Epidot tritt als Füllmineral im Plagioklas auf. Der porphyroblastische Granat (0,7 : 0,7 mm) erwies sich nach optischen und mikrochemischen Untersuchungen als Mn-haltiger Almandin. Die schwarzen, oft rissigen Turmalinprismen (1 = 1,8 mm) sind pleochroitisch von $n_\alpha : n_\gamma$ = farblos : blaugrün. Die Risse werden z. T. von Quarz ausgefüllt, welcher den Turmalin korrodiert. Einschlüsse des Turmalins: Rutil, Epidot, Zirkon, Quarz.

Petrogenetisches

Die Glimmerschiefer sind geologisch eng verknüpft mit plagioklasreichen Paragneisen und stellen nach Mineralbestand und Chemismus in der Regel typische Paragesteine dar. Ausgangsgesteine der Biotitschiefer und der Granatglimmerschiefer waren kalkarme, eisenreiche, sandige Mergel. Als Ausgangsmaterial der Zweiglimmerschiefer, der Muscovitschiefer und der Turmalinglimmerschiefer kommen Fe- und Mg-arme, kalkige-sandige Mergel und Tone in Betracht, während die quarzitisches Glimmerschiefer aus tonerde- und eisenarmen Sandsteinen abzuleiten sind. Die stoffliche Zusammensetzung der Glimmerschiefer variiert stärker als die ihrer gneisartigen Nebengesteine. Bei Überschuss an Al und Fe entstanden neben Biotit Almandin und Staurolith, bei Tonerdeüberschuss und Fe-Armut kam es zur Bildung von Muscovit und — gelegentlich — von Disthen. Die Feldspatbildung ist z. T. durch Umkristallisation des sedimentären Ausgangsmaterials, z. T. durch Stoffzufuhr entstanden. Stoffzufuhr liegt dort vor, wo die Glimmerschiefer aufgeblättert und durchsetzt sind von Augen und Adern von Quarz und Feldspat, welche von Hüll- und Kerngneisen aus eindringen. Die dabei entstandenen Plagioklasporphyroblasten umschliessen alpin eingeregelter Glimmer und Quarz des Wirtgesteins; Albitknoten drängen die Glimmerlagen auseinander. Glimmer und Quarz des Grundgewebes werden bei der Feldspatbildung z. T. aufgezehrt. Turmalin kommt in zwei verschiedenartigen Generationen vor: a) eine ältere, xenoblastische, deren spärliche Vertreter stets alpin eingeregelt, z. T. zerrissen, von Quarz korrodiert und verheilt, z. T. postdeform rekristallisiert sind, und b) eine jüngere, idiomorphische, undeform-

mierte Generation, welche unregelmäßig und lokal angereichert in Nestern und Zügen in Gneisen und albitisierten Muscovitschiefern auftritt. Diese jüngeren Turmalinnester scheinen im Zusammenhang zu stehen mit den Stoffwanderungen im Gefolge der alpinen Metamorphose, welche auch zur Albitisierung der Muscovitschiefer am S-Rande des Maggia-Lappens führte.

HORNBLENDEGESTEINE

Hornblendegneise

Diese feinkörnigen dunkelgrünen Gesteine sind — wie die Amphibolite — in Bändergneise und glimmerreiche Plagioklasgneise eingelagert. Da die Hornblendegneise meist in diese Gesteine übergehen, wurden sie in Tafel I und II nur durch eine Signatur oder zusammen mit Amphiboliten ausgeschieden.

Struktur: lepidoblastisch bis granoblastisch. Porphyroblasten von Plagioklas, Hornblende und Biotit treten sporadisch auf. Helle und dunkle Kornzeilen aus Quarz + Plagioklas und aus Hornblende + Biotit kennzeichnen Hornblendegneise, welche in Bändergneise übergehen.

Mittl. Korndurchmesser: Porphyroblasten: 1 bis 5 mm.

Übrige: 0,4 mm.

Mineralbestand:

Plagioklas	20—60 Vol. %	Orthit
Hornblende	10—60 „	Zoisit
Biotit	10—50 „	Muscovit
Quarz	5—30 „	Chlorit
Epidot	0—10 „	(Apatit)
		(Titanit)
		(Zirkon)
		(Rutil)
		(schwarzes Erz)

Chem. Analyse: vgl. Nr. G 226 (S. 42f.); H 328 a (HASLER, 1949, S. 110f., S. 126); B 221 (BUCHMANN, 1953, S. 32f.).

Der Plagioklas ist meist stark invers zonar und z. T. siebstruiert. Der An-Gehalt des Kernes variiert von 17—32%, jener der Hülle von 30—85% An. Die An-Werte der spärlichen unzonierten Individuen liegen zwischen 29% und 90%. Als Einschlüsse treten sämtliche übrigen Hauptgemengteile auf; sie sind in Reihen parallel zueinander angeordnet. Die gemeine Hornblende ist z. T. regelmässig in das Quarz-Feldspatgewebe eingestreut, z. T. bildet sie monominerale Züge und Nester. Optische Daten:

$2V = -70^\circ$ bis $+82^\circ$; $n_\gamma : c = 13-22^\circ$; $n_\gamma - n_\alpha = 0,016-0,030$; Pleochroismus: $n_\alpha : n_\beta : n_\gamma =$ gelblich bis blassoliv : bläulichgrün bis olivgrün : blaugrün.

Dunkelbrauner Biotit ist gleichmässig ins Gewebe eingestreut und tritt auch mit Hornblende und Epidot zu Zügen und Nestern zusammen. Der Glimmer ist häufig von Plagioklas derart angefressen, dass nur noch parallel orientierte Fetzen übrig blieben; Biotitporphyroblasten werden z. T. durchsetzt von Plagioklaskornzeilen. Hie und da lassen sich Verwachsungen von Hornblende und Biotit beobachten. Einschlüsse des Biotits: Epidot, Zoisit, Zirkon mit pleochroitischen Höfen, Erz, Hornblende, Plagioklas und Quarz. Der feinkörnige Epidot wurde als Klinozoisit und als Fe-armer Epidot bestimmt. Er tritt besonders reichlich auf in Hornblendegneisschollen, die dem Matorello-Gneis und plattigen Alkalifeldspatgneisen eingelagert sind. In diesen Schollen sind die Epidotkörner um die Biotit- und Hornblendeporphyroblasten geschart.

Amphibolite

Textur: massig bis feinschiefrig. Boudinage s. S. 84.

Struktur: lepido-granoblastisch bis porphyroblastisch.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung lassen sich folgende Amphibolitvarietäten unterscheiden: 1. Biotit-Amphibolite, 2. Plagioklas-Amphibolite, 3. Epidot-Amphibolite, 4. Granat-Amphibolite. Die Varietäten 1 und 2 sind die verbreitetsten.

Mineralbestand:

Hornblende	50—70 Vol. %	Chlorit
Plagioklas	2—40 „	(Apatit)
Quarz	2—20 „	(Hämatit)
Biotit	0—20 „	(Titanit)
Epidot + Zoisit	0—20 „	(Zirkon)
Granat	0—20 „	(Limonit)
Schwarzes Erz	0—5 „	(Muscovit)
		(Rutil)
		(Calcit)
		(Serizit)
		(Kalifeldspat)
		(Orthit)
		(Phlogopit)

Mittlere Korngrößen: wie in den Hornblendegneisen.

Chemische Analysen: vgl. Nr. P 76 und P 99 (S. 44); H 150, H 501 (HASLER, 1949, S. 126).

Die Gemengteile sind ähnlich ausgebildet wie in den Hornblende-gneisen, so dass nur Ergänzungen anzuführen sind: Quarz bildet gelegentlich parallele, mm- bis fingerdicke Kornzeilen. Biotit kann streifenweise oder vollständig chloritisiert sein (Pennin). Auch Hornblende ist in Pennin umgewandelt. Die farblosen Zoisit- und Epidotkörner sind teils regellos im Gewebe eingestreut, teils bilden sie Zeilen und Nester. Nach den optischen Daten liegen α -Zoisit, β -Zoisit, Klinozoisit und Epidot vor. Granat ($\varnothing = 0,3$ mm) ist in blassrötlichen, rissigen rundlichen Körnern in das Gewebe eingestreut. Es handelt sich um einen schwach Mn-haltigen, Fe-reichen Almandin (Bestimmung BURCKHARDT).

Plagioklas: Inverse Zonarstruktur herrscht vor. Nichtzonierte Individuen treten spärlich auf. Normale Zonarstruktur fand sich nur in einem Gestein.

	An-Gehalt der Plagioklasse				
	Inverse Zonarstruktur		Plagioklasse ohne Zonarstruktur	Normale Zonarstruktur	
	Kern	Hülle		Kern	Hülle
Biotit-Amphibolite (70 Ho + 5 Plag + 10 Q + 15 Bi)	18–20%	28–56%	32–66%	—	—
Plagioklas-Amphibolite (60 Ho + 20 Plag + 10 Q + 5 E + 5 Bi)	17–38%	35–92%	30–40%	55–88%	36–40%
Klinozoisit-Epidot-Amphibolite (55 Ho + 10 Plag + 10 Q + 15 E + 10 Bi)	11–28%	35–52%	30–35%	—	—

(Bi = Biotit, E = Klinozoisit-Epidot, Ho = Hornblende, Plag = Plagioklas, Q = Quarz)

Strahlsteinschiefer

Diese grasgrünen feinschiefrigen Gesteine sind meist an Hornblende-gneise geknüpft, seltener treten sie als wenig mächtige konkordante Einlagerungen in Amphiboliten, glimmerreichen Plagioklasgneisen, Bänder-

gneisen und im Matorello-Gneis auf. Infolge ihrer geringen Mächtigkeit wurden die Strahlsteinschiefer in Tafel I—IV gemeinsam mit den Hornblendegneisen ausgeschieden.

Struktur: nematoblastisch.

Mittlerer Korndurchmesser: 0,4 mm.

Mineralbestand:

Tremolit	80—99 Vol. %	Biotit
Calcit	0—10 „	Plagioklas
Quarz	0—5 „	Chlorit
Epidot	0—5 „	(Talk)
		(Apatit)
		(Titanit)

Optische Daten des Tremolits: $2V = -82^\circ$ bis 90° ; $n_\gamma : c = 16—18^\circ$; Pleochroismus: $n_\alpha =$ farblos, $n_\beta = n_\gamma =$ blassgrün; Spaltblättchen (110): $1,6 < n'_\alpha < 1,63 < n'_\gamma < 1,69$. Nach Diagramm WINCHELL (1933, S. 246) führt dieser Tremolit 5—15 Aktinolith-Mol. in Gew. %.

Petrogenetisches

Die Hornblendegesteine sind wahrscheinlich von Sedimenten abzuleiten. Dafür sprechen:

1. Texturelle, strukturelle und mineralogische Relikte, die für Ortho-Natur sprechen, liessen sich keine finden. PREISWERKS (1918, S. 76) Bezeichnung „Hornblendegabbro“ für Amphibolite ist unzulässig, denn die Texturen und Strukturen gabbroider Eruptivgesteine sehen völlig anders aus. Es liegen vielmehr typische gneisartige Metamorphite vor, und zwar sowohl im Kerngebiet wie in der Hülle.

2. Die Mineralmengen schwanken stark. Der Quarzgehalt ist relativ hoch. Granat tritt ausser in Amphibolgesteinen nur in psammitischen Plagioklasgneisen und in pelitischen Biotitschiefern im Matorello-Teilappen auf.

3. Der Chemismus der Amphibolite und Hornblendegneise ist sehr variabel und z. T. amagmatisch. Solche Schwankungen der Zusammensetzung sind typisch für Mergel und Tone. Der Hornblendegneis G 226 stellt die Randzone eines Amphibolites dar, welche durch einen Plagioklasaplit feldspatisiert und in Hornblendegneis umgewandelt worden ist. Solche Gesteine finden sich nahe und fern der Kerngesteine. Der Chemismus von G 226 ist nicht magmatisch. Sein hoher alk- und k-Wert und der niedere Tonerdegehalt zeugen für Alkalizufuhr in einen polymetamorphen

Mergel. Verwandten Chemismus weist der Kalkphyllit von Olivone (NIGGLI, 1930, IV, Nr. 224) auf; der niedere k -Wert von G 226 erklärt sich durch die erwähnte Na-Zufuhr.

Hornblendegneis vom Typ H 328a sind chemisch verwandt mit dem Dachschiefer (ROSENBUSCH-OSANN, 1923, S. 580, Nr. 12) und dem Verrucano-Konglomerat (NIGGLI, 1930, VIII, Nr. 34); die Projektion von H 328a in Fig. 7 spricht — in Zusammenhang mit den Verbandsverhältnissen — für leichte feldspatisierende Stoffzufuhren in umkristallisierte sandige Mergel. Biotit- und Plagioklasamphibolite vom Typ P 76 und P 99 lassen sich nur dank ihrer Übergänge im Feld von tonigen Sedimenten ableiten. Ihr gabbroider bis gabbrodioritischer Chemismus findet Parallelen unter den Sedimenten.

Fast alle vergleichbaren Pelite sind bei ähnlichen alk-Werten \pm K-reicher als die vorliegenden Amphibolittypen; schuld daran ist die erlittene leichte Na-Zufuhr. Dafür sprechen bei vielen Vorkommen ebenso alkalisierte psammitogene Nebengesteine, ferner siebstruierter und z. T. porphyroblastischer Plagioklas der Hornblendegesteine, der antiperthitische Relikte des verdrängten Kalifeldspates und alle übrigen Gemengteile umschliesst, mithin spätalpin neu entstanden ist. Das verdrängte K steckt z. T. im Plagioklas, z. T. im Biotit, der an Stelle der Hornblende neu entstand, oder es wurde z. T. abgeführt. Das K der pelitischen Ausgangsgesteine wurde z. T. umgetauscht gegen das zugeführte Na bei \pm konstantem Alkaligehalt des Gesteins. Durch einen solchen teilweisen Alkali-umtausch können K-reiche Pelite gabbroiden bis gabbrodioritischen Chemismus annehmen.

Na-Zufuhr unter Erhöhung des Alkaligehaltes der Gesteine ist anzunehmen bei Hornblendegneisen und Amphiboliten, welche bis zu 50 Vol. % Plagioklas führen und granitischen bis quarzdioritischen Chemismus aufweisen. Solche Typen treten weitab von Gang- und Kerngesteinen auf und sind alpin streng parallelstruiert (gneisartige Textur). Je näher aber die Amphibolite dem granitoiden Kerngestein des Maggia-Lappens liegen, um so mehr verschwindet diese Textur. Am Rande der Kerngneise sind die Amphibolite gewöhnlich grobkörnig, massig, inhomogen und plagioklasreich. Es lässt sich im Felde beobachten, dass Feldspatmaterial diffus oder in hellen Adern in diese Amphibolite und in damit vergesellschaftete Hornblendite eindringt und sie graduell feldspatisiert. Diese spätalpine Na-Zufuhr wird begleitet von einer Sammelkristallisation der Hauptgemengteile der Hornblendegesteine während und nach ihrer Durchbewegung. Auf diese Weise sind am Rande und auch im Kern des Matorello-Teil-lappens Plagioklas-Amphibolite entstanden vom Typ P 76 und H 501.

Ähnlichen Chemismus wie H 501 weist Phyllit si 156 (STRECKEISEN, 1928, S. 161) auf. Solche Amphibolite mögen z. T. Orthonatur vortäuschen, da durch lokale Temperatursteigerung Hornblenden in verschiedenen Richtungen porphyroblastisch wachsen können. Ihr Auftreten spricht jedoch nicht gegen Paraabkunft, denn nicht orientierte, grobe Hornblenden sind gelegentlich auch in kernfernen Paraamphiboliten entstanden (vgl. auch BOSSARD, 1936, S. 44). — Hornblendefelse vom Typ H 39 mit mehr als 90 Vol. % Hornblende fanden sich im W Matorello-Teillappen nur SW Lago 2370 (L: Lajozza 2366) und N Alpe Val Maggiore. Da ihre Hornblende ähnlich ausgebildet ist wie die von HASLER (1949, S. 108) beschriebene, darf auf ähnlichen Gesteinschemismus geschlossen werden. Dieser entspricht sowohl einem hornblenditischen Magmentyp (nach Tabelle NIGGLI, 1936b), wie auch demjenigen kalk- und eisenreicher Tone. Die Verbandsverhältnisse lassen Paraabkunft vermuten. Dasselbe gilt von den bis 10 Vol. % Calcit führenden Strahlsteinschiefern des W Matorello-Teillappens; sie sind abzuleiten von Dolomitmergeln, d. h. von Ausgangsmaterial ähnlicher Zusammensetzung wie die Strahlstein-Quartenschiefer des Lukmanier-Gebietes (s. NIGGLI, 1930, III, Nr. 177, 184, 186).

Boudinage-Texturen linsenförmig zerrissener und z. T. gefalteter Paraamphibolite (E Alpe Sassello, SE P. Cristallina (Kote 2640), W P. Ceresa (L: P. Sciresa 2326,1) und SE P. Mascarpino) treten konkordant in Bändergneisen auf. Ihre Faltenachsen sind z. T. konform jener ihrer Nebengesteine, z. T. stehen sie quer dazu (Tafel V). Die Boudinage-Bildungen stellen parakristallin und plastisch // b zerrissene, mesometamorphe Zugbrekzien dar, entstanden durch konstruktive Dislokationsmetamorphose. Gleichzeitig sind Quarz- und Plagioklasaplitadern der hellen Nebengesteine (Plagioklasgneise) mobilisiert und ausgeschwitzt worden; sie drangen in die mechanisch geöffneten Trennungsfugen der Amphibolitboudins ein, umflossen sie z. T. oder durchtränkten und durchaderten sie kreuz und quer von den zerrissenen Enden her auf Scherflächen und Zerrklüftchen.

BÄNDERGNEISE

Die Bändertextur entsteht durch Wechsellagerung zahlreicher, hellgrauer bis dunkelgrüner, mm- bis dm-mächtiger, fein- bis mittelkörniger Lagen, wie sie auch im Sambuco-Teillappen vorkommen (vgl. Fig. 11 und HASLER, 1949, Tafel III).

Die hellen Lagen bestehen vornehmlich aus Quarz und Feldspat, die dunkeln aus Biotit und Hornblende. Die Bänder sind meist ebenlagig, z. T. aber auch schlierig oder gefältelt. Ebenlagige Bänderung lässt sich

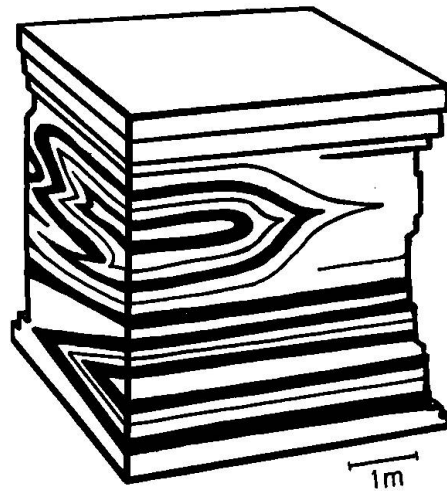


Fig. 11. Biotit-Bändergneis NE Gangelli, Val Peccia.

Weiss = Biotit-Plagioklasgneis. Schwarz = Biotitschiefer und biotitreicher Plagioklasgneis.

oft über Dutzende bis Hunderte von Metern verfolgen. Die einzelnen Bänder heben sich meist scharf voneinander ab, manchmal gehen sie ineinander über. Am Kernrand des Maggia-Lappens treten auch unscharfe nebulitische Bändertexturen auf.

Durch Wechsellagerung gehen die Bändergneise über in psammitische Plagioklasgneise, in pelitogene Glimmerschiefer, Hornblendegesteine und in psephitische Augengneise (Fig. 10). Die Übergänge dieser Augengneise in Bändergneise erfolgten unter Deformation der hellen augenförmigen Komponenten zu Linsen und Lagen, die z. T. in helle Bänder übergehen; dabei nimmt der Biotitgehalt ab und die Feinschieferung zu. Die Bändergneise enthalten ferner 0,1 bis 5 m mächtige konkordante Einlagerungen all der genannten Nebengesteine, wobei die Texturen rasch wechseln.

Die Struktur der u. d. M. meist scharf getrennten Bänder ist grano- bis lepidoblastisch und zeichnet sich aus durch Schuppen- und Kornzeilenbau.

Nach dem Mineralbestand lassen sich zwei Gruppen von Bändergneisen unterscheiden: Biotit-Bändergneise und Hornblende-Bändergneise. Diese durch Übergänge miteinander verbundenen Gesteine mussten in Tafel I, II, IV des Massstabes wegen zusammengefasst werden. Die Mengenverhältnisse sind starken Schwankungen unterworfen.

Biotit-Bändergneise

sind sehr verbreitet und setzen sich aus folgenden, makroskopisch deutlich unterscheidbaren Bändern zusammen:

I. Dunkle, fein- bis grobschuppige Bänder von der Zusammensetzung der Biotitschiefer. Struktur: lepidoblastisch. Der breitstengelige bis tafelige, braune bis rotbraune Biotit ($d = 2 \text{ mm}$) ist streng parallel der Gesteinsbänderung angeordnet; er wird von Plagioklas korrodiert. Plagioklas ($d = 1 \text{ mm}$) ist invers zonar mit 15—32% An und umschliesst alle übrigen Gemengteile.

II. Hell- bis dunkelgraue, feinkörnige Bänder. Sie stimmen nach Zusammensetzung, Struktur und Ausbildung der Gemengteile überein mit Biotit-Plagioklasgneisen. Der An-Gehalt der invers zonaren Plagioklas variiert von 17—40% An.

III. Helle feinkörnige Bänder aus Quarz und Plagioklas. Struktur: granoblastisch, blastopsammitisch, partienweise Pflasterstruktur. Der An-Gehalt des invers zonaren Plagioklas schwankt zwischen 16% und 31%, während einheitliche Individuen 3—21% An aufweisen. — Dieser Bandtyp ist pauschalchemisch und mineralogisch ähnlich zusammengesetzt wie der Oligoklaspegmatit G 37 und wie Plagioklasgneis H 153 (HASLER, 1949, S. 117).

IV. Helle feinkörnige Bänder von der Zusammensetzung quarzreicher Biotit-Alkalifeldspatgneise. Der Kalifeldspat ist z. T. zonar. Der An-Gehalt des invers zonaren Plagioklas schwankt zwischen 21—24%. Chemische Analyse: Nr. G 18b II (s. S. 42f.).

Mineralbestand der Bänder I—IV:

	I.	II.	III.	IV.
Quarz	1—20 Vol. %	20—50 Vol. %	70—20 Vol. %	40—50 Vol. %
Plagioklas	20—40 „	10—60 „	30—80 „	5—15 „
Kalifeldspat	—	—	—	30—50 „
Biotit	80—60 „	10—40 „	1—5 „	10—20 „
Muscovit	—	—	—	0—1 „
Epidot	+	1—20 „	—	1 „

Gemeinsame Akzessorien: Orthit, Zoisit, Hornblende, Muscovit, Chlorit, Alkalifeldspat, Apatit, Zirkon, Titanit, Granat, Hämatit, schwarzes Erz, Pyrit, Limonit, kohlige Substanz.

Hornblende-Bändergneise

treten als konkordante Einlagerungen in Biotit-Bändergneisen und in Hornblendegneisen auf; ferner finden sie sich in den Übergangspartien

der Amphibolite zu den Hornblendegneisen, zu den Biotit-Bändergneisen und zu den Biotit-Plagioklasgneisen.

Die Hornblende-Bändergneise sind aus folgenden Bändern aufgebaut:

I.—III. Dieselben wie in den Biotit-Bändergneisen (Band IV fehlt).

V. Dunkle hornblendeführende, biotitreiche Bänder. Struktur: lepidoblastisch mit Glimmer- und Hornblendezeilen, welche z. T. subparallel, z. T. schief bis senkrecht s angeordnet sind. Quarz- und Feldspatkörner durchdringen die Glimmer kreuz und quer. Der An-Gehalt der invers zonalen Plagioklasse variiert von 18—55%.

VI. Dunkelgrüne Bänder von ähnlicher Zusammensetzung, Struktur und Ausbildung der Gemengteile, wie sie Hornblendegneise und Plagioklasamphibolite aufweisen.

VII. Dunkelgrüne Bänder von Biotit-Amphibolit (s. S. 81).

VIII. Helle quarzitisches Bänder. Struktur: granoblastisch. Die Quarzkörner ($d = 0,3$ mm) sind buchtig verzahnt. Der Plagioklas besitzt einen An-Gehalt von 19—21%.

Mineralbestand der Bänder V, VI und VIII:

	V.	VI.	VIII.
Quarz	2— 5 Vol. %	10—20 Vol. %	90—99 Vol. %
Plagioklas	5—10 „	10—30 „	1—10 „
Biotit	60—80 „	1— 5 „	0— 1 „
Hornblende	1—10 „	60—80 „	0— 1 „
Epidot	1—10 „	0— 5 „	0— 1 „

Beispiel einer mikroskopischen Lagenfolge im Bereich von 15 mm (Dünnschliff G 18c):

Bandtypen III—VIII—III—II—III—I—III (mit Hornblende)—II—III—I—III—II (strukturell ähnlich NIGGLI, 1948, Fig. 211, S. 249).

Petrogenetisches

Die meisten Bändergneise des Matorello-Teillappens sind gleich zu deuten wie jene des Sambuco-Teillappens (HASLER, 1949, S. 119): Feingeschichtete Tone, Mergel und Arkosen wurden mesothermal umkristallisiert und z. T. metamorph differenziert. HASLERS Ausführungen ergänzend seien folgende weitere Gründe dafür angeführt:

Injektionsbildungen (PREISWERK, 1918, S. 58f.) und massige Strukturen fehlen mit wenigen Ausnahmen (s. unten);

die Bändergneise sind im allgemeinen nicht an Kern- und Ganggesteine geknüpft, sondern gehen in Paragesteine über;

intensive, aperiodische, mm-feine Wechsellagerung psammitischer und pelitischer Bänder (Typen I, III, V, und VIII);

lagenweiser Wechsel der Korngrößen;

Mächtigkeit, Zusammensetzung und Aufeinanderfolge der verschiedenen Bänder wechseln so mannigfaltig und ohne gesetzmässige Beziehung, dass sie sich durch magmatische Differentiation nicht erklären lassen. Die Bändergneise bestehen vielmehr aus demselben Material wie die übrigen Paragesteine des Matorello-Teillappens, deren sedimentogene Wechsellagerung sie abbilden.

Die Umkristallisation erfolgte

a) ohne wesentliche Stoffverschiebungen zwischen den dm- bis m-starken Bändern und Lagen, die scharf abgegrenzt, feldspatarm und von sehr verschiedener Zusammensetzung sind. Die Basizität der Plagioklasse hängt hier ab von der Farbzahl der einzelnen Bänder. Biotit und Hornblende verhalten sich in der Regel antagonistisch, sie sind meist in separaten Bändern angereichert. Der Quarzgehalt hingegen ist in allen Bändern proportional dem Plagioklasgehalt.

Offensichtlich sind hier während der Umkristallisation keine Stoffverschiebungen von Band zu Band erfolgt; für beschränkten Lösungsumsatz innerhalb der verschiedenen Bänder sprechen nur Korrosion von Hornblende und Biotit durch Quarz und Feldspat und durchgehend inverser Zonenbau des Plagioklas.

b) unter Stoffaustausch zwischen cm- bis mm-feinen, z. T. gefalteten, hellen und dunkeln Bändern, deren Plagioklasse trotz verschiedener Zusammensetzung der Bänder konstant dieselbe Basizität besitzen. In hellen wie in dunkeln Lagen der Biotit-Bändergneise ist der Plagioklas invers zonar mit 15—32% An, bisweilen nicht zonar mit 19—21%; in Hornblende-Bändergneisen ist er invers zonar mit 18—55% An.

Durch metamorphe Differentiation sind ferner (oben nicht beschriebene) seltener auftretende Bänder von kali-aplitischer Zusammensetzung entstanden; sie treten — ohne Anzeichen einer Injektion — ausschliesslich zwischen den Bandtypen I und IV auf. Ihre Textur ist ähnlich derjenigen der Venitgneise HOLMQUISTS (1921, Fig. 1, 8, 10). Den plagioklasführenden Hornblende-Bändergneisen fehlen bezeichnenderweise solche exsudative Bänder kali-aplitischer Zusammensetzung; sie enthalten stets plagioklas-aplitische Bänder. — Auch die schlierigen bis nebulitischen Bändergneise der Randzone der Matorello-Gneise sind durch ähnliche Prozesse entstanden unter teilweiser Auflösung älterer Bändertexturen; dabei

sprossen alpine Feldspäte in allen Bändern. Quarz und Feldspat bildeten helle (venitische) Bänder; diese sind K- oder Na-aplitisch zusammengesetzt, je nach der K- oder Na-Vormacht des nicht nebulitischen Altbestandes.

c) unter Alkalizufuhr in feldspatreiche Bänder (Typen III und IV), die keine stoffliche Abhängigkeit von Nebenbändern zeigen. Der Plagioklas (Albit-Oligoklas) feldspatreicher Bänder ist saurer als der Plagioklas quarzreicher Bänder vom Typ VIII. Alkalifeldspatverdrängung durch Plagioklas und starke Korrosion dunkler Gemengteile liegen vor wie in nicht gebänderten alkalisierten Hüllgneisen (s. oben). Die feldspatreichen Bänder finden sich hauptsächlich in den Randzonen der Kerngneise, in die sie übergehen; sie treten aber auch in der Hülle fernab vom Kern auf, wie z. B. G 18b II und Einlagerungen in Gneislamellen, die von Mulden-gestein umhüllt sind.

Die Bänder vom Typ VIII nahmen mehr Alkalien auf als die basischen Bänder. Die Feinheit des Kornes der nicht deformierten, durch Kerngneise alkalisierten Bänder spricht für ruhige Diffusion in die poröseren psammitischen Lagen.

Dabei ist in hellen Bändern feinkörniger, in dunklen biotitreichen Bändern grobkörniger Plagioklas neu entstanden. Die Zusammensetzung der Feldspäte hängt ab von derjenigen der Kerngesteine. Plagioklasreiche Bänder des Typs III haben Na-Zufuhr erhalten, welche ihre trondhjemitische Zusammensetzung bedingt (vgl. Typ H 153 in Fig. 7 und 9). Über Bandtyp IV vgl. ferner S. 72, Gestein G 18b II.

d) unter Injektion. Die sehr spärlichen injizierten Bänder sind von aplitischer Zusammensetzung und Struktur und modal z. T. ähnlich den unter c angeführten Bändern. Die Verbandsverhältnisse sind jedoch völlig verschieden. Die injizierten Aplitbänder spalten ab von diskordanten Apliten und von granitoidem Matorello-Gneis und dringen an Gesteinsgrenzen und auf Bewegungshorizonten (lit-par-lit) in das Nebengestein ein.

Die vorgezeichnete Textur hat die alpine Durchbewegung der Bändergneise so gelenkt, dass im allgemeinen Schichtung und Schieferung übereinstimmen. Früh wurde Glimmer in die alpine Paralleltextur eingeregelt oder quergestellt und in den Bahnen laminarer Gleitung angereichert. Die differentiell gelöste Quarz- und Feldspatsubstanz bildete dabei getrennte Kornzeilen, wobei Quarz und Plagioklas gelängt wurden; sie korrodierten // s angeordnete Zeilen von Querbiotit. Das mobilisierte Quarz-Feldspatmaterial erleichterte die Durchbewegung der hellen Bänder. Die Übereinstimmung der linearen Parallelgefüge (Kleinfältelung u. a.) der Bändergneise und ihrer Nebengesteine spricht für syntektonische Um-

prägung. Helle und dunkle Bänder wechseln nicht komplementär. Durchbewegung und Fältelung erfolgten prä- bis parakristallin; die chemischen und blastischen Prozesse setzten während der Durchbewegung ein und überdauerten diese. Gesteine verwandter Entstehung beschrieb WENK (1936, S. 86f.).

Kerngesteine (Matorello-Gneise)

Diese von PREISWERK (1918, S. 63f.) nach dem Fornà di Matorello P. 2700 (L: P. di Rodi 2698,8) benannten Gesteine treten in verschiedenen Vorkommen von 1 m² bis 3 km² Oberfläche auf und bilden den Kern des Matorello-Teillappens. An verschiedenen Stellen gehen die Matorello-Gneise über in ihre Hülle und werden nach der Tiefe zu mächtiger; sie lagern aber nicht als Intrusivkörper auf Hüllgesteinen, wie dies PREISWERK (1918, S. 63f. und Tafel 81 b) darstellte.

In der Hülle stehen folgende konkordante, des Massstabes wegen in Tafel I—II nicht ausscheidbare Bänke und Linsen von Matorello-Gneisen an:

- in Bändergneisen: NW Alpe Froda, N Alpe Bolla di Peccia;
- in Alkalifeldspatgneisen: SE Val Maggiore (1663), Umgebung der Alpe Matorello (L: Val Maggiore 2053,6), SE und NE Zotto di Peccia, S Passo di Naret, SW Lago Scuro, SW bis S Lago 2131 (L: 2129), W und E Lago 2068 (L: 2067), N und SW P. Cristallina, E bis SE P. 2305 (L: 2303,8), N Alpe Bolla di Peccia;
- in Augengneisen: SE P. 2317 (L: 2317,6);
- in Plagioklasgneisen: SE und N Zotto di Peccia.

Diskordanzen zwischen dem Matorello-Gneis und seiner Hülle sind an folgenden Lokalitäten aufgeschlossen:

- im Val Peccia: E Alpe Bolla, NW Alpe Froda (s. Fig. 13), E Corte al Metto, Lago 2222 (L: 2229), E Zotto (s. Fig. 12);
- auf Campo la Torba und im Val Sambuco: SW Lago 2311, NE und E Ponc. di Laghetti, SSE P. 2700 (s. Fig. 16).

Gefüge: Matorello-Gneise mit parallel gerichteter Textur herrschen vor. Es sind vor allem grobgebankte, grobkörnige Alkalifeldspat- bis Alkalifeldspat-Plagioklasgneise mit Flatschen und Lagen dunkler Glimmer und untergeordnet mit parallelen Quarzzeilen bis zu 10 mm Dicke.

Gelegentlich tritt eine fein- bis mittelkörnige Lagen- oder Augentextur auf. Diese Gneise umhüllen — in der Regel mit Übergängen — lokale Vorkommen von Matorello-Gesteinen mit massiger Textur (= „massige, granitartige Gesteine“ der Tafeln I und II). In einem feinkörnigen Gemenge von Quarz, Feldspat und Epidot treten grobe, wirr

struierte Biotitbutzen, Quarznester und Kalifeldspatporphyroblasten auf, die dem Gestein ein charakteristisches grobgeflecktes Aussehen verleihen. Grösse und Menge der Nester und Porphyroblasten wechseln von Handstück zu Handstück. Die Feldspäte sind partienweise granuliert. Die Hauptgemengteile sind reich an Einschlüssen.

Massige und parallel gerichtete Kerngesteine treten in fein- bis grobkörnigen Varietäten auf, welche ineinander übergehen und deshalb auf den Tafeln I und II nicht ausgeschieden werden konnten; grobkörnige Varietäten herrschen vor.

Im Gegensatz zu den Angaben auf den Tafeln I und II können die verschiedenen Texturen nicht nur in den granitischen, sondern auch in den granodioritischen Matorello-Gneisen festgestellt werden.

Mittlere Korndurchmesser: Grundgewebe: 0,4 mm.

Porphyroblasten und Gemengteile der Kornzeilen und Nester: 2 bis 5 mm.

Mineralbestand:

	Granitische bis granodioritische Varietät:	Granodioritische bis quarzdioritische Varietät:
Quarz	40—50 Vol. %	20—40 Vol. %
Kalifeldspat	10—30 „	1—10 „
Oligoklas	10—30 „	30—50 „
Biotit	5—15 „	5—15 „
Muscovit	0— 3 „	0— 3 „
Klinozoisit-Epidot	0— 3 „	1—10 „

Gemeinsame Akzessorien: Apatit, Zirkon, schwarzes Erz, Hämatit, Orthit, Zoisit, Titanit, Chlorit, Granat.

Chemische Analysen: G 79 B (s. S. 42f.), P 101 (s. S. 44), B 551 a (BUCHMANN, 1953, S. 46f.).

Die Kalifeldspatporphyroblasten zeigen verschwommene Mikroklingitterung. $2V = -60^\circ$ bis $+80^\circ$. HASLERS (mündliche Mitteilung) Drehtischuntersuchungen an Kalifeldspäten der Matorello-Gneise ergaben deutlich Triklinität. Einschlüsse: übrige Gemengteile, insbesondere Tränenquarz und Plagioklas. Die Kalifeldspatporphyroblasten werden metasomatisch verdrängt durch Oligoklas (vgl. HASLER, 1949, Fig. 9, 10). Die neu entstandenen Plagioklasporphyroblasten enthalten meist Fetzen und Spindeln von Kalifeldspat (Antiperthit). An den Grenzflächen der beiden Feldspäte entstanden sekundär Muscovit- und Serizitschüppchen. Anlass dazu gab das durch diese Verdrängung frei werdende K_2O . Der An-Gehalt



Fig. 12. Grobgemengte Kern- und Hüllgesteine. Ca. 500 m E Alpe Zotto (Val Peccia). Gezeichnet nach Photographie.

Schwarz = Amphibolit und Hornblendegneis der Hülle. Punktiert = Kerngestein (Matorello-Gneis) und granitisch bis aplitisch zusammengesetzte Adern.

des Plagioklases schwankt in unzonierten Individuen von 19—24%. Der Kern der invers zonaren Plagioklasse weist 20—25%, die Hülle 26 bis 36% An auf. Die buchtartig in den Kalifeldspat eindringenden Individuen bilden oft Myrmekit. Plagioklas umschliesst Kalifeldspat, Quarz, Epidot und Glimmer. Biotit wird von Quarz und Feldspäten vielfach korrodiert. Pleochroismus: n_α blassgelb bis blassgrünlichgelb; n_γ dunkelbraun bis opak. Epidot ($d = 0,2$ mm) verleiht der grauen Gesteinsfarbe einen Stich ins Grünliche. Der Epidot der massigen Varietät enthält (nach Diagramm DIEHL, 1938, Fig. 7) 24—25 Mol. % Fe-Epidot; Klinozoisit tritt mengenmässig zurück. In der parallelstruierten Varietät dagegen herrscht Klinozoisit vor (5—10 Mol. % Fe-Epidot).

Wahrscheinliche kristalloblastische Reihe:

Erz, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot, Klinozoisit.

Biotit, Muscovit.

Kalifeldspat, Quarz.

Plagioklas, Quarz, sekundärer Muscovit und Serizit.

Quarz.

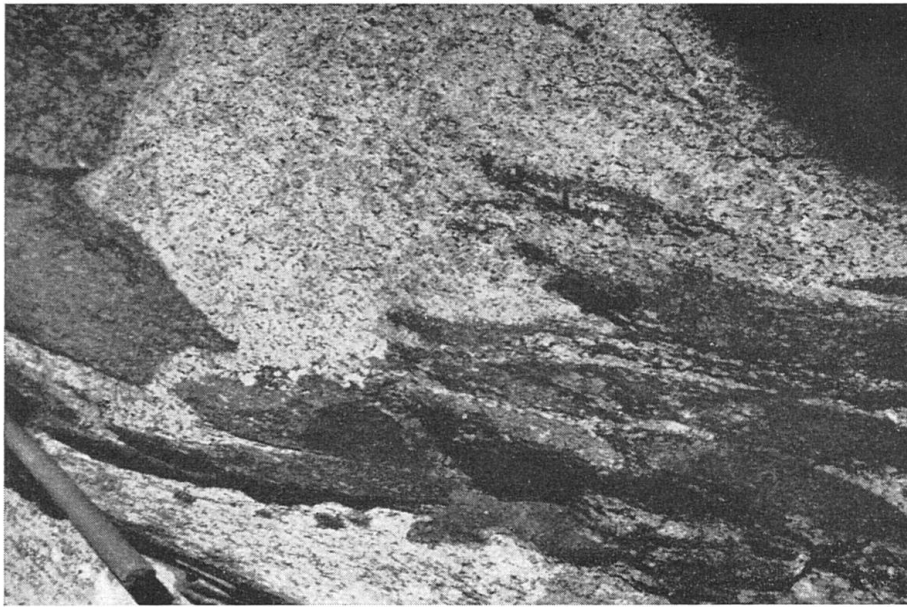


Fig. 13. Biotitschiefer der Hülle, durchsetzt von Matorello-Gneis.
N bis NW Alpe Froda (Val Peccia).

Begleitgesteine der Matorello-Gneise

5—30 m mächtige Hüllgesteinszüge ziehen bis in das Innere des Kernes und verfangern sich mit ihm. Diese Züge setzen sich aus verschiedenen Gesteinen zusammen und sind stets konkordant eingelagert; sie besitzen die gleichen alpinen Lineartexturen wie die Kerngesteine. Die Hüllgesteinszüge keilen häufig gegen die Tiefe zu aus (s. Tafel II, Profile 25, 30) und gehen im Streichen und z. T. auch quer dazu über in Matorello-Gneise; diese bilden dabei die bankweise Wechsellagerung der Kalifeldspat- und Plagioklasgneislagen dieser Züge ab.

In allen Matorello-Gneisvarietäten finden sich gelegentlich Butzen, Schlieren, Lagen, „Forellen“ und Schollen (s. Fig. 12—15 und Einschluss-Signaturen, Tafel I) von cm^3 bis dm^3 Grösse. Sie bestehen aus Biotitgneisen und Biotitschiefern, seltener aus Hornblendegneisen, Amphiboliten und Hornblendeschiefern. Ferner sind eingeschlossen dm^3 bis 5 m^3 grosse Schollen und mehrere m mächtige Bänke von hellen, quarzreichen und dunklen glimmerreichen Plagioklasgneisen, von Hornblendegneisen und von Amphiboliten. SSE P. 2700 gehen Konglomeratgneise (s. Fig. 16) über in massiges Kerngestein; Biotitschieferkomponenten nehmen, meist

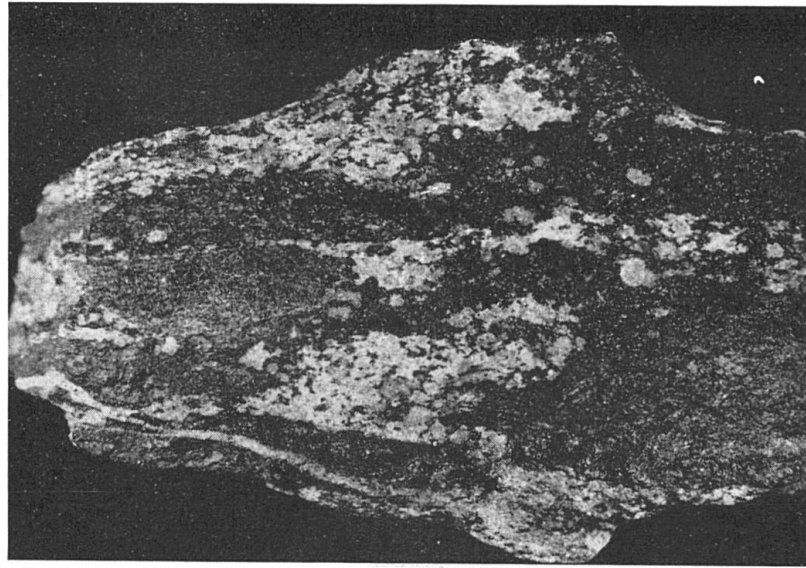


Fig. 14. Biotitschieferschollen, durchtränkt von Quarz-Feldspatmaterial aus dem Matorello-Gneis. E Corte al Metto, Val Peccia.

ohne Lageänderung, Schmitzenform an und verschwinden allmählich gegen das Innere des Kerngesteines zu.

Alle diese Einschlüsse stimmen überein mit den entsprechenden Hüllgesteinen.

In der unmittelbaren Umgebung der verschiedenen Einschlüsse ist das Kerngestein in der Regel reicher an Quarz- und Biotitnestern, in weiterer Entfernung dagegen erscheint sein Quarz- und Glimmergehalt normal.

Petrogenetisches

Im Gegensatz zu den Befunden von PREISWERK (1918, S. 63, 68, 75; idem, 1934, S. 191, 194f.) und KÜNDIG (1936, S. 125f.) scheinen uns die Matorello-Gneise nicht Eruptivgesteine, sondern Produkte einer besonderen alpinen Metamorphose darzustellen. Gegen Orthonatur sprechen u. a. die Verbandsverhältnisse (Übergänge, isolierte Vorkommen), das Fehlen einer magmatischen Tektonik, die Abwesenheit kontaktmetamorpher Bildungen, die mineralfazielle Übereinstimmung der Kern-, Hüll- und Begleitgesteine, gelegentliche Calcitführung der Matorello-Gneise (vgl. HASLER, 1949, S. 104) und eingeschlossener Paraamphibolite SW Sambuco (Fund Dr. SPICHER). PREISWERKS „porphyrtartige Randfazies“ existiert nicht.

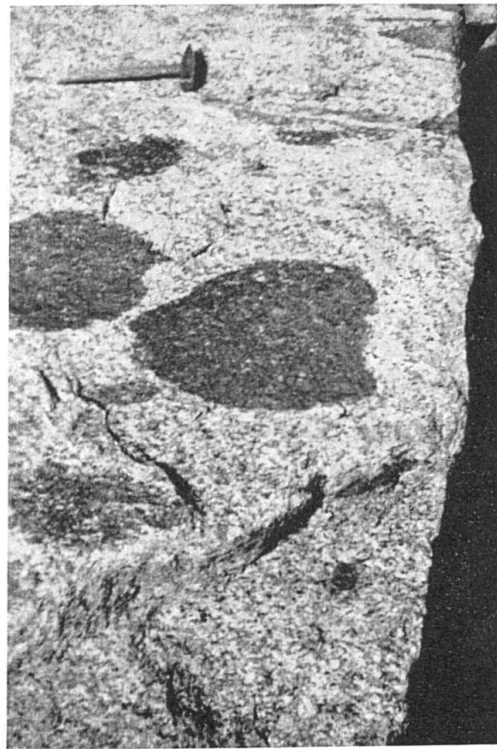


Fig. 15. Biotitschieferschollen, z. T. feldspatisiert, in Matorello-Gneis. E Corte al Metto, Val Peccia.

PREISWERK bezeichnete die massigen Varietäten als „Matorellogranit“. Diese Gesteine können wohl makroskopisch eruptivgesteinsartig aussehen, sie besitzen jedoch nicht die mikroskopischen Gefügeeigenschaften von magmatischen Gesteinen.

Die blastische Ausbildung der Gemengteile, die Mineralumwandlungen, wie auch die Beziehungen zwischen normativem und modalem Anorthitgehalt sind dieselben wie in den psammitogenen Hüllgesteinen. Die Matorello-Gneise besitzen eine durch Nester- und Porphyroblastenbildung ausgezeichnete metamorphe Struktur. Ähnliche Quarz- und Feldspatnester finden sich auch im Zement der Konglomeratgneise des Maggia-Lappens, ferner in den Psammitgneisen des Basodino-Lappens und in Psammiten der untersuchten Bündnerschiefer. Die Quarznester der Matorello-Gneise erscheinen z. T. als umkristallisierte Komponenten psephitisch-psammitischer Ausgangsgesteine (von der Art entsprechender Hüllgneise). Die Feldspatporphyroblasten sind teils durch Sammelkristal-

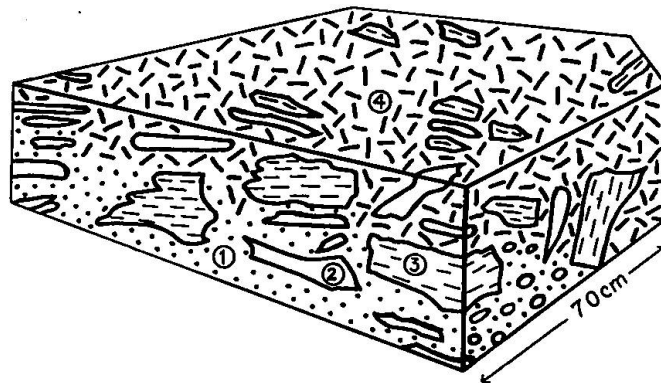


Fig. 16. Übergang Konglomeratgneis-Matorello-Gneis. Block. Alpe di Rodi, Kar SE P. 2700 (L: P. di Rodi 2698,8), Kote 2370 m (W Fusio). (Nach BUCHMANN [mündl. Mitteilung] anstehend in Karwänden S P. 2700.)

1 = Psammitischer Gneis (Zement). 2 = Quarzit (Komponente). 3 = Biotitschiefer (Komponente). 4 = Matorello-Gneis, feinkörnig, massig. 1–3 = Konglomeratgneis.

lisation aus dem Grundgewebe, teils durch Zufuhr entstanden und sind durchwegs jünger als die dunklen Gemengteile (Einschlüsse!).

Die charakteristischen Biotitflatschen und -nester entstanden durch Sammelkristallisation des Grundgewebes; in der Übergangszone von Kern- und Hüllgestein entsprechen sie reliktsch erhaltenen biotitreichen Schiefern der durchtränkten Hülle (s. Fig. 13–15). Ähnliche Biotitnester finden sich im Grundgewebe des Casinello-Konglomerates der Bedretto-Mulde (BURCKHARDT, 1942, S. 128) und — im kleinen — auch in den Psammitgneisen und im Zement der Konglomeratgneise des Basodino-Lappens.

Die 3 vorliegenden Gesteinsanalysen erfassen die Haupttypen der Matorello-Gneise: Die Probe G 79 B weist yosemitgranitischen Chemismus auf; P 101 und B 551a dagegen besitzen normalgranodioritischen Chemismus. Daneben kommen — wie der Modus zeigt — auch quarzdioritische Typen vor. Die Zusammensetzung schwankt lokal beträchtlich, selbst im Kleinbereich. Es sind keine Kennzeichen einer magmatischen Provinz festzustellen. Eutektikale Verhältnisse $Or : Q$ und $Or : (Ab + An)$ kommen nur teilweise vor, und zwar sowohl unter den Kern- als auch unter den Hüllgesteinen (vgl. Fig. 6 und 7). Das Verhältnis Orthoklas : Quarz ist z. T. umgekehrt dem des Eutektikums und identisch mit dem entsprechenden Verhältnis der psephitischen und psammitischen Hüllgneise (G 633) des Matorello-Teillappens (andererseits entspricht das Verhältnis von $Or : (Ab + An) = 30 : 70$ des typisch psephitischen Augengneises G 38 (vgl. Fig. 7) genau dem Eutektikum, womit jeder diagnostische Wert solcher Verhält-

nisse für Gesteine des Maggia-Lappens dahinfällt). Wesentlich schuld daran ist der hohe Quarzgehalt, welcher ein Hauptcharakteristikum der Matorello-Gneise darstellt (vgl. Fig. 6).

Bei gleichen Basenwerten ist ihr si-Wert oft höher als in Eruptivgesteinen der Kalkalkalireihe und ähnlich wie in psammitogenen und psephitischen Hüllgneisen; dasselbe ergibt ein Vergleich der qz-Zahlen.

Dieser hohe SiO_2 -Gehalt spricht jedoch nur zusammen mit den übrigen Befunden für psammitogene Abkunft der Matorello-Gneistypen G 79 B und P 101. Mit granitischen bis granodioritischen Eruptivgesteinen desselben si-Wertes unverträglich ist ferner der hohe Tonerdeüberschuss von $t = 15$, resp. 19 der Typen G 79 B und P 101; es liegt denn auch ihre Projektion im QLM-Dreieck (Fig. 4) auf der Grenze, resp. ausserhalb des Eruptivgesteinsfeldes (vgl. auch Fig. 6). Kerngneise vom Typ G 79 B stehen pauschalchemisch wie modal den Alkalifeldspatgneisen der Hülle vom Typ H 110 und P 65 a und hellen Bändergneisen sehr nahe.

Matorello-Gneise vom Typ P 101 stimmen pauschalchemisch überein mit Kalifeldspat-Plagioklasgneisen des Typs H 112 (HASLER, 1949, S. 126) und sind nahe verwandt mit den Hüllgneisen G 48 und G 633, ferner mit arkoseartigen Sedimenten.

Der Chemismus der Matorello-Gneise des Typs B 551 a ist vieldeutig. B 551 a geht im Feld in ebenso zusammengesetzte Hüllgesteine über, und zwar im Valgello (Val Sambuco) in Plagioklasgneise des Typs G 48 (mündl. Mitteilung BUCHMANN) und S P. 2700 in psephitische Augengneise vom Typ G 38.

Gang- und Adergesteine

APLITISCHE GESTEINE

(In Karte und Profilen nicht ausgeschieden)

Häufigkeit des Auftretens:

Zentrum des Matorello-Gneisgebietes im Val Peccia	spärlich
Zentrum des Matorello-Gneisgebietes im Val Sambuco	häufig
Rand des Matorello-Gneisgebietes	häufig
Hüllgesteine: Alkalifeldspatgneise	häufig
Psephitische Augengneise	spärlich
Übrige	selten
Bedretto-Mulde	keine
Teggiolo-Mulde (s. S. 126 f., 129 f., Fig. 19—21)	sehr selten

Basodino-Lappen: Adern in Alkalifeldspatgneis W Val di Sabbia	sehr selten
(Basodino- und Sambuco-Teillappen nach BURCKHARDT und HASLER)	keine.

Die bald diskordanten, bald konkordanten Aplite folgen keiner bevorzugten Richtung. Adern sind häufig faltenartig gewunden. Die Gangmitte zeigt gelegentlich pegmatitische Ausbildung.

Textur: Massige Aplite durchschlagen das Nebengestein gangartig mit durchwegs scharfen Rändern.

Parallelstruierte aplitische Gesteine (Adern, Gneise) unterscheiden sich von den massigen durch den Gehalt an zahlreichen, parallel geordneten Biotitschüppchen und durch folgende Übergänge: Die Adern verzweigen sich oft in das Nebengestein, injizieren es lagenweise oder durchtränken es diffus. Biotit, Hornblende und Epidot des durchtränkten Nebengesteins bleiben im Aplit reliktsch erhalten in der Form von Schuppen und Stengeln, die //s des Nebengesteins und oft quer zum Rand der Ader liegen; gelegentlich sind die dunklen Gemengteile zu Nestern oder Butzen gehäuft.

Strukturen: Massige Aplite: granoblastisch.

Parallelstruierte Aplite: granoblastische Quarz-Feldspat-Grundgewebe mit parallel geordnetem, grobem dunklem Glimmer, mittelkörnigem Quarz und Kalifeldspatporphyroblasten.

Mittlere Korndurchmesser: Porphyroblasten: 1 mm.

Übrige: 0,2 bis 0,5 mm.

Mineralbestand	Alkalifeldspataplite	Plagioklasaplite
Quarz	30—60 Vol. %	30—70 Vol. %
Kalifeldspat	20—50 „	0—10 „
Plagioklas	1—20 „	30—50 „
Muscovit	0—5 „	0—2 „
Biotit	0—3 „	1—10 „
Hornblende	— „	0—1 „
Klinozoisit-Epidot	— „	1—5 „

Gemeinsame Akzessorien: Apatit, Limonit, Hämatit, schwarzes Erz, Pyrit, Chlorit, Carbonat, Granat, Zoisit, Axinit, Titanit, Zirkon.

Chemische Analyse: vgl. P 100' (S. 43—44).

Kalifeldspat (Mikroclin) führt oft Perthitspindeln und Quarztränen. Die Auslöschungsschiefe n_α : (001) auf (010) beträgt 4—6°; $2V = -68^\circ$ bis 90° .

Plagioklasse:

	An-Gehalt der Plagioklasse der Aplite		An-Gehalt der Plagioklasse der Nebengesteine
	Unzoniert	Invers zonar	Invers zonar
Massige Aplite	13%	—	22—33%
Parallelstruierte Aplite (Adern, Gneise)	18—28%	10—28%	20—32%

In den massigen Apliten ist der An-Gehalt der Plagioklasse konstant derselbe und stets deutlich verschieden vom An-Gehalt der Plagioklasse der Nebengesteine.

Zwischen den parallelstruierten Apliten und ihren Nebengesteinen besteht eine deutliche Abhängigkeit im An-Gehalt der Plagioklasse. Die Basizitäten der Plagioklasse stimmen ungefähr überein: je basischer die Plagioklasse des Nebengesteins, um so basischer die Plagioklasse des Aplites. Aus dem An-reicheren Nebengestein diffundierten An-reiche Lösungen in den primär An-ärmeren Aplit. Dabei lagerten sich um den zuerst entstandenen sauren Plagioklas (An_{10-18}) invers zonar An-reichere Hüllen.

Petrogenetisches

Gegen eine rein juvenil-magmatische Entstehung spricht die Gesamtheit folgender Gründe:

Weitgehende Unterteufung des Maggia-Lappens durch aplitfreie Muldengesteine (vgl. Fig. 2 und Tafel VI). Um in die Hülle des Matorello-Teillappens und z. T. auch in die Randgebiete seiner Kerngesteine zu gelangen, hätten juvenil-magmatische Aplite und Pegmatite die kalkig-tonigen Muldengesteine durchschlagen und dabei Ca, Al und Fe aufnehmen müssen. Dies ist nirgends der Fall.

Übereinstimmung der Mineralfazies und der blastischen Mineralausbildung der Aplite und der Hüllgneise.

Verbandsverhältnisse: Verknüpfung mit chemisch meist verwandten Kern- und Hüllgesteinen (z. T. Psammitgneise) unter stellenweiser stofflicher Abhängigkeit vom Nebengestein.

Ausschwitzung (Exsudation) aus dem Nebengestein scheint in folgenden, bloss cm-starken, parallelstruierten Adern vorzuliegen (Schät-

zung in Vol. %: Q = Quarz. K = Kalifeldspat. Pl = Plagioklas (invers zonar). B = Biotit. Ms = Muscovit. Z = Zoisit-Epidotreihe + Akzessorien):

	Q	K	Pl	B	Ms	Z
Aplitische Ader G 228	30—50	10	60—30	2	1	+
Nebengestein (Gneis) von G 228:	20—30	15	40—30	20	—	5
Aplitische Ader G 416	35	30	30	—	5	—
Aplitische Ader G 418	40	30—40	20—10	—	5	—
Nebengestein (Alkalifeldspatgneis, W Val di Sabbia) von G 416 und von G 418	25	30	20	15	5	—

Das Alkaliverhältnis der Adern ist verwandt mit dem ihrer Nebengesteine (= Wirtgesteine); auch ihre Plagioklase stimmen überein (s. oben). Diese Adern scheinen metasomatisch entstanden zu sein. Plagioklasaplitische Adern (Typ G 228) kommen nur in plagioklasreichen Hüll- und Kerngneisen vor und weisen ein nicht eutektisches Verhältnis von Ab : Q auf (Fig. 17). Die Verhältnisse Quarz : Feldspat sind verschieden von dem der Nebengesteine, weil sich die mobilste Komponente, Kieselsäure, stärker anreichert als die Feldspäte.

Die massigen Aplitgänge weisen im allgemeinen keine derart starke Quarzanreicherung und Abhängigkeit vom Nebengestein auf wie die Aplitadern. Immerhin treten massige K-reiche Aplitgänge vorwiegend in K-reichen Kern- und Hüllgneisen (Alkalifeldspatgneisen), Na-reiche Aplitgänge in plagioklasreichen Hüll- und Kerngneisen auf. Amphibolite und Hornblendegneise führen nur Plagioklasaplite. Die Aplitgänge sind wohl in tieferen Niveaux des Maggia-Lappens entstanden (s. S. 118f.). Beispiel: Aplit P 100' (s. S. 43f. und Fig. 4, 7, 9, 17, ferner PREISWERK, 1918, S. 75, 77, Nr. 3).

Je mächtiger die aplitischen Gesteine, um so unabhängiger ist in der Regel ihre Zusammensetzung vom Nebengestein. Beispiele: 2—12 m mächtige, gang-, bank- und linsenförmige Intrusionen (Typen G 44, G 642, G 486B) NE bis SE Poncione di Braga, S Sasso Negro (s. Tafel I, Einschlüsse) und NE Ertä. Diese meist schwach parallelstruierten Aplitgesteine können aus mengenmässigen Gründen, wie auch wegen ihrer wesent-

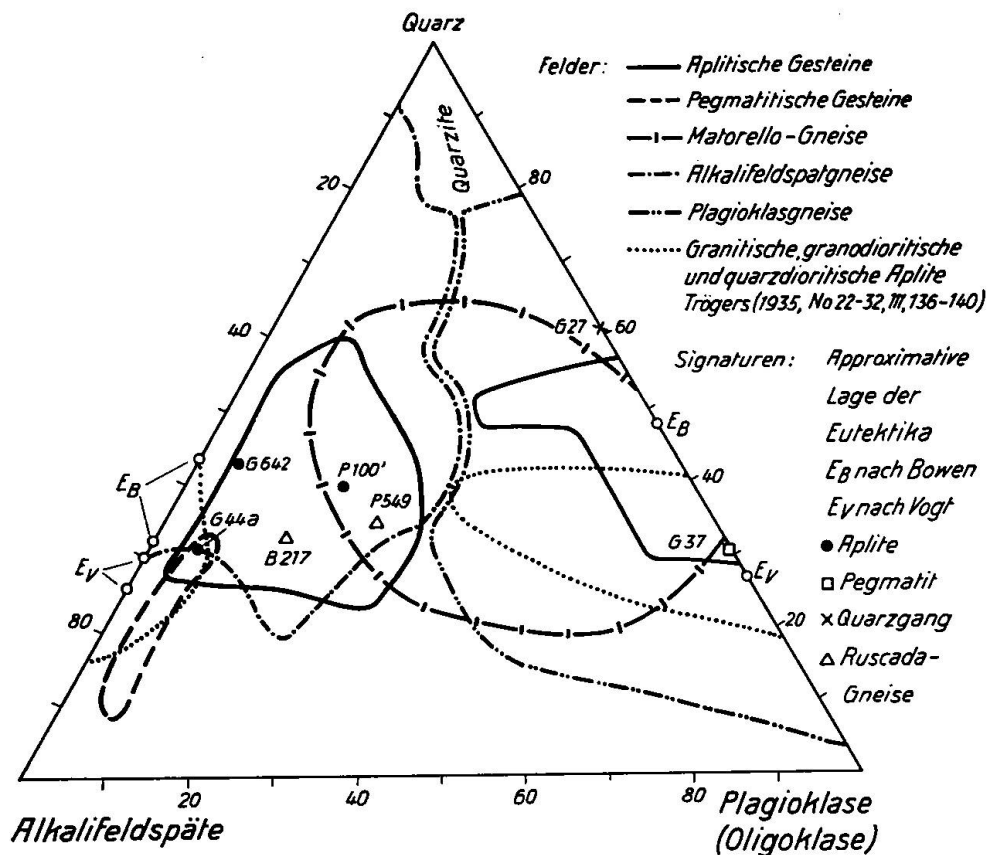


Fig. 17. Die aplitischen, pegmatitischen und quarzitischen Ader- und Ganggesteine des Maggia-Lappens im Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Dreieck.

lich verschiedenen Zusammensetzung, nicht von ihrem Nebengestein (psephitische Augengneise vom Typ G 38) ausgeschwitzt sein. Im Gegenteil: Diese Aplit injizieren das Nebengestein und mischen sich randlich mit ihm. Subtrahiert man vom Modus dieser Aplitgesteine die (reliktischen) parallelstruierten, dunklen Gemengteile, so resultiert die Zusammensetzung der massigen Aplitgänge. Die parallelstruierten Aplitgesteine entstammen einer syntektonischen, die massigen Aplit einer späteren Phase der Aplitzufuhr. Aplitgänge mit parallelstruierter Randzone und massiger Gangmitte sind während und nach dem Abklingen der Stresswirkung entstanden.

Die mächtigsten Vorkommen parallelstruierter Aplit (G 44 a, G 642) sind z. T. stofflich, z. T. auch texturell und strukturell verwandt mit Ruscada-Gneisen (Modalbestand in Vol. %):

	Aplitgneise des Maggia-Lappens		Ruscada-Gneise		Ganna- Gneis
	G 642	G 44a	B 217	P 549	B 376
	SE P. Braga	NE Lago di Froda	Agrello E Peccia	Val Tomeo	Lago Ruscada
Quarz *)	41,3	29,5	26,4	34,3	31,7
Kalifeldspat*)	49,4	59,6	42,0	40,1	39,3
Plagioklas	4,6	5,3	12,6	21,7	14,2
idem (An %)	(15)	(15–18)	(15)	(10)	(0–11)
Biotit	1,5	4,8	7,2	2,4	1,9
Muscovit	3,2	0,3	11,8	1,5	12,9
Zoisit-Epidot	—	0,1	+	—	—
Apatit	—	0,4	—	—	—
	Aus Modus ber.		Aus Analyse (PREISWERK, 1931; BUCHMANN, 1953)		
si	619	453	374	454	510
al	49,5	44,5	44,5	47	45,5
fm	4,5	11,5	13	11	11
c	1	1	6	4,5	3,5
alk	45	43	36,5	37,5	40
k	0,76	0,77	0,52	0,61	0,51
mg	0,5	0,5	0,42	—	0,32
alk : al	0,91	0,97	0,82	0,80	0,88
qz	+ 339	+ 181	+ 128	+ 204	+ 234
Chemismus	leukogranitisch				

*) Worunter von Quarz und Kalifeldspat nicht unterscheidbarer Plagioklas (besonders in G 44a, G 642). Der Kalifeldspat ist z. T. von Plagioklasierung ergriffen.

Nach BUCHMANN (mündl. Mitteilung) intrudierte in der Südflanke des P. Mascarpino ein westlicher Ausläufer des Ruscada-Gneisstockes von SE in den Stiel des Maggia-Lappens. Wie tektonische Skizze, Tafel I und Tafel VI zeigen, erweitert sich dieser Stiel nach W zur mächtigen Hülle der W-Hälfte des Matorello-Teillappens; in ihr treten die parallelstruierten Aplitgesteine G 44a und G 642 u. ä. nahe desselben Horizontes auf wie der Ausläufer von Ruscada-Gneis im Stiel. Möglicherweise stehen diese Gesteine in geologischem Zusammenhang mit dem Ruscada-Gneisstock.

PEGMATITISCHE GESTEINE

Es handelt sich um selten auftretende Gänge, Adern und Knauern von wenigen dm Mächtigkeit (in Tafel I—IV nicht ausgeschieden). Sie führen keine seltenen Mineralien und gehen z. T. in reine Quarzgänge über. Kalifeldspat-Pegmatite herrschen vor; daneben treten selten (NW Alpe Gangelli und W Lago 2370 (L: Lago 2366) Oligoklas-Pegmatite auf. Kalifeldspat-Pegmatite finden sich in Kerngneisen und in Alkalifeldspatgneisen der Hülle; Plagioklas-Pegmatite wurden nur in der Hülle, in Plagioklasgneisen und in Amphiboliten, gefunden.

Mineralbestand: Kalifeldspat-Pegmatite

Kalifeldspat	60—70 Vol. %	Pyrit
Quarz	20—30 „	Hämatit
Plagioklas	5—10 „	Limonit
Muscovit	1— 5 „	Chlorit
		Titanit
		Biotit

Struktur: Kalifeldspatporphyroblasten ($d = 7$ bis 10 mm) in granoblastischem Quarz-Feldspatgrundgewebe ($d = 0,5$ bis $0,7$ mm).

Kalifeldspat: $2V = -88^\circ$ bis $+88^\circ$. Plagioklas An_{26} ; Biotit: meist chloritisiert; die optischen Daten weisen (nach Diagramm WINCHELL, 1933, S. 375) auf Aphrosiderit hin.

Der Oligoklas-Pegmatit von Gangelli besitzt eine ähnliche Zusammensetzung wie plagioklasaplitische Lagen und Adern der Bändergneise und der Kerngesteine.

Modus: (G 37): $68,4$ Plagioklas (An_{12}) + $31,0$ Quarz + $0,5$ Muscovit + $0,1$ Biotit.

Daraus lässt sich folgende approximative Zusammensetzung in Niggli Werten berechnen: si 437; al 50,5; fm 0,2; c 10,7; alk 38,6; k 0,1; mg 0,5; qz + 182,6. Chemismus (nach NIGGLI, 1936b): trondhjemitaplitisch bis natrongranitaplitisch mit extrem niederem fm.

Genese der pegmatitischen Gesteine: Im allgemeinen analog der Entstehung der aplitischen Gesteine.

Die Pegmatitadern und -knauern führen dieselben Feldspäte wie ihre Nebengesteine.

Nach NIGGLI (1924, S. 353f., und 1940, S. 452) können solche Pegmatite im Tessin während der Alpenfaltung anatektisch (durch „Ausschwitzungen der umgebenden Gesteine“) entstanden sein.

FERSMANN (1931, S. 73f.) hält solche mineralarme alpine Pegmatitgänge für Bildungen sekundärer Aufschmelzung und gibt Bildungstemperaturen von 400° bis 500° C an.

QUARZGÄNGE UND QUARZKNAUERN

Diese jüngsten Kluftfüllungen kommen besonders häufig am Rand des Matorello-Gneisgebietes vor; der Teggiolo-Mulde fehlen sie, nicht aber der Bedretto-Mulde, in der sie z. B. die Phyllite des Grates S Valle Marscia, Alpe Campo la Torba durchschlagen.

Die Quarzgänge sind an keine bevorzugten Klufttrichtungen gebunden. Meist handelt es sich um diskordante, z. T. aber um konkordante, 1 cm bis 1 m starke Gänge und gefaltete Adern. Gänge und Adern können übergehen in Knauern ($d = 1$ cm bis 3 m), welche Brocken des Nebengesteins umschliessen und das Nebengestein häufig verbiegen (N P. Tanneda, E Lago della Froda u. a. O.).

Am NE-Fuss des P. della Rossa durchschlägt ein pegmatitartiger, epidot- und plagioklasreicher Quarzgang (Sammlungsnummer G 27) einen von Marmor umhüllten Keil von Turmalinglimmerschiefer (vgl. Tafel III, Profil 28). Modus G 27 (in Vol. %): 40,2% Quarz + 29,2% Pistazit + 23,0% Plagioklas (An_{38}) + 2,7% β - Zoisit + 2,0% gem. Hornblende + 0,9% Klinozoisit + 0,9% Almandin + 0,7% Calcit + 0,4% Biotit. Aus dem Modus wurden folgende Niggli-Werte annäherungsweise berechnet: si 260; al 36,5; fm 12; c 45; alk 6,5; k 0,10; mg 0,24; c/fm 3,7; qz + 134. Chemismus (nach NIGGLI, 1936b): si-anorthositisch. Der hohe c-Gehalt weist auf Kalkaufnahme aus dem durchschlagenen triadischen Marmor der Teggiolo-Mulde (Liegendes des Nebengesteins von G 27). Der Mineralbestand spricht für niedere Bildungstemperaturen.

Die Quarzgänge, -adern und -knauern stellen Produkte der spätalpinen Metamorphose dar und sind wahrscheinlich dank partieller Mobilisation und Lateralsekretion aus quarzreichen Gneisen tieferer Niveaux des Matorello-Teillappens hervorgegangen.

Die diskordanten Quarzgänge entstanden in einer Spätphase der Alpenfaltung, denn sie durchschlagen sowohl Aplite als auch Bündnerschiefer.

ÜBER DIE ALPINE METAMORPHOSE

Die Gesteine des Maggia-Lappens dürften im wesentlichen eine polymetamorphe Serie darstellen. Relikte vor- oder frühalpiner Metamorphose sind selten erhalten. Nur die folgenden Anzeichen weisen darauf hin:

verschiedener Grad der Metamorphose der Mulden- und Deckengesteine, Gneischarakter der Komponenten der Konglomeratgneise des Maggia-Lappens und mancher Gerölle der Bündnerschiefer-Konglomerate, Herkunft der Gneisgerölle der Bündnerschiefer-Konglomerate aus dem Penninikum (vgl. S. 30, 32f.),

Textur nicht alpin eingeregelter Konglomeratgneise, auf vor- oder frühalpiner Stoffzufuhr beruhende Feldspatanreicherung in einigen Gneiskeilen am Rande des Maggia-Lappens (vgl. Tafel II bis IV), welche von nicht feldspatisierten Muldengesteinen umhüllt sind.

Die alpine Metamorphose hat alle übrigen Erscheinungen älterer Metamorphosen vollständig verwischt.

Hüllgesteine

Die mesothermale Umkristallisation ohne wesentliche Änderung des Pauschalchemismus wurde erleichtert durch das Ungleichgewicht des sedimentogenen Ausgangsmaterials. Die feinen Körner der psammitischen Ausgangsgesteine wuchsen dank Sammelkristallisation, während grobe Körner psephitischer Gesteine granuliert wurden und nachher rekristallisierten. Die alpine Metamorphose blieb z. T. stehen bevor Gleichgewicht erreicht war und lässt so die Natur des Ausgangsmaterials noch erkennen. Für Ungleichgewicht zeugen inhomogene Feldspäte und Übergangsstadien von Mineralumwandlungen, z. B. Hornblende → Biotit → Chlorit und Kalifeldspat → Oligoklas-Andesin. Für Lösungsumsatz unter niederen mesothermalen t-x-Bedingungen spricht auch das Auftreten calcitführender Oligoklasgneise, carbonathaltiger Geröllkomponenten und kalksilikatfreier tektonischer Kontakte saurer Hüllgneise mit carbonatreichen Muldengesteinen. Dass es trotz den niederen t-x-Bedingungen zu vollständiger Umkristallisation der Gesteine kam, ist gleichzeitiger intensiver Durchbewegung und erhöhter Löslichkeit zu verdanken.

Bei zunehmender mesothermalen Metamorphose wanderte der endogene Lösungsumsatz teilweise in das Nebengestein ab und tritt dort als exogene Stoffzufuhr in Erscheinung. Meist handelt es sich um Alkalizufuhr; woher stammen die Stoffe? Eine allgemeine kontinuierliche Zunahme des Alkaligehaltes der Gesteine vom Rande des Maggia-Lappens gegen seine Kerngesteine fehlt. Wohl sind Übergänge zwischen Kern- und Hüllgesteinen lokal verbreitet, die auf eine randliche Beeinflussung durch Kerngesteine hinweisen. Dieselben Übergänge finden sich jedoch auch innerhalb der Hüllgneise, fern ab von den Kerngesteinen, und zwar in allen Richtungen; daneben kommen Gesteinsübergänge ohne Stoffgefälle und

auch Wechsellagerung stofflich stark verschiedener Hüll- und Kerngesteine vor. Die Alkalien wurden wahrscheinlich sowohl vor- bis frühalpin als auch spätalpin zugeführt. Vor- oder frühalpine Alkalianreicherung erfolgte unabhängig von der spätalpinen Tektonik und Kerngesteinsbildung, lagenweise in Gneiskeilen des Randes und wahrscheinlich auch im Innern des Maggia-Lappens.

Während der Alpenfaltung ist der Maggia-Lappen in grössere Rindentiefe versenkt worden, so dass die p-t-x-Bedingungen anstiegen bis Basalpartien des Maggia-Lappens differentiell in Lösung gingen. Dabei spielte möglicherweise auch magmatogene Stoff- und Wärmezufuhr eine Rolle. Da die alpine Dislokation wahrscheinlich ruckweise verlief, ist nicht bloss mit Stresspulsationen (nach SONDER, 1948, S. 377f.), sondern mit „p-t-x-Pulsationen“ zu rechnen. Dafür zeugt die Art der Feldspatisierung während der Durchbewegung. Differentieller alpiner Dislokationsdruck presste — unterstützt durch die grössere Wärme der Tiefe — die nicht gebundene Stoffzufuhr als zirkulierende Lösung in das Hangende. In steilstehenden Schichtpaketen sind die in der Tiefe mobilisierten Stoffe teilweise im gleichen Horizont nach oben gewandert. Die schon voralpin heterogen zusammengesetzte Gesteinsserie ist auch in bezug auf den Alkaligehalt heterogen geblieben, denn dieser bildet den vielfachen Wechsel des sedimentären Ausgangsmaterials ab, trotz teilweise erfolgter Stoffzufuhr. Durchgehende Fronten des Stoffaustausches fehlen völlig. Es liegen auch keine Anhaltspunkte dafür vor, dass Ca, Al, Fe oder Mg aus liegenden Muldengesteinen in den Maggia-Lappen gelangten. Die Muldengesteine schirmten den Rand des Maggia-Lappens ab gegen Zufuhren aus liegenden Decken und begünstigten dadurch Stoffwanderungen innerhalb des Maggia-Lappens. Die arkoseartige Zusammensetzung vieler Ausgangsgesteine der Hüllgneise und die relativ hohe Löslichkeit von Quarz, Albit und Kalifeldspat erleichterten die Mobilisierung in dieser Reihenfolge und förderten die fraktionierte metamorphe Differentiation (teilweise Auflösung) der Arkosegneise in grösseren Tiefen.

Für Gegenwart von Wasser während der Metamorphose spricht das Auftreten H_2O -haltiger Minerale (Glimmer, Hornblende, Zoisit-Epidot) in fast allen Deckengesteinen.

Das Lösungsmittel Wasser kann für die Stoffwanderungen in genügender Menge vorhanden gewesen sein, denn bei einem durchschnittlichen Gehalt an 0,14 Gew. % H_2O der analysierten Gesteine (spez. Gew. im Mittel = 2,76) ergibt sich pro m^3 Gestein ein durchschnittlicher Gehalt von 3,86 l H_2O . Parakristalline Durchbewegung und Korrosion der Porenwände durch ähnlich zusammengesetzte Alkali-Alumo-Silikat-

lösungen schufen vorübergehend kommunizierende Porensysteme in den steil gestellten und z. T. granulierten Gneis- und Schieferschichten. So wurden Stoffwanderungen ohne erkennbare Volumvergrößerung möglich. Dabei sind K-reiche Lösungen (und Ionen?) ebenso weit gewandert wie Na-reiche, da die Poren zu gross waren um als Ionenfilter wirken zu können. Die resultierende Feldspatisierung erfasste Vertreter aller Gesteinsgruppen; sie war am grössten in Biotitschiefern, in Psammit- und Psephitgneisen, geringer in pelitogenen Hornblendegneisen und Amphiboliten, unbedeutend in Hornblendeschiefern und in Marmor. Wo sowohl K- als auch Na-reiche Zufuhren angenommen werden müssen (vgl. S. 52), ist die K-Zufuhr in der Regel die ältere. Die frühe Bildung der Glimmer und der Kalifeldspäte verbrauchte viel K_2O , so dass Na-Si-Aluminate sich relativ anreicherten bei fortschreitender Kristalloblastese und langsam sinkender Rekristallisationstemperatur.

Die Na-Si-Aluminate wurden gebunden durch metasomatischen Alkalitausch (Oligoklasierung des Kalifeldspates) oder bildeten neue Plagioklase, deren An-Gehalt abhängt vom Kalkgehalt der Gesteine.

In der Regel setzte die alpine Umkristallisation während der Deformation ein und überdauerte diese. Die Stresswirkung klang im allgemeinen rascher ab als t und x , welche syn- bis posttektonisch nachwirkten und Anlass gaben zur Bastese gerichteter und ungerichteter Keime.

Sämtliche Hüllgesteine stellen alpine Tektonite dar, denn ihr planares und lineares Parallelgefüge zeigt die gleichen Richtungen wie das Gefüge der mesozoischen Muldengesteine und wie die Achsen der Grossstrukturen.

Für präkristalline Deformation sprechen:

Zeilen unverbogener frischer Kreuz- und Querbiotite (in Bändergneisen), alpin kristalloblastische Abbildung präkristalliner Gerölldeformation, Sammelkristallisation teilweise granulierter Porphyroblasten.

Für parakristalline Deformation zeugen:

die Koexistenz undeformierter und deformierter Gemengteile, Zeilen verbogener und unverbogener Querglimmer neben Glimmer // s , Deformationskristalloblastese begleitet von Lösungsumsatz und metamorpher Differentiation in Bändergneisen, Auftreten unverlagerten und verlagerten Interngefüges in Porphyroblasten desselben Dünnschliffs, wie folgende Beispiele zeigen (z. T. ausgesprochener als in HASLER, 1949, Tafel I, Phot. 2).

Parallele Einschlussreihen si (Graphit in Granat- und Biotitporphyroblasten, Graphit, Glimmer, Epidot und Quarz in Feldspatporphyroblasten) bilden die gefaltete Textur des Grundgewebes se unverlagert ab ($si = se$). Häufig in Phylliten der Bündnerschiefer, seltener in den Randpartien

des Maggia-Lappens, z. B. in alkalisierten psephitischen Augengneisen (ENE P. del Piatto di Rodi). Daneben tritt in denselben Dünnschliffen auch verlagertes, und zwar sowohl geradliniges als auch S-förmig gekrümmtes Interngefüge ($si \neq se$), z. T. auch gebogener Glimmer, Querglimmer und undulös auslöschender, gelängter, teilweise granulierter Quarz auf. Die frischen, einheitlich auslöschenden Feldspatporphyroblasten werden von Zeilen des Grundgewebes wie folgt durchzogen. Der Winkel zwischen verlegtem geradlinigem si und se beträgt 25° — 45° (Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneise von Serodano und Erta, Zement und Plagioklasgneiskomponenten der Psephitgneise SSE P. di Rodi 2698, 8). Die Verlagerung dieser Interngefüge ist durch eine postkristalline Drehung des Porphyroblasten entstanden, auf welche jedoch erneute Rekristallisation des Gesteines folgte, da jede kataklastische Erscheinung fehlt. Dieschwach verbogenen bis wirbelförmigen Einschlussreihen in den Porphyroblasten lassen sich in das ungefältelte parallelstruierte Grundgewebe hinein verfolgen. Der Porphyroblast ist während der spätpalpinen Durchbewegung der Gesteine (ohne Kataklase) entstanden, denn die rotierten Alkalifeldspat-, Plagioklas- und Granatporphyroblasten sind völlig frisch und mechanisch unversehrt, obwohl gelegentlich wenige spätpalpine Scher- und Trümmerzonen das Gestein durchziehen und die Glimmer wirr angeordnet sind.

Die Häufung verlegter Interngefüge in der N und S Randzone des Maggia-Lappens (und in den davor gelegenen Muldengesteinen) ist einer — gegenüber dem Deckeninnern — gesteigerten inhomogenen Durchbewegung zu verdanken, wofür auch die Tektonik Belege liefert.

Glimmer: Die Regelung ist meist vorzüglich (vgl. HASLER, 1949, S. 88). Es koexistieren relativ häufig unverbogene, bis zu 45° schief zu s gestellte Glimmer in gefältelten, gestauchten und schwach gescherten Hüllgneisen. Verbogene und schief gestellte Glimmer treten — mit unverbogenen — nur in para- bis postkristallin durchbewegten Gneisen der Randzone des Matorello-Teillappens auf. Feinste Bänder von Querbiotit finden sich entweder konform den übrigen Bändern in gefältelten Bändergneisen oder schief dazu in ebenlagigen Bändergneisen. Unmittelbare para-kristalline Teilbewegung der Biotitzellen hat die Glimmer in ihre Querlage gedreht. Der in der Regel mechanisch unversehrte Querglimmer wuchs während und nach seiner Querstellung in Richtung der Paralleltexur weiter.

Anzeichen postkristalliner Deformation finden sich nur sporadisch und hauptsächlich in Hüll- und Muldengesteinen: rotiertes geradliniges Interngefüge,

Granulierung von Quarz- und Feldspat,
schwache Scherung,

Kataklase und lokale Zerrüttung des Augengneises NNW Gangelli, der Alkalifeldspatgneise N Sassello, NW Poncione di Braga, E P. della Rossa, SSW und SE Gheiba und einiger Bänke der Marmore der Teggiolo-Mulde zwischen Gheiba und Alpe Sevinera (W P. Castello), lokale Mylonitisierung der Arkosequarzite SE Garzonera, der Marmore und Rauhwanke am P. Pulpito, am Passo di Naret und am Lago Nero (vgl. HASLER, 1949, S. 68).

Die planaren Paralleltexturen bilden die ursprüngliche Schichtung (besonders deutlich in Bänder- und Psephitgneisen) und sowohl voralpine wie auch alpine Deformationen kristalloblastisch ab.

Die linearen Paralleltexturen der Hülle sind zur Hauptsache parakristallin, nur selten ist die Lineation postkristallin und spättektonisch entstanden unter Ausbildung von Riefung, Brekzien und kataklastischen Erscheinungen. Die Kleinfältelung erfolgte während der Glimmerblastese, die Scherung grösstenteils später.

Die verschiedenen Arten der Lineartexturen und die verschiedenen Grade der Stoffwanderungen sind eine Funktion der tektonischen Tiefe und der Intensität der steten Durchbewegung, d. h. sie stellen Produkte der — meist bruchlosen — disharmonischen alpinen Faltung und Metamorphose dar.

Kerngesteine

Für progressive Entstehung (Ableitung) der Kerngesteine aus ihrer Hülle sprechen — neben bereits angeführten Argumenten — die Übergänge im Streichen:

1. Matorello-Gneise gehen z. T. hervor aus Hüllgneisen derselben mineralogischen und chemischen Zusammensetzung und bilden deren bankweise Wechsellagerung (Alkalifeldspat- und Plagioklasgneise) ab. Diese Abbildung ist nur modal und chemisch erkennbar, da diese Kerngesteine makroskopisch nicht gegliedert werden können. Ein Stoffgefälle vom Kern zur Hülle fehlt (vgl. auch Fig. 4—6). Die isochemen Kern- und Hüllgesteine sind heteromorph. Da sich der höhere Grad der Metamorphose der Kerngesteine lediglich texturell und strukturell äussert, kann in diesen Fällen von verschiedenen Textur- und Strukturfazien der Gesteine des Maggia-Lappens gesprochen werden. Von verschiedener Textur und Struktur, jedoch von derselben Zusammensetzung und Mineralfazies sind teilweise:

Hülle	Kern
Plattige Alkalifeldspatgneise	Fein- bis grobkörnige Matorello-Gneise mit K-Vormacht (Zusammensetzung granitisch),
Plagioklasgneise	Fein- bis grobkörnige Matorello-Gneise mit Na-Vormacht (quarzdioritische Zusammensetzung),
Psephitische Augengneise und Zement der Konglomeratgneise }	K-Na-Matorello-Gneise (granodioritische Zusammensetzung).

Es liegt hier eine alpine Granitisation vor. Sie schuf aus heterogenen Hüllgneisen durch Umkristallisation ohne Stoffverschiebung granitoide, grobkörnige, massige bis gneisige Kerngesteine (Matorello-Gneise) von neuer Textur und Struktur.

Da die parallelstruierten und vorwiegend frischen Kern- und Hüllgneise gemeinsam alpin verfaltet wurden und rekristallisierten, ist die Kerngesteinsbildung im wesentlichen einer lokalen t-x-Steigerung zuzuschreiben. Diese hat SiO_2 und Alkali-Alumo-Silikate der Ausgangsgesteine, insbesondere Quarz und Feldspäte, mindestens partiell aufgelöst. Temperaturanstieg und mechanische Durchbewegung steigerten sowohl die Unordnung der Bauteile der Kristalle als auch die Diffusionsfähigkeit der Stoffe und führten zu trägen Mineralumwandlungen („reconstructive transformations“ von BUEGER, 1948, S. 101, 114) innerhalb der Gesteine ohne Aufschmelzung. Die Kerngesteinsbildung erfolgte selektiv: Nur aus Hüllgneisen derselben Zusammensetzung vermochte sie Matorello-Gneise zu bilden. Die Umbildung beruht auf Sammelkristallisation, welche begünstigt wurde durch folgende Faktoren: Feldspatgehalt und primäre Kleinkörnigkeit der feinkörnigen psammitischen Hüllgesteine, Granulierung der groben Körner der psephitogenen Hüllgesteine, Ungleichgewicht der Ausgangsgesteine, Inhomogenitäten der Kristallgitter und leichte Löslichkeit der Mehrzahl der Gemengteile.

Der Biotit der Hüllgesteine wurde meist korrodiert. Er ist das stabilste Mineral und blieb bei der Umwandlung in die Kerngesteine in unveränderter Menge bestehen; er wuchs nach dem Konkretionsprinzip weiter und bildete typische Biotitbutzen. Teilweise blieb er auch reliktsch erhalten (Einschlüsse in Feldspatporphyroblasten).

Das löslichere Quarz-Feldspatgemenge dagegen wurde während der Biotitblastese z. T. gelöst und entregelt. Feldspat und Quarz rekristallisierten nach dem Biotit vollständig neu in derselben Folge wie in der Hülle

Kartenskizze

des Maggia-Lappens

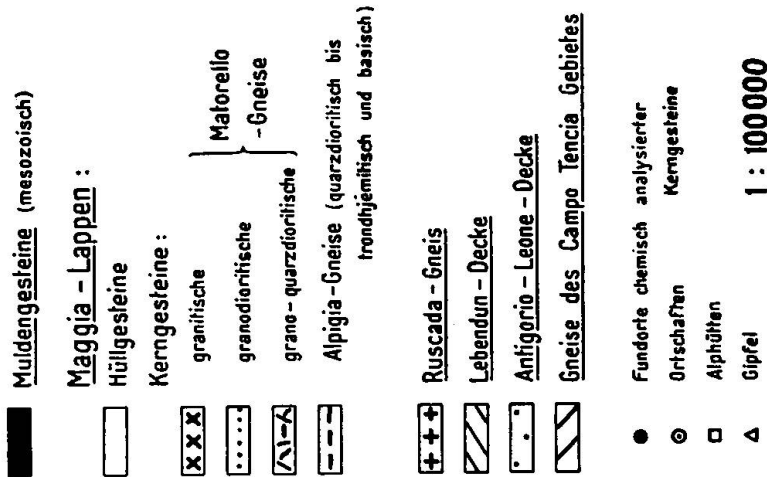


Fig. 18. Kartenskizze der Kerngesteine des Maggia-Lappens. 1 : 100 000.

und unter Bildung ähnlicher, jedoch zahlreicherer Produkte interner Metasomatose.

2. Matorello-Gneise gehen hervor aus Hüllgneisen von verschiedener, meist betont feldspatärmerer Zusammensetzung unter allmählicher Zunahme des Feldspatgehaltes von der Hülle zum Kern. Der hohe Feldspatgehalt und die Stoffgefälle weisen auf ungleichmässige Alkalizufuhr hin (vgl. Fig. 7, 9). Die Texturen und Strukturen der feldspatisierten Hüllgesteine wurden schrittweise umgewandelt; sie können in Übergangszonen z. T. noch palimpsestartig erkannt werden. Die teilweise Erhaltung der ursprünglichen Texturen lässt die Annahme eines flüssigen Zustandes dieser Kerngesteine nicht zu. Es liegt vielmehr eine Art Pseudomorphose alkalireicher Kerngesteine nach alkaliärmeren Hüll- und Kerngneisen vor: eine metasomatische Granitisation.

Alle granitisierten heteromorphen Hüllgesteine konvergieren textuell und strukturell zu Matorello-Gneisen trotz verschiedener Ausgangszusammensetzung und Zufuhren. Ihre Granitisation stellt einen ultrametamorphen Prozess dar. NIGGLI (1950, S. 507) nennt solche Produkte der Ultrametamorphose „Metagranit“. Diese Bezeichnung kommt den massigen granitoiden Kerngesteinen des Maggia-Lappens zu, insbesondere den Matorello-„Gneisen“ NW Alpe Froda di Val Peccia. Die übrigen massigen Kerngesteinstypen müssten, je nach ihrer Zusammensetzung, analog als „Metagranodiorite“ und „Metaquarzdiorite“ bezeichnet werden.

Die Zufuhr in diese Kerngesteine muss von ähnlicher Zusammensetzung gewesen sein wie jene der alkalisierten Hüllgesteine, denn diese Gesteine sind z. T. isomodal. Im grossen lässt sich feststellen:

- I. (Na-)-K-Zufuhr bewirkte Anreicherung von Kalifeldspatporphyroblasten (z. B.: SE La Corona, Lago 2222 u. a. a. O.),
- II. Na-Zufuhr führte zur Oligoklasierung von Kalifeldspat; freiwerdendes K nahm teil an der Oligoklas- und Glimmerbildung, oder wurde weggeführt durch zirkulierende Lösungen (NE La Corona, E Hälfte des Kerngebietes; Matorello-Gneise P 101, B 551 a; s. Fig. 18).

Meist ist aber sowohl Na wie K zugeführt worden (vgl. Fig. 7, 9). Die Metasomatose erfasste Hüllgesteine jeder Art. In Amphibolgesteinen und in Biotitschiefern wurde jedoch nur Oligoklas-Andesin angereichert.

Die zugeführten Stoffmengen lassen sich im grossen abschätzen mit Hilfe von Fig. 9. Wenn ein Arkosegneis der Hülle in einen Matorello-Gneis mit einem alk-Wert 30 umgewandelt werden soll, genügt bei konstantem k-Wert 0,44 eine Zufuhr von rund 2 Gew. % ($K_2O + Na_2O$).

Eine Front der Kerngesteinsbildung ist texturell und strukturell gegeben durch den Rand des Matorello-Gneisgebietes. Diese Front stellt

jedoch nicht durchwegs eine stoffliche Grenze, sondern lediglich eine mehr oder weniger scharf begrenzte Randzone isograd umgewandelter Gesteine dar (vgl. Tafel I, II und Fig. 18). Diese Granitisationsfront verläuft kompliziert, entsendet Ausläufer in die Hülle und kann in feldspatreichen parallelstruierten Hüllgneisen mit verwandtem Alkaliverhältnis Matorello-Gneis inselartig („à taches d’huile“, TERMIER, 1903, S. 584) entstehen lassen.

Die Feldspatisierung der Matorello-Gneise beruht auf verschiedenen Ursachen:

1. Rekristallisation von primär-sedimentogenem Feldspatgehalt der Ausgangsgesteine;
2. Alkalizufuhr in metamorphe Ausgangsgesteine vor der Kerngesteinsbildung;
3. Stoffzufuhren während der Kerngesteinsbildung
 - α) durch partielle Mobilisation basaler Partien des Maggia-Lappens und Ausblutung in dessen obere Niveaux,
 - β) Imprägnation durch migmatische oder juvenil-magmatische Lösungen aus dem Untergrund des Maggia-Lappens;
 beide Vorgänge wurden gefördert durch tektonische Auspressung der Porenlösungen in die oberen Niveaux der tief versenkten zentralen Partie des Maggia-Lappens.

Alle die genannten Prozesse können zusammen die Kerngesteinsbildung im zentralen Teil des Maggia-Lappens herbeigeführt haben; im peripheren Teil dagegen kommt die Entstehungsweise 3 β kaum in Frage. Für eine Kombination verschiedener Prozesse sprechen die im folgenden Abschnitt diskutierten Erscheinungen, welche stärkere Stoffmobilisation anzeigen.

Schollenmigmatite der Grenzzone zwischen Kern und Hülle

Lokal durchbrechen massige Kerngesteine ihre Hülle und zerlegen sie in schollenförmige Bruchstücke (Fig. 12—15). Diese grobgemengten Gesteine stellen Schollen-, Ader- und Bändermigmatite dar; sie gehen z. T. über in Nebulite. Ihr Altbestand besteht aus Hüllgesteinen, der Neubestand (Adermaterial, Neosom) aus massigen Varietäten der Matorello-Gneise und aus aplitischen Adern dieser Kerngesteine.

Nach ihrer Mineralfazies sind diese grobgemengten Gesteine meso-metamorph wie ihre Nebengesteine, mit denen sie auch strukturell übereinstimmen. Der Plagioklas des Altbestandes und des Neosoms ist invers zonar. Die Quarz-Feldspat-Neubildungen der Schollen und der Adern unterscheiden sich nicht. Mit der Stoffzufuhr war eine Stoffabfuhr ver-

bunden. Es fehlt stellenweise Material des Altbestandes zwischen den Bruchstücken. Der Stoffaustausch führte zu folgender gegenseitiger Beeinflussung der Schollen und des Adermaterials:

a) Schollen von Amphibolit, Hornblendegneis und Biotitschiefer.

Beispiel G 609 III. (Vol. % geschätzt):

	Amphibolit (Alt- bestand)	Hornblendegneis (Saum des Amphibolites, aufgehell t durch Neosom)	Ader (Neosom) in Horn- blendegneis	Matorello- Gneis G 609 II im Verband mit Ader
Quarz	5	10	40	25—40
Plagioklas	5	30—40	50	40—50
Kalifeldspat	—	—	—	0—5
Biotit	30—40	20—25	5—10	10—20
Hornblende	50—60	25	—	—
Klinozoisit-Epidot	5—10	5	1	3—8
Muscovit	—	—	—	0—2
An-Gehalt des invers zonaren Plagioklases	n. best.	18—44	19—33	20—31

Die in Hornblendegesteine eindringenden hellen Adern sind meist gewunden und enden häufig blind.

Die Schollen werden unter zunehmender Feldspatisation und Silifizierung und unter Resorption der Mafite aufgehell't. Dabei nehmen die amphibolitischen Schollen eine quarzdioritische bis granodioritische Zusammensetzung an. Alle Mafite und basischen Plagioklase werden — unabhängig vom K-Gehalt der Gesteine — instabil in Gegenwart des Na-reichen Neosom; wesentliche Mengen von Fe, Mg und Ca wurden weggeführt. Dafür sprechen die Korrosion der Mafite und die steigende Abnahme ihrer Mengen bei zunehmender Feldspatisation.

Der Abbau der Mafite erfolgt selektiv gemäss der Grösse des Konzentrationsgefälles zwischen Altbestand und Neosom:

Zuerst und am intensivsten wird die Hornblende aufgelöst, hierauf der Biotit und der Epidot.

Nur ein geringer Teil der Hornblende wird in Biotit umgewandelt (spärliche Biotitpseudomorphosen nach Hornblende).

Die Biotitbildung aus Hornblende benötigt eine K-Zufuhr. Eine solche hat auch untergeordnet zur Kalifeldspatbildung geführt. Dieser erlag jedoch der nachfolgenden Plagioklasierung so, dass er nur noch in Relikten (antiperthitisch und interstitial) vorliegt. Die Bindung der Alkalien zu Feldspat wurde vielleicht erleichtert durch Tonerde, welche beim Abbau der Mafite frei wurde. Die gegen den Altbestand hin zunehmende inverse Zonarstruktur der Plagioklase spricht für Aufnahme eines Teils des Ca und des Al der zerfallenden Hornblende.

Dieselben Mineralumwandlungen finden sich auch in nicht gemengten Hüll- und Kerngesteinen.

Die Schollen von Biotitschiefer behalten bei der Feldspatisierung z. T. ihre Vorzeichnung bei, z. T. wird aber der Biotit entregelt. Die Stoffzufuhr verteilte die dunkeln Komponenten des Altbestandes auf einen grösseren Raum, so dass die Schiefer allmählich übergehen in das Kerngestein. Der Biotit blieb teilweise erhalten, teilweise wurde er korrodiert.

Der gesamte Stoffaustausch tendierte einerseits zur Sammelkristallisation von Quarz und zur Bildung von Quarz- und Feldspatnestern, anderseits zur Bildung der Biotitnester im grobgemengten Gestein und im anstossenden Kerngneis.

b) Schollen von Alkalifeldspat- und Plagioklasgneis.

Bei ähnlicher Zusammensetzung wie das Adermaterial werden die hellen Schollen z. T. schwach feldspatisiert, z. T. ohne Reaktion aufgenommen, da sie bereits an denselben Komponenten gesättigt sind wie die Zufuhr. Ist der Altbestand reicher an Alkalifeldspatsubstanz als der Neubestand, so wird sein Kalifeldspat metasomatisch in Oligoklas umgewandelt.

Das stets saure Adermaterial löst saure Nebengesteine leichter auf als basische.

c) Das Neosom.

Durch die Feldspatisierung der Hornblendegesteine und Biotitschiefer gelangen sowohl Biotit, Hornblende und Zoisit-Epidot der Schollen als auch ihre Auflösungsprodukte in das Adermaterial; dieses erhält dadurch stellenweise eine granodioritische bis quarzdioritische Zusammensetzung. Vom gemischten bis zum reinen Neosom liegen Übergänge vor. Wenige dm bis m von den durchtränkten und manchmal in Nebulite umgewandelten Schollen entfernt, setzt normaler Matorello-Gneis ein. Seine homogenisierende Wirkung war stark gegenüber den Biotitschiefern und biotitreichen Amphibolgesteinen, gering gegenüber den biotitarmen und oft scharf begrenzten Amphiboliten und Hornblendegneisen.

Das Neosom drang erst längs den Schieferungsebenen, intergranular, hierauf intragranular ein.

Das aplitische Material vermochte den amphibolitischen Altbestand stellenweise völlig aufzulösen und wegzuführen. Dazu wäre es bei magmatischer Natur nach dem Reaktionsprinzip (BOWEN) unfähig. Das Neosom besass keinen juvenil-magmatischen Charakter. Seine Reaktionsträger waren vermutlich von wässriger Zusammensetzung und von hoher Lösungskraft, welche im Stande waren die Mafitgitter differentiell auszulaugen bis sie zerfielen, so dass es zur vorliegenden ultrametamorphen Assimilation kam. Für diesen Deutungsversuch spricht auch die amagmatische Natur der Gesteine, aus welchen das Adermaterial stets hervorgeht.

Subtrahiert man vom aplitischen Material die wohl dem Altbestand entstammenden dunklen Gemengteile, so ergibt sich für die Zufuhr ein Verhältnis von rund 40% Quarz + 60% Oligoklas. Diese oligoklasaplitische Zufuhr ist stofflich verwandt mit Plagioklasaplititen und mit Oligoklaspegmatit (s. S. 98, 103); ihr Chemismus ist (nach NIGGLI, 1936b) trondhjemitisch (quarzdioritaplitisch).

Die Neosom bildenden Aplitadern entstammen den Matorello-Gneisen, seltener kernnahen, feldspatreichen Hüllgneisen und gehen in ihre Muttergesteine über.

Da diese Muttergesteine nicht aus einer strukturlosen Schmelze hervorgegangen sind, erscheint das aplitische Material durch Ausschwitzung entstanden zu sein (Lateralsekretionsvenite nach HOLMQUIST, 1921). Ein Verlust der ausgeschwitzten Stoffe lässt sich im Muttergestein jedoch nicht nachweisen, da auch hier während der Neosombildung dieselben Stoffe zirkulierten und Verluste ausglich; Anzeichen der Metasomatose (Oligoklasierung der Kalifeldspäte) treten im Muttergestein und in den Adern in derselben Weise auf. Die Ader bildenden Lösungen stellen die im Kernbereich im Überschuss vorhandenen Stoffe dar, welche in die Hülle abwanderten. Da die Adern nur wenige m weit in die Hülle eindrangen, verlangt ihre Bildung keinen sehr grossen Stoffaustausch und Temperaturanstieg.

Das Neosom wird als ein Produkt der Ultrametamorphose aufgefasst: Durch sie wurden die Kerngesteine differentiell mobilisiert und die gemäss dem Lösungsprinzip (ESKOLA, 1939, S. 407) entstandenen, kieselsäure- und alkalireichen, wässrigen Lösungen begannen zu zirkulieren.

Bei weiterer Steigerung der Metamorphose gingen Lösungen aplitischer und kerngesteinsartiger Zusammensetzung hervor, welche unter Fein- und Grobmengung ins Nebengestein eindrangen.

Das Neosom durchaderte die meist alpin eingeregelter, schmitzenförmigen und schwarmartigen Schollen und durchtränkte sie ohne Lageveränderung bis zur Nebulitbildung. Für einen solchen Stoffaustausch ohne Durchbewegung spricht auch der ungestörte Zusammenhang der Schollen mit dem Hüllgestein. Das Gerüst des Altbestandes blieb erhalten, lediglich die Stoffe sind darin gewandert. Es handelt sich somit um metasomatisch entstandene grobgemengte Gesteine.

Das Neosom drang stellenweise aktiv mit z. T. scharfen Intrusivkontakten in das Nebengestein ein und verstellte dabei Schollen, die aus ihrer alpin eingeschichteten Lage herausgedreht wurden. Der Feldspatgehalt dieser unstetig bewegten Schollen ist besonders hoch und ihre Glimmer sind stark korrodiert und entregelt. Hier muss das Neosom lokal eine erleichterte Fliessbarkeit („makroplastischer Zustand“, nach WEGMANN, 1935, S. 330f.) erreicht haben dank höherer Temperatur und besonders dank stärkerer Stoffzufuhr. Diese erleichterte Fliessbarkeit kann nicht durch Gebirgsdruck allein entstanden sein, denn bewegte Schollen treten neben unbewegten auf, unabhängig von alpinen Bewegungshorizonten.

Über das Alter der Kerngesteine

Die parallelstruierten Matorello-Gneise der Randzone des Maggia-Lappens (WSW und E Lago di Naret, N P. Cristallina und im W-Rand des Sambuco-Teillappens (HASLER, 1949, S. 103f., 140, Tafel IV; vgl. auch Fig. 18 und Tafel VI), welche in konform parallelstruierte Hüllgneise derselben Zusammensetzung übergehen, sind syntektonisch-allochthon bis autochthon entstanden. Für ihre allochthone Entstehung spricht der Umstand, dass diese Gesteine von nicht granitisierten Mulden unterteuft werden. Die Kerngneisbildung hat wohl während der früh-alpinen Versenkung des Deckenkörpers eingesetzt und zuerst seine Randpartien erfasst, bevor der Maggia-Lappen die Mulden überfuhr. Die alpine Umkristallisation überdauerte dabei die Durchbewegung, so dass kataklastische Erscheinungen fehlen.

Die Hauptmasse der Matorello-Gneise ist alpin syntektonisch-autochthon entstanden. Dafür sprechen ihre Lage im inneren Teil des schlingenartigen Maggia-Lappens (vgl. Tafel V, VI) und die Konformität der planaren und linearen Paralleltexturen der Kern-, Hüll- und Mulden-gesteine. Die Kerngneise bilden die alpine Tektonik ab. Für dieses Alter zeugen ferner die gelegentliche Granulierung und die nachfolgende Sammelkristallisation alpin eingeregelter Biotit- und Quarznester. Alle Gemengteile sind frisch und lassen nur untergeordnet Deformation erkennen.

Die alpin gefalteten Matorello-Gneise rekristallisierten syn- bis posttektonisch unter Verwischung kataklastischer Erscheinungen. Einströmungsgefüge (SANDER, 1948, S. 186f.) fehlen.

Massige Kerngesteine haben ihre letzte Prägung zur Hauptsache posttektonisch erhalten. Dies belegen

ihre Übergänge in parallelstruierte Kerngesteine,

Zurücktreten oder Fehlen der Granulierung,

metasomatische Verdrängung der Kalifeldspatporphyroblasten durch

Oligoklas unter Entregelung der Einschlüsse,

das Auftreten dm^2 bis m^2 grosser Vorkommen massiger Kerngesteine in-

mittlen mächtiger, alpin parallelstruierter Kern- und Hüllgneise, mit

Übergängen in diese,

der zur alpin gefalteten Hülle z. T. diskordante Verlauf der Granitisationsfront,

die Bildung der Schollenmigmatite durch diskordantes Eindringen des

Neosoms in die Hülle unter Zerstörung ihrer alpinen Paralleltexturen,

das Fehlen von Bewegungsflächen am Rand der Kerngesteine.

Die Granitisation des Maggia-Lappens erfolgte somit alpin in mehreren Phasen. Je länger die Kerngesteinsbildung andauerte, um so höher griff sie in den Deckenkörper hinauf. Dies war insbesondere in zentralen Partien der Fall, die offenbar durch liegende Mulden wenig oder gar nicht gegen Einflüsse aus der Tiefe abgeschirmt waren.

Für alpines Alter spricht auch das Auftreten der Kerngesteine in der Maggia-Depression, welche hauptsächlich ein Produkt alpiner Tektonik darstellt. Das steile axiale E-Fallen des schlingenförmig gebauten Maggia-Lappens und seine orogene Versenkung in die Maggia-Depression sind — zusammen mit der gegen S zunehmenden Muldenausquetschung — die tektonische Ursache der Granitisation seiner zentralen Partien. Diese Versenkung in grössere Rindentiefen kommt einer allmählich steigenden Wärmezufuhr gleich. Sie führte, unterstützt von der Durchbewegung, zur erwähnten partiellen Mobilisation der basalen Partien und des Liegenden des Maggia-Lappens. Während der Stauung des Deckenkörpers am Gott-hard-Massiv und anderen Widerlagern nahmen Druck, Temperatur und Lösungsumsatz zu. Die allseitige Stauung führte zum baldigen Stillstand der Deckenbewegung und zur Verlagerung der mechanischen Beanspruchung gegen S (mittleres und südliches Maggia-Tal). Infolgedessen klang im Maggia-Lappen die Stresswirkung relativ rasch ab, Temperatur und Lösungsumsatz dagegen blieben entweder wirksam (Hülle) oder stiegen weiter an nach der Durchbewegung (Kerngebiet, Gangbildungen der Hülle). So kam es im Kerngebiet teils zur Granitisation ohne Stoffzufuhr,

teils zur Kerngesteinsbildung mit Stoffzufuhr unter randlicher Migmatitbildung.

Die Kerngesteinsbildung stellt kein magmatektonisches Geschehen dar, sie beruht vielmehr auf einem metamorphen Umbau der Textur und Struktur der Hüllgesteine (= alpine Ausgangsgesteine) und z. T. auch auf einer Durchtränkung der polymetamorphen Hüllgesteine ohne sonstige Eigenbewegung des Materials der Kerngesteine.

Alle genannten Prozesse verliefen selektiv und differentiell. Sie benötigten geringe Wärme- und Stoffzufuhren, denn das erfasste metamorphe Ausgangsmaterial besass grösstenteils bereits granit- bis granodioritähnliche Zusammensetzung und wurde — in Gegenwart von H_2O — intensiv durchbewegt. Die weite Verbreitung des kritischen Epidot-Klinoisits und die Mineralfazies lassen nach BARTH (1929, S. 122) und RAMBERG (1949, S. 31) auf eine Temperatur der Ultrametamorphose unterhalb 500° , bzw. $470^\circ C$ schliessen. Dafür spricht auch das Fehlen von Kalksilikaten in der Bena-Mulde und in den calcitführenden Amphiboliten, welche SW Sambuco (s. HASLER, 1949, Tafel IV) von oligoklasreichem Matorello-Gneis umschlossen werden.

Die Diskordanzen der Kerngesteine und die von aussen gegen das Kerninnere zunehmende Grobkörnigkeit der massigen Kerngesteine sprechen andererseits deutlich für erhöhte Temperaturen nach der Durchbewegung. Die Temperatur nahm von der Hülle gegen den Kern zu. Jedoch auch nach der Tiefe zu ist eine Intensitätszunahme der Ultrametamorphose anzunehmen, denn die eingeschlossenen Hüllgesteinszonen keilen dank zunehmender Feldspatisation und Granitisation gegen die Tiefe zu aus (Tafel II, Profile 25, 30).

Intensive Alkalimetasomatose, Ausschwitzungen, Aplitbildung, Granitisation mit Stoffzufuhr und lokaler Migmatitbildung der vorliegenden Art lassen sich kaum nur auf die orogene Versenkung und differentielle Mobilisation feldspatreicher Hüllgneise zurückführen. Die zu diesen Umwandlungen notwendige Wärme und Stoffzufuhr dürften teilweise wohl der Zone der Anatexis (ESKOLA, 1933, S. 24; REINHARD, 1935, S. 44) und sauren juvenilen Magmen entstammen. Ihr Wärmeüberschuss und ihre Mobilisate vermochten in der quergefalteten Schwächezone der Maggia-Depression je nach den lokalen Druck-, Temperatur- und Löslichkeitsbedingungen in verschiedener Menge aufzusteigen und z. T. tektonisch höhere Deckenpartien zu beeinflussen.

DIE ANTIGORIO-DECKE (Stirnregion)

Die Antigorio-Decke tritt mit ihrem nordöstlichsten Sporn von S in unser Kartengebiet ein. Da wir ihre Gesteine nur sporadisch untersuchten, fassten wir sie in Tafel I—III unter dem Sammelnamen Antigoriogneis zusammen. Es handelt sich im oberen Val Peccia vorwiegend um einen grobgebankten, grobflaserigen Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis, der sehr ähnlich ist den von GRÜTTER (1936, S. 19f.) und BURCKHARDT (1942, S. 163f.) beschriebenen Antigorio-Gneisvarietäten.

Am Rande der Teggiolo-Mulde ist der Antigorio-Gneis vielerorts gefaltet (vgl. Tafeln I—III, V und Fig. 19, 20, 22). Am SE-Fuss des P. Castello führt er lagenweise Feldspat-Augen von 1—5 cm Länge; auch weist er dort stellenweise Texturen auf wie der Matorello-Gneis und durchtränkt butzenförmige dunkle Einschlüsse. S Corte grande di Croso enthält der Antigorio-Gneis dm³ bis mehrere m³ grosse Schollen von dunklen Biotitschiefern, von feinkörnigen Epidot-Hornblende-Biotitgneisen und von hellen aplitischen Gesteinen. N des Weilers S. Antonio fanden sich Einschlüsse von Strahlsteinschiefern.

Zusammenfassung

Das Untersuchungsgebiet liegt im Penninikum S des Gotthard-Massivs und ist aus hochkristallinen Gesteinen der W-Hälfte des Maggia-Lappens (oberpenninische Decke) und aus metamorphen mesozoischen Sedimenten zweier Mulden aufgebaut.

In der dem Maggia-Lappen N vorgelagerten Bedretto-Mulde herrschen jurassische Kalkglimmerschiefer, Quarzite, Phyllite und Konglomerate vor, neben wenigen Schuppen triadischer Karbonatgesteine. In der S an den Maggia-Lappen angrenzenden Teggiolo-Mulde dagegen dominieren triadische Gesteine, vor allem Kalkmarmore mit Einlagerungen von Kalksilikat- und Cobaltocalcitmarmor.

Die ursprüngliche Schichtfolge der Mulden lässt sich nur grob rekonstruieren und in eine kalkige, eine psammitische und eine pelitische Gruppe gliedern. Die unruhige Sedimentation ist eine Folge mehrfacher Emersion und Subsidenz des Troges.

Die alpine Metamorphose hat den Mineralbestand der Muldengesteine während und nach der Durchbewegung umgebildet, und zwar epi- bis mesothermal in der Bedretto-Mulde, mesothermal in der tektonisch tieferen Teggiolo-Mulde. In den Gneis-Marmorkontakten der Bedretto-

Mulde treten Calcit, Dolomit, Quarz und Albit zusammen auf; in der Teggiolo-Mulde sind an solchen Kontakten auch Skapolit, Bytownit, Tremolit, Klinozoisit-Epidot und gemeine Hornblende entstanden.

Der Grad der Metamorphose der Muldengesteine nimmt nicht nur von N nach S, sondern auch von W nach E, gegen die Maggia-Depression hin, zu. Trotzdem sowohl die Mulden- als auch die Deckengesteine gemeinsam alpin verfaltet wurden und umkristallisierten, ist der Grad der Metamorphose der monometamorphen Muldengesteine niedriger als derjenige der polymetamorphen Deckengesteine. Die beiden Serien können deshalb lithologisch voneinander unterschieden werden. Die alpine Faltung und Metamorphose verwischten jedoch die ursprünglichen Diskordanzen zwischen Mulden- und Deckengesteinen.

Die untersuchten Deckengesteine gehören dem Matorello-Teilappen des Maggia-Lappens an. Sie gliedern sich in Hüll- und Kerngesteine.

Ausgangsgesteine der mesometamorphen Hülle sind: arkoseartige Sandsteine (Alkalifeldspat- und Plagioklasgneise, helle Lagen der Bändergneise), Konglomerate (Konglomeratgneise, worunter psephitische Augengneise) sowie Mergel und Tone (Hornblendegesteine, Glimmerschiefer, dunkle Lagen der Bändergneise). Einige Hüllgesteine (z. B. Psammit- und Konglomeratgneise, z. T. auch Amphibolite) besitzen Eruptivgesteinschemismus. Diese Konvergenzerscheinung beruht teils auf primärem Feldspatgehalt, teils auf sekundärer Feldspatisierung. Die für diese Feldspatisierung verantwortliche Alkalizufuhr erfolgte während der Metamorphose, möglicherweise schon voralpin, sicher aber auch während und nach der Alpenfaltung. Die alpine Feldspatisierung setzte in der Regel ein mit der Bildung von Kalifeldspat; ihr folgte eine von Ort zu Ort verschieden intensive Oligoklasierung unter metasomatischer Umwandlung des Kalifeldspates.

Diese Mineralumwandlungen, die invers zonaren Plagioklase, die Anordnung der Einschlüsse in den Feldspat-, Granat- und Biotitporphyroblasten, die Glimmergefüge (z. T. Querglimmer) und die spärlich erhaltene Granulierung und Kataklaste der Hüllgesteine sprechen für verschiedene Phasen der Blastese, während und nach der Durchbewegung. Die vorwiegend präe- bis parakristalline Deformation wurde durch die verschiedenen Phasen der Deckenbildung ausgelöst.

Temperatur und Lösungsumsatz stiegen hauptsächlich im Innern des Matorello-Teilappens an und steigerten die Metamorphose zu einer Granitisation, welche die Bildung der Kerngesteine (Matorello-Gneise) zur Folge hatte. Es handelt sich dabei um alpin granitisierte Hüllgesteine. Die Granitisation erfolgte stellenweise ohne Stoffzufuhr, durch Umkristalli-

sation metamorpher Arkosen und praegranitisch alkalisierter Psammit- und Psephitgneise, oft aber auch unter metasomatischer Stoffzufuhr. Die differentiell zugeführten alkali-alumo-silikatischen Lösungen bewirkten, zusammen mit dem mobilisierten Altbestand, eine intensive Feldspatierung. Die Kerngesteine zeigen hauptsächlich granitische und granodioritische, seltener quarzdioritische Zusammensetzung.

Die Granitisation erfolgte während und nach der Alpenfaltung, allochthon und autochthon. Während den alpinen Hauptbewegungen entstanden vorherrschend parallelstruierte Kerngneise, welche konkordant von ihrer Hülle umgeben sind. Spät- bis posttektonisch entwickelten sich innerhalb der parallelstruierten Typen massige Kerngesteine; beide gehen ineinander über. Die granitischen Gesteine entstanden durch spätalpine Ultrametamorphose und stellen folglich Metagranite dar.

Die massigen Kerngesteine durchbrechen nur an wenigen Stellen diskordant (aderförmig) ihre Hülle und bilden mit ihr kleine Vorkommen grobgemengter Gesteine. Diese Migmatite bestehen aus Schollen von nicht mobilisiertem Gneis, Biotitschiefer und Amphibolit der Hülle, welche umgeben sind von Adern massiger Kerngesteine und von Apliten. Die beim Bildungsvorgang mobilere Phase, welche vom Matorello-Gneiskörper aus in die starre Hülle eingedrungen ist, zeigt nur untergeordnet Fluidal-texturen.

Manche Kern- und Hüllgesteine unterscheiden sich lediglich texturell und strukturell; deshalb werden sie als zwei verschiedene Texturfazies des Maggia-Lappens aufgefasst. Wie die ihnen chemisch entsprechenden Gesteine der Hülle, so wurden auch die Kerngesteine nach einer intensiven Kalifeldspatbildung von einer verschieden starken Oligoklasierung betroffen; sie erfasste vor allem zentrale und südöstliche Teile des Kerngebietes.

Ebenfalls spätalpin sind aplitische Gesteine — z. T. vom Charakter der Ruscada-„Gneise“ —, spärliche Pegmatite und Quarzgänge in Kern und Hülle eingedrungen.

Die Bildung der Deckengesteine ist auf graduell verschiedene, konstruktive alpine Dislokationsmetamorphose, teilweise auch auf spätalpine Ultrametamorphose zurückzuführen. Diese Gesteinsumwandlung ist die Folge des tiefen Eintauchens des Maggia-Lappens in die Maggia-Depression und der damit verknüpften differentiellen Erwärmung und Mobilisierung von Gesteinen des Maggia-Lappens und vielleicht auch seines Liegenden.

II. Tektonogenese des Maggia-Lappens

EINLEITUNG

In diesem Abschnitt wird versucht, die Tektonik des Maggia-Lappens (abgekürzt M-L) darzustellen, wie sie sich auf Grund von HASLERS (1949), BUCHMANN'S (1953) und eigenen Aufnahmen ergibt. Für die Lösung der tektonischen Probleme ist ausser der geologischen Kartierung die Untersuchung der linearen Paralleltexturen und ihre Darstellung im Kartenbild notwendig. HASLER (1949, Tafel V) hat solch eine Strukturkarte des Sambuco-Teillappens veröffentlicht. Nach Abschluss meiner geologischen Kartierung habe ich die linearen Paralleltexturen im Matorello- und im Alpigia-Teillappen verfolgt und eine Strukturkarte (Tafel V) des ganzen M-L samt Muldensaum entworfen.

Im folgenden werden nur neue Untersuchungsergebnisse angeführt. Gestützt auf die Literatur und auf eigene Anschauung wird hierauf versucht eine zusammenfassende Geschichte der alpinen Faltung des behandelten Gebietes zu geben.

Die Mulden

Der Bau der penninischen Mulden des NW Tessins ist gekennzeichnet durch Verschuppung und Fältelung.

DIE BEDRETTO-MULDE

(Vgl. Tafeln I, II, IV, V)

Für Schuppenbau sprechen die Repetitionen triadischer Gesteine im Gebiet Binn-Valle del Gries (SCHMIDT und PREISWERK, 1908, Tafel II, Profile 1—4). Nach E setzt sich diese Zone verschuppter Muldengesteine fort in die von BURCKHARDT und mir untersuchten Teile der Bedretto-Mulde. Deshalb ist auch im NW Tessin eine Verschuppung der Bedretto-Mulde wahrscheinlich. Dafür sprechen:

die mehrfache Repetition der Konglomeratlagen und die starke Deformation ihrer Komponenten,
die konkordanten Schürflinge und Keile triadischer Gesteine,
die keilförmig eintauchenden Gneislamellen der Decken mit ihrer Hülle von Muldengesteinen; diese Hülle geht im Streichen auskeilender Gneislamellen unverändert über in die übrigen Muldengesteine.

Da lediglich die Konglomeratlage 2 den Charakter einer sedimentogenen Rekurrenz besitzt, lassen sich die Konglomeratlagen 1, 3 und 4 hypothetisch je einer Schuppe von Bündnerschiefern zuordnen. Eine oder mehrere weitere Schuppen von Bündnerschiefern müssen zwischen den nördlichsten Gneislamellen und der Stirn des Maggia-Lappens angenommen werden. Eine mindestens vierfache Verschuppung der Bedretto-Mulde des NW Tessin erscheint somit wahrscheinlich, obwohl die Schuppengrenzen durch posttektonische Rekristallisation der ganzen Mulde z. T. verwischt worden sind. Als Schuppengrenzen kommen die Horizonte der eingeschuppten Gneise und der triadischen Marmore und Rauhwacken in Frage. Im selben Horizont liegen einige der von BURCKHARDT festgestellten Brüche, Verwerfungen und Mylonitzonen (z. T. Überschiebungshorizonte?).

Der Schuppenbau erklärt die scheinbar grosse Mächtigkeit der Bedretto-Mulde. Ihre Mächtigkeit ist grösser vor der Stirn des Matorello-Teillappens als vor der Stirn des Basodino- und des Sambuco-Teillappens (vgl. Tafel I, II, V, VI). Diese Mächtigkeitszunahme ist nicht sedimentär, sondern tektonisch bedingt; sie entspricht der Mächtigkeit des unvershuppten Teils der Teggiolo-Mulde im Val Antabbia und NE Campo di Bavona.

S des Matorello-Teillappens war die Teggiolo-Mulde vermutlich primär etwas reduziert, jedoch z.T. fast ebenso mächtig wie im Val Antabbia. Der Matorello-Teillappen tauchte während seines Vordringens tiefer in den Muldentrog ein als der Basodino- und der Sambuco-Lappen und quetschte diesen Trog bis auf wenige verschuppte Reste aus (s. Fig. 2). Die ausgeräumten Muldengesteine häuften sich vor seiner Stirn an und hinderten den Matorello-Teillappen trotz intensiverer Faltung daran, so weit nach N vorzustossen wie die angrenzenden Deckenteilkörper. Für diese Deutung spricht die Verschuppung der triadischen Gesteine der Bedretto-Mulde mit den erwähnten Gneislamellen. Infolgedessen müssen auch die zwischen den Gneislamellen und der Stirn des Matorello-Teillappens befindlichen Bündnerschiefer mitverschuppt sein und — wie die Triasgesteine — ebenfalls aus südlicheren Trogregionen stammen als die weiter im N anstehenden Bündnerschiefer der Bedretto-Mulde. Ein Vergleich der Tektonik der penninischen Mulden N Formazza, im Val Bedretto und N P. Molare (BOSSARD, 1936, S. 67f., Tafel II) zeigt die durchgehende isoklinale Häufung verschuppter Muldengesteine vor der Stirn der penninischen Decken und ihre maximale Zusammenstauchung vor dem M-L und vor der Tessin-Kulmination. Vor diesen beiden tektonischen Körpern geht das steile Südfallen der Muldengesteine in Nordfallen über.

Während und nach der Verschuppung und Steilstellung wurden die Gesteine der Bedretto-Mulde und der Stirn des Maggia-Lappens hom axial gestreckt, gefaltet (s. WENK, 1948, S. 766) und prae- bis parakristallin durchbewegt. Dabei entstanden folgende lineare Paralleltexturen (b-Achsen nach SANDER): Faltenachsen, Elongation der Glimmer und Streckung der (in Tafel I nicht ausgeschiedenen) Konglomeratkomponenten; diese b-Achsen sind makroskopisch ausgebildet analog den linearen Paralleltexturen des M-L und entsprechen Fall 1, 2, 4 und 5 der Gneisgefüge des V. Verzasca (WENK, 1943, S. 270f.). Die linearen Paralleltexturen liegen in der Regel in der Schichtfläche und die Kleinfältelung tritt nur in Profilen (Tafel II, Profil 30; Tafel IV, Profile b und h) in Erscheinung. Die Kleinfältelung erfasste vor allem die Phyllite und Glimmerschiefer der Mulde und einige eingeschuppte Gneise des M-L; die grob bankigen Marmore, Dolomite und Quarzite dagegen blieben ungefältelt oder wurden lediglich schwach verbogen, konform der Fältelung der Schiefer. Aus Tafel V geht hervor, dass — mit Ausnahme des Gebietes SE Airolo — die Elongation der Glimmer im allgemeinen mit der Richtung der Faltenachsen übereinstimmt. Im Gestein herrscht somit in der Regel nur eine Richtung vor. Neben subparallel s und ac geregeltem Glimmer (darunter Querbiotit) treten lokal auch regellose, wirr struierte Glimmerester im Zement der Konglomerate und in wenigen Schiefen auf; sie sind teils auf primäre Regellosigkeit, teils auf verschiedene lokale Differentialschübe zurückzuführen. (Weiteres über die Entstehung der Strukturen siehe unten.)

DIE TEGGIOLO-MULDE

(Vgl. Tafeln I—III, V und VI)

Die Teggiolo-Mulde trennt die Antigorio-Decke vom hangenden Maggia-Lappen.

Wie im Val Antabbia so liegen auch E der Bavona der basale Triasmarmor und die hangenden Bündnerschiefer wohl noch in der ursprünglichen Ablagerungsfolge übereinander, im Gegensatz zum reich verschuppten Hangenden des zweiten Triashorizontes. Die Mächtigkeit des basalen Triasmarmors beträgt E Campo di Bavona 20—30 m und nimmt gegen das Val Peccia allmählich ab bis auf 10 m SE Gheiba. Die von PREISWERK (1918, S. 72, und 1918, Spezialkarte 81 und Profiltafel 81 b, Profil D) postulierte weitgehende Abscherung und Verschleppung der Teggiolo-Mulde durch den M-L E Gheiba existiert nicht. Die Stirn der Antigorio-Decke reicht auf der linken Talseite unterhalb Kote 1600 m nicht weiter nach N als auf der rechten, weil sie N S. Antonio eine Rückfalte bildet, bevor sie

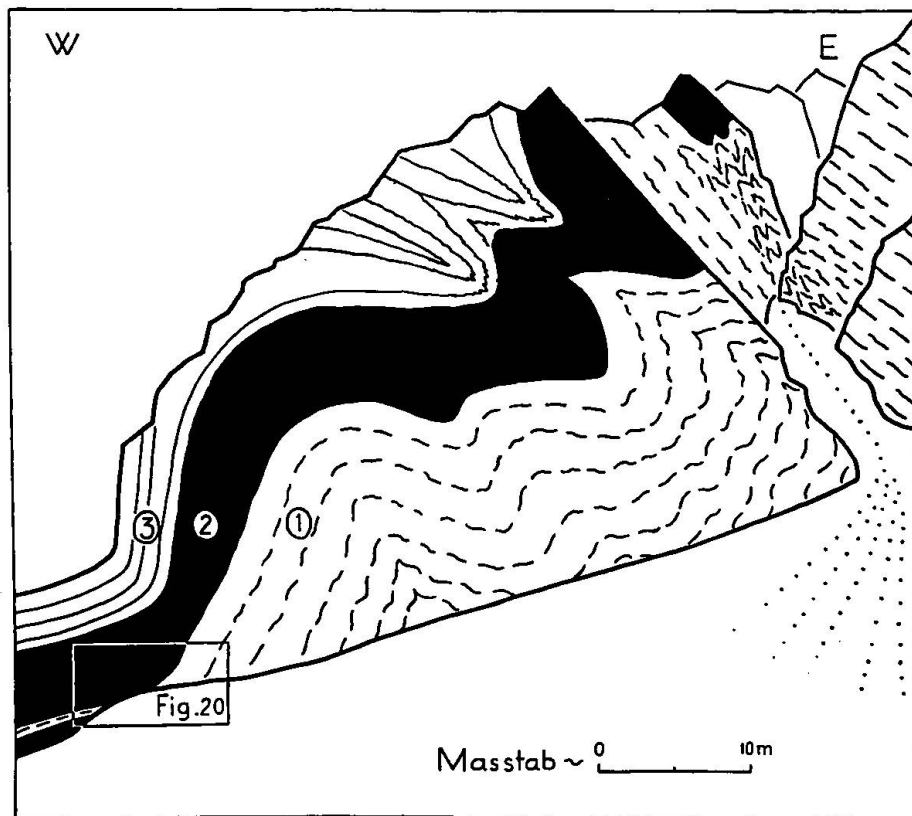


Fig. 19. Ansicht des Kontaktes Antigorio-Gneis (1) – Triasmarmor der Teggiolo-Mulde (2) – Maggia-Lappen (3). Linke Talseite Val Peccia, 800 m N S. Antonio.

SSW Masnerolo (L: Alpe dei Sassi 2073 m) nach N vorstösst. Der basale triadische Marmor bildet das Hangende dieser Rückfalte und zieht mit wenigen Unterbrüchen nach Masnerolo hinauf (s. Tafel I, II, Profil 30, Tafel VI, Fig. 19). Die Gneise des M-L liegen konkordant auf diesem Marmor und haben ihn lediglich S Masnerolo in geringem Masse lokal abgeschert und ausgequetscht. E Masnerolo bleibt der Marmor trotz seiner scharfen Umbiegung (s. Tafel II, Profil 31; Tafel VI) in konkordantem Verband mit den Decken und sind die Faltenachsen von Mulde und Decken konform (s. Tafel V). Wie schon PREISWERK (1918, Spezialkarte 81 und Profiltafel 81a, Profile 6, 7) zeigte, keilt der Marmor der Teggiolo-Mulde W P. Mascarpino aus. Der weitere Verlauf der Teggiolo-Mulde S P. Mascarpino ist umstritten. Auf Grund eigener Begehungen teilen wir vorderhand die Auffassung von PREISWERK (1918, S. 68, 81, und 1936, Spezialkarte 116 und tektonische Kartenskizze) und GRÜTTER (1936, S. 26). Danach zieht die z. T. ausgequetschte Mulde als Trennungsfuge

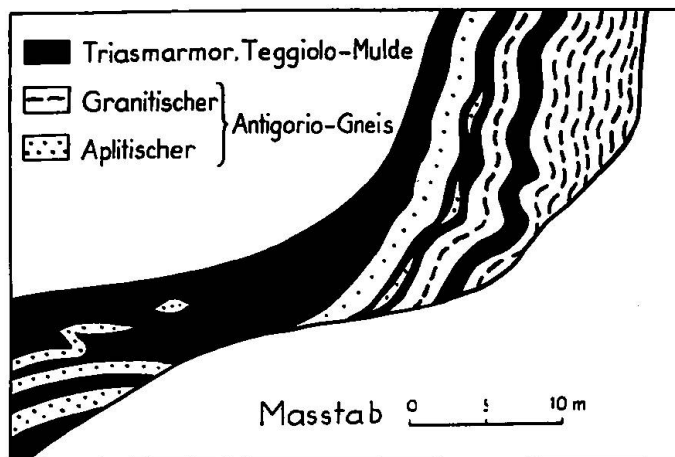


Fig. 20. Kontakt Antigorio-Gneis: Triasmarmer der Teggiolo-Mulde (vergrößerter Ausschnitt von Fig. 19), schematisiert.

zwischen der Antigorio-Monte Leone-Decke und dem hangenden Stiel des M-L nach S über den P. Brunescio bis zu den Marmoren von Someo (Fig. 2).

Der untersuchte basale Marmor hat nur geringe Verschiebungen erlitten, denn er ist lediglich lokal und bloss in einer Zone von 1—10 dm Mächtigkeit mit den Gneisen der Antigorio-Deckenstirn verschuppt (NNE S. Antonio di Peccia, ferner zwischen Alpe Sevinera (L: Alpe Savinera, C. di Là 2060 m) und Corte grande di Croso) unter teilweiser Brekzierung der Kontaktgesteine (vgl. Fig. 20, 22).

Der N bis NE Campo di Bavona (Tafel II, Profil 12) ca. 700—800 m mächtige unverschuppte Teil der Bündnerschiefer reduziert sich gegen den P. Castello bis auf 20—40 m und keilt SE Gheiba aus.

Die geringe Mächtigkeit des basalen triadischen Marmors zwischen Campo di Bavona und Gheiba ist hauptsächlich primär-stratigraphisch bedingt, während die viel stärkere Reduktion der hangenden Bündnerschiefer wesentlich auf tektonischer Abscherung durch den M-L beruht, wozu aber auch primäres Auskeilen gegen E tritt. Für tektonische Abscherung spricht die von W nach E zunehmende Verschuppung der Randzone des M-L mit der Teggiolo-Mulde. Dabei wurden im m- bis cm-Bereich Schubfetzen von Decken- und Muldengesteinen verkeilt und verknetet, laminiert und linsenförmig deformiert, oder zu tektonischen Brekzien zerissen. Die Brekzien bestehen nur aus Nebengesteinsmaterial. Entgegen unserer Darstellung (Tafel I, II, IV, Profil a und h) halten wir deshalb die Mehrzahl der Marmorlinsen der Randzone des M-L für triadisch. Dafür spricht das von PREISWERK (1918, S. 54, und 1918, Spezialkarte 81 und

Profiltafel 81 a, Profil 14) entdeckte Rauhwasckevorkommen am SE-Ufer des Lago Nero. WENK (mündl. Mitteilung) fand darin 1935 tektonische Gneisbrekzien, die wahrscheinlich dem M-L entstammen. Im Horizont dieses Rauhwasckevorkommens liegen die Marmore N Ponc. di Braga (Tafel I); von derselben Ausbildung sind die Marmorlinsen NE und SE Ponc. di Braga, die z. T. von einem wenige cm mächtigen (permotriadischen?) Quarzit begleitet sind. Für triadisches Alter zeugt auch eine (in Karte und Profilen nicht ausgeschiedene) Linse von Rauhwascke- und Dolomitmulm im N-Grat des P. Pulpito; sie ist fein verschuppt mit Gneis und hellem Kalkmarmor. Dieser Marmor stimmt überein mit dem basalen Marmor der Teggiolo-Mulde und mit den Marmorlinsen NW und SE P. Pulpito.

Da diese randfernen Marmorlinsen offenbar verschuppte Fetzen der Mulden darstellen, ist dasselbe auch für die randnäheren Marmorlinsen von durchwegs derselben Ausbildung (z. B. am Passo Naret, SW und E Lago di Naret, W P. Cristallina, N, S und SE Lielpe und N P. Castello) anzunehmen. Für mesozoisches Alter spricht auch ihr keilförmiges Eintauchen (Tafel II, IV) und die gesamte Randtektonik des M-L. Ob einige der feinen Marmorlagen der Paragneise der Randzone (z. B.: SW Gangelli) von vormesozoischen Kalken abstammen, ist möglich, doch fehlen seitliche Übergänge in Deckengesteine, wie sie BURCKHARDT (1942, S. 160) im Basodino-Lappen entdeckte.

DER KONTAKT ANTIGORIO-GNEIS : TRIASMARMOR

Der basale Triasmarmor der Teggiolo-Mulde ruht teils konkordant, teils diskordant auf den Alkalifeldspatgneisen der Antigorio-Decke.

Die vorherrschende konkordante Auflagerung der Trias ist tektonisch entstanden. Dafür sprechen die Verfäلتelung der Kontaktgesteine und die oben erwähnten feinlamellaren Verschuppungen, die NW Corte grande di Croso, S P. della Rossa und NNE S. Antonio (Fig. 20, 22) sogar zur Brekzierung der basalen Marmorbank und zur Verschleppung der Brekzien in die obersten Gneislagen der Antigorio-Decke geführt haben. Der konkordante Kontakt ist jedoch in der Regel unverschuppt, so dass im grossen die Ablagerungsfolge wohl unverändert blieb, trotz der erlittenen Dislokation. Lokale Paralleltransgression kann nicht ausgeschlossen werden, obwohl lithologische Übergänge von primärem Charakter fehlen.

Für ursprüngliche triadische Diskordanz spricht die Diskordanztransgression der Trias über die äusseren Zonen der alpinen Zentralmassive und über das Seengebirge.

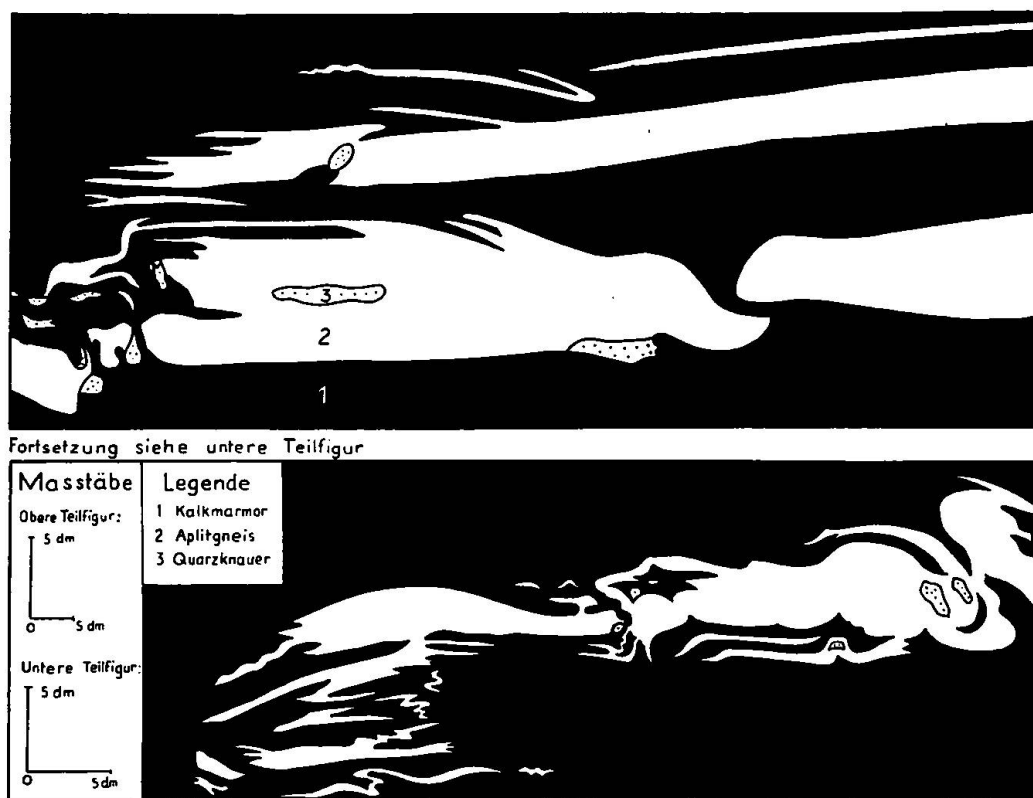


Fig. 21. Aplitgneis der Antigorio-Decke in Triasmarmor der Teggolo-Mulde NNE S. Antonio, Val Peccia (W Fortsetzung von Fig. 20, in grösserem Massstab).

Nach PREISWERK (1914, S. 175, Fig. 2) und BURCKHARDT (1942, S. 168f., Fig. 6) ruht der basale Marmor NE Campo di Bavona auf vortriadischen quarzreichen Glimmerschiefern, Serizit- und Alkalifeldspatgneisen, welche seitlich auskeilen. Diese Verbandsverhältnisse lassen sich als ein Relikt der primär-stratigraphischen Diskordanz der Trias über verschiedenen älteren Gesteinen deuten. Dieses Relikt blieb trotz der Alpenfaltung erhalten, weil die Antigorio-Decke bei Campo di Bavona die Mulde nicht überfahren hat (Tafel II, Profile 11, 12), und weil die Teggolo-Mulde in diesem Gebiet auch von den hangenden Decken weniger mitgenommen wurde als im E und im W. Die wohl schwache triadische Transgressionsdiskordanz ist im Penninikum durch die weiträumigen alpinen Deckenbewegungen meist völlig ausgetilgt worden. Wohl streichen im Val Peccia N bis NNE S. Antonio, S P. della Rossa und SSE Corte grande di Sero-dano (L: Sarodano 1669,5), wie auch stellenweise im Val Bavona (SW P. Castello, NE S. Carlo); Tafel II, Profile 25, 30 und Tafel III, Profil 29)

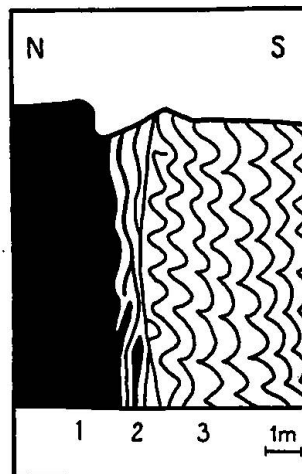


Fig. 22. Profil durch den Stirnrand der Antigorio-Decke S P. della Rossa (L: La Rossa 2577), Val Peccia.

1 = Triasmarmor der Teggiolo-Mulde. 2 = Ruschel- und Brekzienzone.
3 = Antigorio-Gneis.

Antigorio-Gneise und Muldengesteine fern vom Kontakt verschieden, unmittelbar am Kontakt dagegen sind Antigorio-Gneise und Marmor konkordant eingeschichtet und oft homoaxial gefaltet. Ihre Schuppen und Brekzien wurden teils bruchlos (Knettextur N S. Antonio, SW Gheiba, NE Campo di Bavona; Fig. 20, 21), teils unter Bruch (SE Gheiba, NE Alpe Sevinera, W P. Castello, S P. della Rossa) deformiert, und zwar auf dieselbe Weise wie die Schuppen und Brekzien des M-L am Kontakt der Teggiolo-Mulde. Die Deformation erfolgte unter steter Durchbewegung und Umkristallisation bei relativ niederen Temperaturen. Dabei verhielten sich die Antigorio-Gneise vielerorts plastischer als der Marmor (Fig. 19, 21, 22). Kontaktminerale treten nur sporadisch auf und stellen Produkte der konstruktiven alpinen Dislokationsmetamorphose dar. Die WNW Corte grande di Croso und N S. Antonio in den Marmor eingeschuppten Aplit-gneise (Fig. 19—21) der Antigorio-Decke besitzen weder einen Reaktions-saum, noch eine Randfazies.

Kein Gneiskeil der Antigorio-Decke und des M-L ist aus magmatischen Apophysen (KLEMM, 1937, S. 162f.) hervorgegangen. Anzeichen der von KLEMM vermuteten juvenil-magmatischen alpinen Kontaktmetamorphose fehlen. Der Antigorio-Gneiskörper stellt eine alpine Decke und kein alpines Eruptivgestein (KLEMM) dar. Da er durchwegs das stratigraphisch Liegende der mesozoischen Muldengesteine bildet, muss sein Ausgangsgestein schon praetriadisch vorgelegen haben.

Die Lösung der Streitfrage KLEMM-PREISWERK lautet: Der Antigorio-Gneiskörper ist aus einem alpin reaktivierten, praetriadischen Gesteinskomplex hervorgegangen. Lokal war die syn- bis posttektonische alpine Metamorphose bis Ultrametamorphose so intensiv, dass massige granitoide Gesteine, Aplite und Migmatite (GRÜTTER, 1929, S. 104f., 110) entstanden; diese durchbrechen in unserem Arbeitsgebiet die alpinen Linearstrukturen der Antigorio-Decke, nicht aber die der Teggiolo-Mulde. Die syntektonisch entstandenen Aplitgneiskeile sind, wie fast die gesamte NE Stirn der Antigorio-Decke, eingeschichtet in den alpinen Bauplan.

Der Maggia-Lappen

TEKTONISCHE STELLUNG

Nach PREISWERK (1918, S. 73 und Profiltafel Nr. 81 b, Profile B-E; 1921, S. 487f.; 1934, S. 194) stellen die Lebendun-Decke und der Maggia-Lappen Stirnteile der Bernhard-Decke dar, welche folgendermassen zusammenhängen sollen: Wie die keilförmig von oben in die Bedretto-Mulde tauchenden, isolierten Gneislamellen der Stirn des M-L, so sind auch die Lebendun-Gneislamellen mit dieser Stirn durch einen Luftsattel zu verbinden. Alle diese Gneislamellen sind bloss durch Erosion vom M-L getrennt (s. auch HEIM, 1922, S. 515f., Fig. 170 und Tafel XXIV). Im Gegensatz zu den Gneislamellen des M-L setzt sich die Lebendun-Decke aus unserem Arbeitsgebiet nach W fort; sie wird nach PREISWERK zwischen Simplon und Tessin überfahren und eingewickelt durch den M-L und — weiter im W — durch die Monte Leone- und Antigorio-Decke (s. auch KÜNDIG, 1936, S. 114—116).

BURCKHARDT (1942, S. 173) nannte — gestützt auf PREISWERK — die Lebendun-Decke des Basodino-Gebietes „Basodino-Lappen“ der Bernhard-Decke.

Nach unseren Untersuchungen sind die isolierten Gneislamellen vor der Stirn des M-L durchaus im Sinne von PREISWERK entstanden zu denken, nicht aber die vom M-L getrennten Gneislamellen des Basodino-Lappens. Gegen einen Zusammenhang des Basodino- und des Maggia-Lappens erheben sich folgende Einwände:

1. Der Bau des Basodino-Lappens (BURCKHARDT, 1942, S. 172f., Tafel I—III, Profile 1—11, 13, 15, 17, 19—22; GÜNTHER, Tafel I, II, Profile 23, 25) spricht für dessen tektonische Selbständigkeit. Der Basodino-Lappen wurde durch NW-Schub und Stauung vor dem Gotthard-Massiv zusammengepresst zu zwei NE streichenden tauchenden Antiklinalen, die

verbunden sind durch eine aufsteigende Mulde. Der Kern dieser Mulde besteht aus Bündnerschiefern, welche von unten eingefaltet sind und NE der Zunge des Cavagnoli-Gletschers fensterartig zutage treten. Weiter NE wurden die Schenkel der Mulde durch den am Basodino-Lappen brandenden M-L isoklinal gepresst und die Mulde zunehmend ausgequetscht; an ihre Stelle tritt eine (auf BURCKHARDT, 1942, Tafel I, nicht angegebene) Ruschelzone (s. Tafel II, Profile 15, 17), welche BURCKHARDT bis $\frac{1}{2}$ km W Passo Cristallina verfolgt hat. Dieses Ausspitzen der Mulde in eine schmale Mylonitzone ist auf Scherung zurückzuführen, die während oder nach der randlichen Verschuppung des Basodino-Lappens entstand. Weiter NE, gegen Val Torta hin, verwischen die noch stärkere Zusammenpressung und die postkinetische Rekristallisation die Mylonitzone des sich verschmälernden Basodino-Lappens, doch muss die Mulde ursprünglich in seinem Innern konkordant den Nebengesteinen der Ruschelzone bis Val Torta verlaufen sein. Von dort zieht der Basodino-Lappen nach E vor die Stirn des M-L und wird zwischen Val Torta und Val di Sabbia wieder durch einen Muldengesteinszug unterteilt. Ca. 700 m E Val di Sabbia keilt der N Schenkel des Basodino-Lappens infolge Abquetschung aus. Nur noch der S Schenkel setzt sich als Gneislamelle nach E fort; er keilt in der N-Flanke des Ponc. di Mezzodì (E Passo dei Sassi) aus und reicht also nicht so weit nach E, wie PREISWERK (1918, Profiltafel Nr. 81a) angibt.

Der antiklinale Bau des Basodino-Lappens schliesst eine tektonische Verbindung mit dem M-L aus.

2. Eine Verbindung der südlichen Gneislamellen der Stirn des M-L mit der Lebendun-Gneislamelle, wie sie HEIM (1922, S. 515, Fig. 170) darstellt, ist nicht vorhanden; diese südlichen Gneislamellen gehen seitlich (E Lago Sfunda) über in die Stirn des M-L (s. Tafel I und VI und PREISWERK, Spezialkarte Nr. 81). Zudem sind diese Gneislamellen, wie auch der gesamte M-L, durch zwischengeschaltete Muldengesteine vom Basodino-Lappen völlig abgetrennt.

3. Der Basodino-Lappen ist — ausgenommen am Rande bei Lielpe (s. Tafel I, II, Profil 13) —, entgegen der Auffassung von BOSSARD (dargestellt durch KÜNDIG, 1936, S. 120f.), weder vom M-L noch von der Monte Leone-Decke überfahren und eingewickelt, noch durch diese Decke vom M-L getrennt.

4. Die von PREISWERK angenommene Einwicklung der Lebendun-Decke ist deckenmechanisch schwer verständlich.

5. Die von STAUB (1924, S. 34) und BOSSARD (loc. cit.) postulierte Verbindung der Lebendun-Decke mit den Gneislamellen der Teggiolo-Mulde, dem Rande des M-L entlang, oder unter diesem hindurch, existiert

nicht. Wie Tafel I und II (Profile 13, 15—23) zeigen, zweigt kein solcher Ast der Lebendun-Gneise ab vom Basodino-Lappen und hängen die Gneis-lamellen, die zwischen dem P. Castello und Gheiba in der Teggiolo-Mulde stecken, mit dem M-L und mit der Antigorio-Decke zusammen, nicht aber mit der Lebendun-Decke.

Die Lebendun-Gneise vor der Stirn des M-L stehen nur mit dem Basodino-Lappen in Verbindung; sie bilden — wie die zum M-L gehörenden Gneis-lamellen — von oben eingefaltete Tauchkeile (Tafel II, Profile 15, 20, 21) in der Bedretto-Mulde, im Gegensatz zu BOSSARDS Ansicht. Die Lebendun-Decke endet im Tessin im Prinzip so, wie es schon PREISWERK (1918, S. 81; 1934, Tafel III) feststellte. Somit gehört — entgegen BOSSARD — der M-L nicht der Lebendun-Decke an.

ARGAND (1934, S. 174) stellte den M-L zur Monte Leone-Decke. Von dieser trennt ihn jedoch die von Gheiba nach Someo streichende Teggiolo-Mulde.

Von STAUBS (1924, S. 34) Zweiteilung des M-L in Monte Leone- und Bernhard-Decke ist kein Anzeichen zu entdecken.

Vom Campo Tencia-Lappen wird der M-L abgetrennt durch die Campolungo-Mogno-Pertusio-Mulde (HASLER, 1949, S. 147, Tafel IV; mündl. Mitteilungen von WENK und BUCHMANN), wobei N Passo Campolungo nach HASLER (1949, S. 145f.) die Lebendun-Decke nirgends auftritt, entgegen STAUBS (1924, S. 35) Vermutung.

Noch offen bleibt die Frage einer Verbindung des Stieles des M-L mit PREISWERKS Bernhard-Decke des E-Wallis, denn nach BEARTH (1952, S. 3) fehlt die Bernhard-Decke in der Wurzelzone zwischen Valle Anzasca und Locarno.

Der M-L und sein Stiel sind somit bis weit nach S abgetrennt von allen benachbarten Decken.

Die Lebendun-Decke und der M-L scheinen tektonisch selbständig zu sein. Daraus ergibt sich, vorbehaltlich neuer Untersuchungsbefunde, folgendes Deckenschema des NW Tessins:

Oberpenninische Decken	{	Maggia-Lappen und Stiel,
		Lebendun-Decke (Basodino-Lappen und Bosco-Serie);
Unterpenninische Decken	{	Monte-Leone-Decke (Teildecke der Antigorio-Decke),
		Antigorio-Decke.

Der Maggia-Lappen wird als penninische Schubdecke aufgefasst, während PREISWERK (1918, S. 72) im M-L die überkippte tauchende Stirn-

umbiegung einer Deckfalte sah. Gegen seine Interpretation sprechen jedoch folgende Gründe:

- der Schuppenbau der Stirnregion, die keine Stirnumbiegung im Sinne PREISWERKS erkennen lässt (die antiklinale Verbindung der isolierten Stirngneislamellen berührt dieses Problem nicht), sondern Bewegungsbahnen aufweist, die ins Freie führen (Tafel II);
- die Art der randlichen Verschuppung mit dem liegenden Mesozoikum unter Zerreissung jeder Kontinuität und unter Ausbildung von glatten Scherflächen und von gefalteten Schubhorizonten auf dem Mesozoikum (s. S. 128f.) und auf dem Antigorio-Gneis;
- das Fehlen eines verkehrten Mittelschenkels;
- der Schlingenbau beider Teillappen;
- das Fehlen eines Antiklinalkernes von voralpinen Orthogesteinen (PREISWERK, 1918, S. 69, 72, Tafel Nr. 81 b; idem, 1934, S. 194; ARGAND, 1934, S. 165).

Der M-L dürfte eher die durch Stauung am Gotthard-Massiv gefaltete Stirnpartie einer von ihrer ursprünglichen Unterlage abgescherten und nach N verfrachteten kristallinen Schubmasse darstellen.

Ihre Gesteine sind während und nach dem Deckentransport nochmals weitgehend umgewandelt worden.

Da die meisten Gesteinshorizonte des M-L auskeilen oder lateral und vertikal ineinander übergehen, da sie ferner im Kern des Matorello- und des Alpigia-Teillappens intensiv umkristallisiert bis granitisiert sind, ist eine Deckenstratigraphie s. s. unmöglich. Lediglich im grossen lässt sich ein symmetrischer Bau des M-L erkennen: die W-Hälfte des Matorello-Teillappens, der Sambuco-Teillappen und der Stiel beidseitig des Alpigia-Teillappens bestehen hauptsächlich aus pelito- bis psammitogenen Gneisen und aus Paraamphiboliten; gegen das Innere des Matorello-Teillappens herrschen Plagioklas-Alkalifeldspatgneise vor. Gegen die Stirnmitte des Alpigia- und des Matorello-Teillappens (zwischen Lago di Naret und Casone di Sambuco) keilt die Paragesteinshülle — insbesondere ihre pelitogenen Gesteine — von beiden Seiten her aus oder wird reduziert (s. Tafel I, VI; HASLER, 1949, Tafel IV; FORSTER, 1947, S. 263, Fig. 1).

Die für tektonisch höhere (ostalpine) Abscherungsdecken typischen und an Überschiebungsflächen gebundenen Mylonite und kataklastischen Bildungen treten nur untergeordnet auf. Die penninische Schubdecke gelangte bald nach ihrem Vorstoss gegen das Gotthard-Massiv in grössere Rindentiefen und unter wesentlich höhere p-t-x-Bedingungen als die ostalpinen Decken. Dadurch wurde die anfänglich „unstetige Tektonik“ (SANDER) durch „stetige Tektonik“ abgelöst unter inter- und intragranu-

laren Differentialbewegungen. Die typische penninische, fließende Verformung dominierte während der Haupt- und Endphasen der Deckenentwicklung. So unterblieb denn auch die Gleitbrettbildung in der Regel.

Nur ausnahmsweise sind Anzeichen von unmittelbarer Teilbewegung zwischen den Gneishorizonten zu erkennen, durch „das gleichsinnige Vor-eilen einer Schicht vor der andern“ (SCHMIDT, W., 1925, S. 59), wie auch durch die gleichsinnige Gleitbrettfaltung (SCHMIDT, W., 1932, S. 83f.) im Kleinbereich der Bändergneise. Aus all diesen Gründen ist auch keine glatte Überschiebungsfläche mehr erhalten. Dagegen steht die weitreichende Überschiebung der vormesozoischen polymetamorphen Gesteine des M-L auf das Mesozoikum fest (tektonische Brekzien). Diese Sedimentunterlage wurde zwar grösstenteils ausgequetscht oder deformiert und, zusammen mit der Gneisdecke, verfaltet und umkristallisiert.

PARALLELTEXTUREN DES MATORELLO- UND DES ALPIGIA-TEILLAPPENS

(Vgl. Tafel V)

Die alpine Verformung prägte hauptsächlich folgende lineare Paralleltexturen: Faltenachsen, Elongationsachsen parallel orientierter Glimmer und Hornblenden (Regelung nach Korngestalt). Lineation in der Transportrichtung a (Riefung auf Rutschharnischen) liess sich nur bei Peccia, Al Piano und Froda finden. Das tektonische Strömen verlief quer zu den b-Achsen. Dafür zeugen die gestreckten Tektonite, das verlagerte Interngefüge von Porphyroblasten, die Querglimmer, Scherungen, Boudinagebildungen, Mikro- und Makrofaltungen und Elongation // b. Glimmer, Hornblende und Turmalin wurden nach ihrer Form geregelt, gestreckt, gedreht und wuchsen paratektonisch leisten- oder stengelförmig // b bevorzugt weiter. Die Faltenachsen und die Elongation (Striemung, Faser) sind meist, jedoch nicht überall, konform. Es können im selben Handstück verschiedene Faltenachsen- und Elongationsrichtungen auftreten; deshalb ist die Legende der Tafel V entsprechend gegliedert.

Die Verformung wird — bei konstanter Richtung der Linearen — je nach der Gesteinsart verschieden abgebildet: Die Muldengesteine, Bänder- und Hornblendegneise und stirnwärtige Antigorio-Gneise zeigen fast nur Faltenachsen; die plattigen Alkalifeldspat- und Plagioklasgneise und die Glimmerschiefer weisen ebenso häufig Faltenachsen als auch Elongation von Glimmer und Hornblende auf; dagegen herrscht in den weniger deformierbaren Konglomerat-, Augen- und Kerngneisen die genannte Elon-

gation vor, oder es fehlt, besonders im massigen Kerngestein, häufig jede Lineation.

Von der Hülle gegen die massigen Kerngesteine zu treten erst die Faltenachsen gegenüber der Elongation, dann auch diese zurück.

Die verschiedenen Faltenachsen liegen im allgemeinen in *s*, doch treten in flachen *s*-Flächen gelegentlich auch stoffdiskordante, steile *b*-Achsen auf.

Die Kleinfältelung führte hauptsächlich zur Bildung von asymmetrischen Biegefallen und Biege-Scherfallen. Solche Falten treten z. B. im Knetmarmor der Teggiolo-Mulde und in partiell anatektischen Bändergneisen auf. Symmetrische Faltung ist seltener erhalten. Knick- und Stauchfallen häufen sich in den Mulden und in der Stirnpartie der Decken, ähnlich wie dies W. SCHMIDT (1932, S. 139 f.) darstellte. Daneben treten, besonders in glimmerreichen Plagioklas- und Bändergneisen, umgefaltete Klein- und Grossfallen auf; sie sind z. T. parallel, z. T. kreuzen sie sich schiefwinklig, d. h. $b \wedge b'$ bis $b // b'$. Die Gesteine sind nach einer ersten alpinen Kleinfältelung ein zweites Mal gröber, aber nur z. T. symmetriekonstant gefaltet worden. Dies gilt besonders für randliche Vorkommen, da die Decken während des Vordringens und während ihrer Stauung zuerst im kleinen, hernach im grossen gefaltet wurden.

Klein- und Grossfallen können senkrecht, schief oder parallel dem Streichen von *s* stehen. Lineare Parallelt Texturen liegen selten im Streichen der *s*-Flächen, so an einigen Stellen des N- und S-Randes des M-L, in der Stirnregion der Antigorio-Decke und am N-Rand der Bedretto-Mulde.

Die Faltung der Mulden- und Deckengesteine dieser Zonen ist hom axial und gleichaltrig. In den übrigen Teilen des Untersuchungsgebietes dagegen streichen im allgemeinen *s* und *b* verschieden und dominiert trikl ine Symmetrie, weil alpin verschieden gerichtete Beanspruchungen auftraten. Auch bei verschiedenem Streichen und Fallen von *s* folgen die *b*-Achsen z. T. den gleichen Richtungen über alle auf Tafel V dargestellten Decken- und Muldenteile hinweg; sie sind somit während des Vordringens und der Stauung der Decken entstanden.

Im Matorello- und im Alpigia-Teillappen lassen sich nach dem Streichen folgende Hauptssysteme der linearen Parallelt extur feststellen:

1. SW-NE bis WSW-ENE, parallel zum normalen Alpenstreichen;
2. NW-SE bis N-S, im Streichen der Maggia-Querzone;
3. E-W, parallel zum Streichen der Stirn der Antigorio-Decke zwischen P. Castello und P. Mascarpino.

Das normale Alpenstreichen und die Maggia-Querzone prallen im M-L aufeinander; sein Bau spiegelt die Interferenz dieser beiden Hauptfaltungsrichtungen wieder.

Die alpine Faltung

setzte nach ARGAND (1916, S. 188), STAUB (1937, S. 117), CORNELIUS (1940, S. 298) u. a. hauptsächlich während der Kreide ein und wurde im Tertiär vollendet. Im Gegensatz zu FORSTER (1947, S. 465) muss der Hauptzusammenstau der penninischen Decken im W Tessin nach dem Lias eingesetzt haben, da in diesem Gebiet der obere tonige Lias in bathyaler Fazies zum Absatz gelangt ist und da in der Region von Bosco (GRÜTTER, 1929, S. 128f.) und im Liegenden der Cima Lunga-Serie (PREISWERK, 1936, Tafel I und Karte) jurassische Bündnerschiefer dieser Fazies zwischen die Decken eingefaltet sind.

ENTSTEHUNGSFOLGE DER DECKEN DES NW TESSINS

- | | | |
|------------------------|---|--|
| 1. Lebendun-Decke | } | z. T. gemeinsam vorrückend; |
| 2. Maggia-Lappen | | |
| 3. Monte Leone-Decke | } | Entwicklungsbeginn kurz nacheinander, bevor die Lebendun-Decke und der Maggia-Lappen die Bedretto-Stammulde erreichten; Hauptbewegung gemeinsam. |
| 4. Antigorio-Decke | | |
| 5. Campo Tencia-Lappen | | |
| 6. Alpigia-Teillappen | | |
- (Die Bewegungen der einzelnen Decken haben sich z. T. überdeckt.)

Vor der Entstehung dieser Decken war die Tosa-Kulmination im E Bereich der Antigorio-Decke bereits schwach aufgewölbt. Dafür sprechen die Bündnerschiefer-Konglomerate, die starke Reduktion des Mesozoikums in ihrem Bereich (PREISWERK, 1921, Tafel IX) und die seitliche Führung des hangenden M-L während seines Vordringens in der Maggia-Depression. Ob diese frühe Anlage der Tosa-Kulmination früh- oder voralpin entstanden ist, lässt sich aus meinem Arbeitsgebiet nicht ableiten.

Nach ihr setzte die penninische Hauptphase ein mit der Entwicklung der Lebendun-Decke und des M-L. Wahrscheinlich hat der M-L die weniger mächtige Lebendun-Decke frühalpin an steiler s-Fläche vor sich hergeschürft. Das Vordringen der Lebendun-Decke wurde bald gebremst (nicht verhindert) durch die früh angelegte Tosa-Kulmination, welche — dank ihres steilen N-Randes — ein tiefes Eintauchen des Basodino-Lappens in die Bedretto-Mulde vereitelte. Hierauf drang der Maggia-

Lappen über die E-Flanke der Tosa-Kulmination ebenso weit nach N vor wie der Basodino-Lappen. Beide Lappen tauchten darauf gemeinsam in die Bedretto-Stammulde.

Für diese Deutung sprechen:

die Trennung der beiden Lappen durch eine schmale Zone mesozoischer Muldengesteine,

der übereinstimmende Baustil beider Lappen,

das ungestörte Durchziehen der drei Bündnerschiefer-Fazies und einzelner

Konglomeratlagen von W nach E vor beiden Lappen,

ihre fazielle und petrographische Verwandtschaft,

die durch keine Querbrüche gestörte Konkordanz ihrer Stirnlamellen und

die randliche Überschiebung des M-L auf den Basodino-Lappen (W Alpe Lielpe; s. Tafel I, II, Profil 13).

Das Fehlen der Monte Leone-Decke zwischen diesen beiden Lappen wird a. a. O. zu erklären versucht.

TEKTOGENESE DES MAGGIA-LAPPENS

Der Maggia-Lappen drang während der penninischen Hauptphase nach N vor, in die Bucht zwischen der bereits von der Lebendun- und z. T. auch schon von der Monte Leone-Decke überfahrenen, flach nach E abtauchenden Anlage der Antigorio- und Monte Leone-Decke (Tosa-Kulmination) im W und der steiler W fallenden Tessin-Kulmination im E. Gegen N konvergierten diese Kulminationen so, dass die dazwischen liegende, von Mesozoikum bedeckte Maggia-Depression eine sich gegen N verengernde und vertiefende Quermulde bildete, die quer zum alpinen Hauptstreichen verläuft. Sie mündete vor der Stirn der Kulminationen in die breitere W-E streichende Bedretto-Stammulde. Die duktilen Bündnerschiefer der Mulden bildeten das Gleitmittel der Decken. Durch andauernden Schub aus S wurde der breitere M-L in die enge Maggia-Quermulde gezwungen (Reliefüberschiebung) und zunehmend seitlich eingeengt. Dadurch schwenkten die Strukturen des M-L von der W-E-Richtung ab in die N-S-Richtung. Anfangs herrschte fast ebene Verformung dank dieser „Strömung in einer Rinne mit flachen Ufern“ (SANDER, 1948). Die nach N zunehmende Raumnot bedingte einen steigenden Materialüberschuss des zwischen anfänglich „starren Backen“ der beiden Kulminationen vordringenden M-L. Schon deshalb entwickelte sich am steileren Ostufer der Maggia-Depression eine Steilstellung des Randes des M-L und eine sekundäre, seitliche, W-gerichtete Schubkomponente. Daraus entstand seine synklinale Faltung. Sie führte, zusammen mit der nach N konvergierenden

Durchbewegung, zur Entstehung flachachsiger Linearstrukturen // a, welche jedoch im M-L nur noch relikthch erhalten sind.

Zu Beginn der alpinen Faltung herrschte ostalpiner Baustil vor; er wurde jedoch abgelöst durch den penninischen im Sinne von ARGAND.

Während und besonders nach dem Vordringen des M-L wurden jedoch die seitlichen „starren Backen“ der Kulminationen beweglich, und zwar zuerst der westliche, die Monte Leone-Decke, hierauf der östliche, die Tessin-Kulmination, denn der M-L wird von E her überfahren (PREISWERK, 1921, 1925, 1934; WENK, 1943). Anlass dazu gab die von W nach E fortschreitende Maggia-Querfaltung; sie intensivierte die beschriebene Durchbewegung // a wesentlich, insbesondere nach dem Vordringen des M-L, wobei eine Umfaltung einsetzte: die Lineartexturen // a wurden zu b-Achsen vor den W-gerichteten Stirnfalten der Verzasca-Granite und Augengneise.

Beim weiteren Vordringen des M-L, aus der engen Maggia-Querzone in den weiten Raum der Bedretto-Stammulde hinein, stauten sich die vorgeschürften Muldengesteine frontal vor dem schaufelartig vorstossenden Deckenkörper. Er selbst wurde an der Basis und am Rande stark zerschlizt. So entstanden zahlreiche, von Muldengestein umhüllte Gneiskeile und wurden in die Decke auch Schürflinge von Mesozoikum eingeschleppt, die gegen die Tiefe zu und auch seitlich rasch auskeilen, z. B. W, E und NE P. Cristallina, S Passo di Naret, SE Lago di Naret (s. Tafel I; Tafel II, Profile 18, 23, 25; Tafel IV, Profile a, e und h). So entstanden Seitenäste der Bedretto-Mulde, welche einige Gneislamellen z. T. abtrennen, z. B.: S Passo di Naret bis Lago Scuro und NW bis SW P. Cristallina.

Beim Vordringen gegen den Trog stiessen die basalen Gneiskeile auf grösseren Widerstand als die hangenden und seitlichen. Infolgedessen wurden die oberen Gneiskeile der Stirn schubbrettartig weiter nach N geschoben als die unteren (s. Tafel II, IV). Durch Stauung am Gotthard-Massiv im N, am Basodino-Lappen im W und an der Leventina-Lucomagno-Decke im E wurde dieses Eintauchen bald gehemmt. Da der M-L diese Widerstände zu tief anfuhr um sie überwinden zu können, wurde er zurückgeworfen und zusammengestaucht. Weiterer Schub aus S wölbte die Stirnregion des Matorello-Teillappens antiklinal empor, riss den Gewölbescheitel auf, so dass die N tauchenden Spitzen der Stirnkeile durch die Gewölbekerne des Mesozoikums vom M-L abgetrennt wurden.

Ähnlichen Bau der Stirnregion weisen der Sambuco-Teillappen (Tafel VI und HASLER, 1949, S. 144, Tafel IV) und der Basodino-Lappen auf (BURCKHARDT, 1942, S. 173, Fig. 8, Tafel II und III). BURCKHARDTS Profile 1—11, 14, 15, 20, 21 zeigen in dieser Reihenfolge im Streichen dieselbe Entwicklung der Tauchkeilbildung abgerissener Stirnlamellen.

Die Stirn des im S damals noch flach liegenden M-L richtete sich somit an den genannten Widerständen auf. Die Schaufelform des M-L wurde damit zum E fallenden Löffel mit steiler Stirn umgeformt, und es entstand ein halbkreisförmiges Schichtstreichen entlang den Widerständen.

Durch diese Stauung wurde dem Matorello-Teillappen, der vorge-lagerten Bedretto-Mulde und dem E-Rand des Basodino-Lappens ein NE bis ENE streichendes System von b-Achsen aufgeprägt (s. Tafel V). Die zur Bewegungsrichtung meist schiefe Lage dieser b-Achsen ist bedingt durch den Widerstand des schräg dazu streichenden Gotthard-Massivs.

Für Überlagerung z. T. verschiedener Bewegungsrichtungen sprechen die sich kreuzenden Linearrichtungen b schief (selten \perp) b', welche ohne Übergänge interferieren (trikline Tektonite). Sie sind wie folgt entstanden:

a) in Fällen ohne makroskopisch erkennbare Deformation von b durch b': durch denselben tektonischen Akt, d. h. durch gleichzeitige Prägung als Folge der Zerlegung einer ungefähr geradlinigen S-N-Pressung in zwei schiefwinklige Kräftepaare und damit in zwei Deformationspläne b schief b' vor einem Widerstand. Dieser Fall ist verwirklicht in der Stirn-region des Matorello-Teillappens, soweit sie durch das Gotthard-Massiv allein gestaut wurde, und tritt auch im Inneren des M-L auf, und zwar als Folge gleichzeitiger Stauung an zwei konvergierenden seitlichen Widerständen.

b) in Fällen von Deformation einer älteren (alpinen) NW-SE bis N-S-Richtung durch die jüngere NE-Richtung: durch zeitlich verschiedene tektonische Akte. Solche ältere alpine Richtungen (s. „Untergeordnete Richtungen“ der Tafel V⁴) lassen sich noch feststellen an Glimmerelongation, über die sich schief bis senkrecht kreuzend die Fältelung der NE- und E-Richtung gelegt hat (z. B. S bis SE P. Taneda und Umgebung der Alpen Froda bis Zotto di Val Peccia und Alpe Bena) und an verschiedenen eingeschichteten, grobklastischen Komponenten (ältere Richtung nicht dargestellt in Tafel V) der Konglomeratgneise. Die Längsachsen der alpin eingeschichteten Komponenten liegen in der Regel in der NE-Richtung, d. h. // b und nur ausnahmsweise // a. Die // a gelangten Komponenten sind gefältelt und z.T. zerschert // b und erscheinen — wie die obgenannte, zu a konforme Glimmerelongation — als Relikte früherer alpiner Defor-

⁴) Hier erhebt sich die Frage, ob diese untergeordneten Richtungen nicht z. T. voralpine Strukturen abbilden. Dagegen spricht die Konformität aller Lineartexturen mit der vielgestaltigen, mehrphasigen alpinen Regionaltektonik (s. Maggia-Querfalte), welche den M-L in vielen verschiedenen Richtungen beanspruchte und alle Texturen alpin streng eingeschichtet hat, ausgenommen die der massigen Kerngesteine.

mationen. Diese a-Gefüge entstanden parallel der S-N-Transportrichtung des M-L durch „röhrenförmiges Strömen“ (SANDER, 1930, S. 151, 233f.) und durch seitliche Zusammenpressung des M-L während seiner N-Wanderung.

Die b-Achsen des NE-Systems fallen im W mit durchschnittlich 20—40°, im E mit 40—60° nach NE ein und weisen auf NE-Fallen des liegenden granitischen Unterbaus (Sockel des Gotthard-Massivs, s. Tafel VI) und auf eine Depression vor der Stirn der Leventina-Lucomagno-Decke hin (GRÜTTER, 1936, Tafel I; BOSSARD, 1936, S. 67, 71, Tafel II). Der Basodino-Lappen dagegen fällt nach BURCKHARDT (1942, S. 169f.) im W flacher und an seinem E-Rand mit maximal 30° gegen E ein.

Das durch Stauung entstandene halbkreisförmige Schichtstreichen, der Einfluss der Widerstände und das starke E-Fallen von Trog, Tosa-Kulmination und M-L gegen die Maggia-Depression und gegen die Senke vor der Leventina-Decke hin, bedingten die erste Anlage der steilachsigen Faltenschlingen des M-L. Weiterer Schub von S stellte ihn und die widerstehenden tektonischen Körper steiler und engte ihn zunehmend ein. Dabei glitt der W-Rand des Matorello-Teillappens randlich auf den Basodino-Lappen (s. Tafel II, Profil 13), während der Sambuco-Teillappen über der liegenden Mulde nach E abwärts glitt. Durch diese Einengung und Versenkung nahmen das Fallen der Schichten und der Lineartexturen von W nach E gleichzeitig zu. Stauchfalten $b \perp b'$ entstanden vor allem im Innern in zunehmendem Masse. Die b-Achsen verschoben sich gegenüber dem sich ändernden Schichtstreichen bis sie an die Aussenwiderstände angepasst waren und blieben in der W Hälfte des Matorello-Teillappens im wesentlichen konstant trotz weiterer Schichtaufrichtung.

Bei Froda und Zotto di Peccia sind z. T. schon vorher vorhandene b-Achsen „tordierend verlagert“ (SANDER, 1948, S. 167) worden (verschwenkt unter Änderung der Streichrichtung); SE Poncione di Braga und SW Laghetti finden sich auch syntorsionale b-Achsen; vor- und syntorsionale Achsen öffnen ihre kleinen Torsionswinkel nach NE. Die hangenden (kernnäheren) s erscheinen gegenüber den liegenden (randlichen) s im Uhrzeigersinn verschwenkt.

Diese Einengung durch Schub von S geht z. T. bereits auf Frühphasen der Antigorio-Deckenbildung zurück.

Die steilachsige Verschlingung des M-L entstand erst während der nachfolgenden penninischen Hauptphasen, die sich gliedern lassen in die Antigorio-, Campo Tencia- und Alpigia-Phase und in die Maggia-Querfaltung.

Antigorio-Phase: Der andauernde Schub aus S vermochte den

bereits am Gotthard-Massiv brandenden M-L nicht mehr weiter nach N zu schieben, sondern erfasste den granitischen Unterbau der E-Flanke der Tosa-Kulmination und trieb ihn als Antigorio-Decke unter dem hangenden M-L näher an das Gotthard-Massiv heran als im W. Die Antigorio-Decke unterfuhr hierauf den Südrand des Matorello-Teillappens und presste ihn derart, dass dieser nur nach oben ausweichen konnte. Danach stellte die Antigorio-Decke die Teggiolo-Mulde und den Südrand des Maggia- und des Basodino-Lappens steil (s. BURCKHARDT, 1942, S. 173, Fig. 8, Tafeln III, V); sie überfuhr die Teggiolo-Mulde W P. Castello (s. S. 125—128 und Tafel II, Profil 25) und den Südrand des Matorello-Teillappens am P. Mascarpino (Fig. 2 und Tafel II, Profil 30, 31). Durch weiteres Vordringen der Antigorio-Decke sind ihre Stirnpartie und die Teggiolo-Mulde z. T. isoklinal überkippt und der Matorello-Teillappen am P. Mascarpino rückgefaltet worden (s. Tafel II, VI). Dabei wurde der gesamte Matorello-Teillappen stärker zusammengepresst, so dass er die Form einer in E-W-Richtung gestreckten und nach E geneigten Schlüssel erhielt. Weitere Zusammenpressung und Stauchung an den sich versteifenden Widerständen im NW und N stellte die Wände dieser Schüssel steil und formte aus ihr eine ENE fallende Schlinge (s. Tafel VI).

Dieser N-Schub der Antigorio-Decke prägte ihrer eigenen Stirn, der vorgelagerten Teggiolo-Mulde und dem Südrand des Matorello-Teillappens, ein homoaxiales, W-E streichendes System von Klein- und Grossfalten auf, welches mit 20—40° gegen die Maggia-Depression einfällt (s. Tafel II und V). Die Kleinfältelung ist älter, denn sie wurde stellenweise im grossen ein zweites Mal gefaltet, wobei $b = b'$. Es entstanden auch Quetsch- und Scherzonen // b . Die z. T. mehrscharige und differentielle Durchbewegung lässt sich auch im Gefüge erkennen; sie ergriff hauptsächlich den Rand des Matorello-Teillappens und klang gegen sein Inneres zu ab.

Da der Deckenschub am frühesten und am stärksten im NW und im N gebremst wurde, drehte der weitere Schub allmählich nach NE ab, wie die Übergänge der Strukturen am N-Rand des M-L zeigen. Dieser NE-Schub presste den Sambuco-Teillappen an die W-Flanke der Leventina-Lucomagno-Decke. Durch Stauung an diesem Widerlager wölbte sich die aufsteigende Mulde des Val Sambuco (PREISWERK, 1918, S. 72, „antiklinale Querfurche“) zwischen Matorello- und Sambuco-Teillappen empor und wurde der Sambuco-Teillappen zur Massari-Mulde zusammengepresst. Seine Achsen folgen dem W-Rand des Widerlagers und liegen quer zur Matorello-Schlinge. Weitere Pressung stellte den NE-Schenkel der aufsteigenden Mulde steil, bog den N-Teil des Sambuco-Teillappens schlingen-

förmig um und prägte ihm und seinem Muldensaum wie auch dem E-Rand des Matorello-Teillappens, ein SE streichendes Lineartextursystem auf. NE-Schub haben auch KRIGE (1918, S. 15) in der W-Piora-Mulde und BOSSARD (1936, S. 70f.) in der W Lucomagno-Decke und der angrenzenden penninischen Mulde festgestellt (s. ferner HASLER, 1949, S. 101). Diese Schubrichtung wurde begünstigt durch das Abtauchen der Leventina-Lucomagno-Decke und durch das Abschnellen des S-Randes des Gottard-Massivs nach NE bei Airolo (s. KRIGE, loc. cit.).

Letzte Phasen des Zusammenschubs stellten die Ränder des N Sambuco-Teillappens steil; dies erhellt aus ihrem Übergang in den synklynal gebauten SE Sambuco-Teillappen (s. Tafel VI und HASLER, 1949, S. 142f., Tafel IV, V).

Dank des penninischen Baustiles vereinigt sich diese Schlinge sowohl im N wie im S bruchlos mit der Schlinge des Matorello-Teillappens.

Das SE-Streichen der Lineartexturen der N Sambuco-Teillappens geht gegen Lago di Prato allmählich über in NE-Streichen. Dadurch entsteht eine von HASLER (1949, S. 143, Tafel V) entdeckte radiale Anordnung von Faltenachsen rund um den Lago di Prato. Diese Faltenachsen umfassen eine kleine, NE fallende Depression. Ob sie mit der Depression vor der Stirn der Leventina-Decke zusammenhängt (s. GRÜTTER und BOSSARD, 1936, Tafel I und II) müssen weitere Messungen zeigen. Aus den Übergängen der Linearrichtungen und aus der radialen Anordnung der Faltenachsen geht hervor, dass die Schubrichtung im Gebiet des Sambuco-Teillappens allmählich weiter abdrehte in die N- und in die NW-Richtung. Diese Verlagerung ist zurückzuführen auf das Vordringen des an der Leventina-Lucomagno-Decke seitlich geführten Campo Tencia-Lappens (s. GRÜTTER, 1936, S. 29, Tafel I).

Die Campo Tencia-Phase setzte während der Antigorio-Phase ein, denn das Schicht- und b-Achsen-Streichen des Matorello- und des Sambuco-Teillappens gehen überall ineinander über. Die Stirn des Campo Tencia-Lappens brandete am Sambuco-Teillappen, stellte seinen Südrand und die Campolungo-Mulde steil (s. PREISWERK, 1918, S. 72 und Tafel Nr. 81 b, Profil B; GRÜTTER, 1936, Tafel I; HASLER, 1949, S. 145f.), presste den Sambuco-Teillappen in der NW-Richtung zusammen und schob ihn dabei derart nach NW, dass bei Casone di Sambuco sein Zusammenhang mit dem Matorello-Teillappen einen (bruchlosen) Knick im Streichen erfuhr, den auch die S Zonen der Bedretto-Mulde mitmachen.

Dadurch erhielt auch der S Sambuco-Teillappen eine Schlingenstruktur, welche aus einer Synklinale hervorgegangen ist, ohne dass ihre antiklinale Verbindung mit dem Matorello-Teillappen zerriss (s. Tafel VI und

HASLER, 1949, S. 147f., Tafel IV). Die Campo Tencia-Phase prägte dem mittleren und südlichen Sambuco-Teillappen und der N Hälfte der Val Sambuco-Antiklinale NE-streichende Faltenachsen auf.

Gleichzeitig mit der Campo Tencia-Phase setzte die Alpigia-Phase ein. Darunter wird das Vordringen des Alpigia-Teillappens gegen den Matorello-Teillappen verstanden. Der Alpigia-Teillappen scheint aus einer nach E gerichteten Rückfalte des Stieles des M-L hervorgegangen zu sein; dafür sprechen die tektonischen und lithologischen Übergänge ihrer Hüllgesteine in den Matorello-Teillappen und das Auskeilen der Bena-Mulde. Während der Alpigia-Phase wurde diese Rückfalte nach N gestülpt und steil gestellt; so entstand die Alpigia-Schlinge. Der Alpigia-Teillappen bohrte sich dabei keilartig in den S-Matorello-Teillappen; dadurch wurde die in seiner Stossrichtung gelegene E-Hälfte der Matorello-Schlinge zwischen Laghetti und Alpe Bena nach SE abgebogen, so dass sie jetzt die Alpigia-Schlinge konform umschmiegt. Die Alpigia-Schlinge ist also nach der Schlinge des Matorello-Teillappens entstanden.

So entstanden die SE gerichteten Lineartexturen des E Matorello-Teillappens und des N Alpigia-Teillappens. Elongation // b tritt häufiger auf als Fältelung // b; Züge eines zerscherten Gefüges (analog SANDER, 1930, S. 159f., Abb. 60) finden sich in biotitreichen Plagioklasgneisen des Stieles des M-L. In der stark durchbewegten Stirnregion des Alpigia-Teillappens interferieren NE-, E- und SE-gerichtete Lineartexturen; sie sind \pm gleichzeitig entstanden, denn einfache Fältelung und Kreuzfältelung (Knickkante b' schief und jünger b) treten auf. Diese Umfaltung erfolgte über sehr steile b-Achsen, welche um so mehr im Streichen liegen, je steiler s einfällt. Wie im Matorello-Teillappen treten auch auf den Alpen Alpigia und Bena im Uhrzeigersinn verlagerte b'-Achsen auf.

Die b-Achsen W Val Sambuco fallen mit 40—60° erst nach SE ein. An der Stirn des Alpigia-Teillappens stechen sie 60—90° steil nach SE ein, und in seinem Inneren fallen sie nach S. Gegen die Fusio-Mogno-Mulde fallen die Lineartexturen mit 20—40° ein. WSW bis SW Mogno existiert wahrscheinlich eine flache Kulmination des Achsenfallens, denn N Peccia fallen die NNW streichenden Faltenachsen mit 20—60° nach N und S Peccia (gegen Sornico-Prato) fallen sie flach nach S ein (s. WENK, 1948, S. 766). Es zeichnet sich somit in der N Hälfte des Alpigia-Teillappens und der Fusio-Mogno-Mulde eine kleine Depression quer zum Alpenstreichen ab, die vorläufig Alpigia-Mogno-Depression genannt sei. Ob sie sich nach E und NE fortsetzt, z. B. in die Campolungo-Senke hinein (vgl. Achsenfallen im Gebiet Passo Campolungo-P. Massari-Fusio, HASLER, loc. cit.), müssen zukünftige Messungen entscheiden.

Der Übergang der steilachsigen Matorello- und Sambuco-Schlingen in die flachachsige Struktur des Stieles des Maggia-Lappens spricht ebenfalls für Schlingenentstehung aus Mulden und für wurzellose Querkaltung der N Maggia-Depression (im Gegensatz zu KÜNDIG, 1936, S. 123f.).

Die Übergänge der b-Achsensysteme von der NE-Richtung der Stirnpartie des Maggia-Lappens und der Antigorio-Decke bis in die SE- bis S-Richtung der Alpigia-Struktur spricht für teilweise Gleichzeitigkeit und für kontinuierliches Ineinanderübergehen der Antigorio-, Campo Tencia- und Alpigia-Phasen.

Die Maggia-Querkaltung setzte noch während dieser Phasen ein, überdauerte sie jedoch, wie das gegen den Stiel des M-L hin nach S bis SSE umbiegende Schichtstreichen und die gleichsinnig abschwenkenden Faltenachsen der E Antigorio-Decke, des Matorello- und des SW Sambuco-Teillappens bezeugen. In der E Hälfte des M-L entstanden dabei schwach ausgeprägte Stauchfalten mit gegen N abklingender Intensität. Ferner wurde auch der Campo Tencia-Lappen nach PREISWERK (1918, S. 71 und Tafel Nr. 81a, Profile 4—6, 35; Tafel Nr. 81b, Profil A) quer gefaltet mit NNW-SSE streichender Achse. Er wurde gegen W gepresst und stellte den Stiel des M-L und die Val Sambuco-Antiklinale steil (s. HASLER, 1949, S. 142). Im Bereich des Alpigia-Teillappens wirkte die Querkaltung so intensiv, dass auch s ihr folgt und Klein- und Grossstrukturen konform werden unter teilweiser bis völliger Überprägung der NE gerichteten Lineartexturen. Das Schichtstreichen und das b-Achsensystem des S Alpigia-Teillappens fallen zusammen mit dem der Maggia-Querzone S Peccia (mündl. Mitteilungen von WENK und SPICHER). Die Querkaltung engte den Südrand des M-L im wesentlichen nach seinem N-Schub seitlich ein. Diese letzte Einengung schnürte den M-L beinahe ab von seinem Stiel, nachdem dieser schon durch das Vordringen der Antigorio-Decke, des Campo Tencia-Lappens und des Alpigia-Teillappens reduziert worden war. So entstand die scheinbare Anschwellung des M-L und seine nach SE abgebogene Schlingenform mit nach S gerichtetem Stiel (umfassende Einengungstektonik). N des Alpigia-Teillappens vollzieht sich dieselbe Umbiegung der Linearrichtungen des Matorello-Teillappens, wie erwähnt, quer zum Schichtstreichen, weil die Maggia-Querkaltung das Schichtstreichen der N Hälfte des Matorello-Teillappens nicht mehr wesentlich beeinflusste.

Der Einfluss der Maggia-Querkaltung greift jedoch etwas weiter nach N als PREISWERK (1921, S. 491f.) angenommen hatte und lässt sich noch feststellen in der Bedretto-Mulde (SE Airolo), in den Lucomagno-Gneisen (s. Tafel V) und evtl. in der Piora-Mulde (s. KRIGE, 1918, S. 15, 82f.). Es

ist möglich, dass die Maggia-Querfaltung auch den Unterbau der Bedretto-Mulde, den liegenden Südfuss des Gotthard-Massivs und den W-Sporn der Lucomagno-Decke schwach erfasst hat. Zur Abklärung dieser Frage sind Messungen in der weiteren Umgebung des M-L vonnöten. —

Die zeitlichen Beziehungen zwischen der früher diskutierten Gesteinsbildung und den Spätphasen der alpinen Faltung lassen sich folgendermassen gliedern:

1. Syntektonische (vor- bis frühinsubrische) Bildungen

a) Hüllgesteine. Syntektonische mesothermale Rekristallisation unter vollständiger Einregelung der Lineartexturen, mit oder ohne Zufuhr von K und Na:

I. Kalifeldspatbildung (z. T. granuliert).

II. Plagioklasbildung, z. T. unter Oligoklasierung von I.

III. Gleichzeitige Bildung von I und II;

Sammelkristallisation von Quarz, Plagioklas, Biotit;

Rekristallisation der übrigen Gemengteile.

b) Kerngesteine (Matorello- und Alpigia-Gneise) entstanden aus a) durch zusätzliche, meso- bis schwach katathermale Umkristallisation und Granitisierung; Bildung der Matorello- und Alpigia-Gneise:

I. Syntektonisch allochthon (vorinsubrisch).

II. Syntektonisch autochthon (insubrische Phasen).

I und II Feldspatblastese mit oder ohne Alkaliwanderungen.

c) Aplitgneise in Hülle und Kern, Ruscada-Gneise.

2. Posttektonische (spätinsubrische) Bildungen

a) Hüllgesteine. Allgemeine posttektonische Blastese verwischt kataklastische Strukturen und Granulierungen zum grössten Teil.

b) Kerngesteine. Bildung massiger konkordanter Matorello- (seltener Alpigia-) Gneise:

I. Posttektonische autochthone Granitisation mit oder ohne Alkalizuführen; allgemeine Blastese.

II. Bildung diskordanter massiger Matorello-Kerngesteine durch partielle Lokalanatexe; es entstehen Schollen- und Adermigmatite.

A. Neosom aus Matorello-Gneismaterial,

B. Neosom aus aplitischem Material (mit K-Vormacht),

C. Neosom aus plagioklasaplitischem Material (mit Na-Vormacht).

Die Hüll- und die Kerngesteinsbildung gehen räumlich und stofflich ineinander über. Sie sind z. T. gleichzeitig erfolgt, doch überdauerten die

Spätphasen der Kerngesteinsbildung die Metamorphose der Hülle. Es folgten verschiedene, nicht genau datierbare Stresspulsationen und Granulierungen, unterbrochen von Sammelkristallisationen.

3. Postalpine Bildungen

a) Die postalpine Beanspruchung des Maggia-Lappens muss schwach gewesen sein, denn nur untergeordnet treten Brüche und Verwerfungen von durchwegs wenigen dm Sprunghöhe auf (S Lago della Froda, NW Alpe Froda, S La Corona (L: P. del L. Scuro 2648,0), NE Gheiba), Mylonite und Ruschelzonen (NW Gangelli). Frische Rutschharnische finden sich lediglich bei Peccia, E Al Piano di Peccia und W Alpe Froda (s. Tafel V).

Die E-W, NW-SE und NE-SW verlaufenden Klüfte sind gelegentlich teils von

b) Aplit-, Pegmatit- (selten) und Quarzgängen, teils von

c) Kluftbildungen erfüllt.

In der Teggiolo-Mulde haben späte Bewegungen der Antigorio-Decke u. a. zur Bildung folgender Richtungen von Brüchen und Verwerfungen geführt:

I. NW-SE verlaufende Störungen: W P. Castello (Tafel II, Profil 25), SSW und SE Corte grande di Serodano (L: Sarodano 1669,5) (Tafel III, Profile 28, 29) und vermutlich auch SSE Gheiba in der Haupttalrinne.

II. WSW-ENE laufende Verwerfungen im Nebenbach (Ruschelzone mit Verwerfungsbrekzien) der Peccia S Gheiba (Tafel I, III) und evtl. in der N davon gelegenen trockenen Schuttrinne und im Marmorbruch.

In der Bedretto-Mulde (Tafel I, II) entstanden durch zeitlich verschiedene, diskonforme letzte Pressungen des Matorello- und des Sambuco-Teillappens diverse kleinere Längs- und Querbrüche und Verwerfungen; ferner Sackungen und Hakenwerfen.

Summary

Tectonics: The area examined is situated south of the Gotthard Massif and belongs to the Pennine Nappes of the Swiss Alps (Pl. I, V; Fig. 1). It is built up by the following nappes:

Upper Pennine Nappes: Maggia-Lappen (lobe),
Basodino-Lappen.

Lower Pennine Nappes: Monte Leone,
Antigorio.

These nappes are separated from each other by the Mesozoic Bedretto and Teggiolo synclines, which show schuppen-structure. The main object of this study is the Maggia-Lappen, the frontal part of a nappe whose regional connection is not ascertained yet. It is situated in the N-S running tectonic depression between the Tosa culmination in the W and the Tessin culmination in the E. This important cross-structure begins in the root-zone N of Locarno and ends in the headwaters of the Maggia valley. The Maggia-Lappen, thrust northwards along this channel-like depression, was squeezed into the Mesozoic Bedretto syncline. In structural respect the thrust-sheet was thereby subdivided into three coherent lobes, called Matorello, Alpigia, and Sambuco.

The extreme Alpine compressive folding in the narrow region within the horseshoe-like obstacles of the two culminations in the W and E and of the Gott-hard Massif in the N caused the peculiar "Schlingen"-structures of the Maggia-Lappen. These are folds with steeply pitching, almost vertical axes. The U-shaped structures seen on Plate I demonstrate that the map has largely the character of a cross section. The Matorello-"Schlinge" surrounds the conformable fold of the Alpigia-lobe and is connected with the Sambuco-"Schlinge".

The directions of the fold axes are found also in the fabric of the rocks: axes of microfolds and lineations. Pitch and strike of these fabric-directions are shown on Plate V. On both the Mesozoic rocks of the synclines and the gneisses of the nappes the same three sets of linear structures are imprinted: SW-NE, N-S, and E-W. This testifies the Alpine age of the compressive movements (Einengungstektonik) and of the metamorphism.

Three main directions of movement are recognised:

- a) S-N thrusting of the Maggia-Lappen;
- b) E-W compression between the two culminations due to strong tangential pressure on the concave side of the Alpine arc (WENK in WELLS, 1948);
- c) Late-Alpine, S-directed backfolding and partial overthrusting of the southern margin of the Maggia-Lappen, which covers the N-advancing front of the Antigorio-Nappe.

At the beginning of the thrust-movements, the Maggia-Lappen behaved like an East-Alpine Nappe. In the course of the main compressive folding the syn-orogenic metamorphism increased in such a way that the nappe was deformed plastically and became flow-structured; it attained the typical character of a Pennine nappe, conformable both with its Mesozoic cover and with the surrounding nappes.

Petrography: The area examined is composed of the following rock-zones proceeding from N to S (cf. Fig. 2):

Epi-metamorphic schists (schistes lustrés) of the Bedretto syncline;

Psephitic and psammitic gneisses of the Basodino-Lappen (Upper Pennine Nappe);

Gneisses and granitic rocks of the Maggia-Lappen (Upper Pennine Nappe);

Meso-metamorphic schists of the Teggiolo syncline;

Gneisses of the northern front of the Antigorio Nappe (Lower Pennine Nappe).

The Bedretto syncline is chiefly made up of Bündnerschiefer of Jurassic age (schistes lustrés): mica-schists rich in calcite, quartzites, phyllites, and conglomerates, with few lenses of Triassic marble and Rauhwacke.

A less varied but similar series of meso-metamorphic rocks of the same age forms the Teggiolo-syncline; it is chiefly made up of Triassic marbles and a few mica-schists of Jurassic age. Several special types of marble can be distinguished, a. o. a 40 cm thick, light-blue to purple, cobalt-bearing variety. The predominant rock-type, a light-coloured phlogopite-bearing marble, ranks among Switzerland's finest building-stones and is quarried near Peccia.

A sedimentary record and notes on palaeogeography of both synclines are given on pp. 29f.

The contacts between the Mesozoic schists and the gneisses of the Pennine Nappes are conformable and of tectonic origin. In the Bedretto syncline the marble-gneiss contacts are characterised by the mineral association calcite, dolomite, quartz, albite. In the Teggiolo syncline, however, the lime-silicate-marbles and scapolite-gneisses of the same zone show the association: mizzonite-meionite, bytownite, tremolite, clinozoisite-epidote, and common hornblende. Calculations with the aid of NIGGLI molecular norms indicate substantial diffusion between marble and gneiss.

The grade of metamorphism of the Mesozoic rocks increases from N to S and from W to E and is highest in the Maggia depression. The Alpine metamorphic processes have been more intense in the center of the nappe than in its frontal part. The rocks of the nappes and synclines recrystallised during and after the Alpine folding. Therefore, cataclastic deformation and the primary stratigraphical unconformity between the Mesozoic rocks of the synclines and the gneisses of the nappes have almost entirely been obliterated.

The Maggia-Lappen is built up of a granitic core (Kern) mantled by meso-metamorphic gneisses of sedimentary origin (Hülle). The gneisses are crystalline in a higher degree than any rocks of the Bedretto- and Teggiolo synclines.

The types of gneisses described are: alkalifelspar- and plagioclase-gneiss (developed from original potash- and soda-arkose), conglomerate-gneiss and psephitic augen-gneiss, hornblendegneiss, amphibolite, hornblende-schist and mica-schist (original marls, and slates), and banded gneisses (original alternation of arkose, sandstone, marl, and slate). Some of these gneisses and some amphibolites possess the chemical composition of eruptive rocks. This is due to primary felspar content or to pre-Alpine and Alpine felsparisation of sediments.

The quartz-rich core-rock of granitic and granodioritic composition is called Matorello-gneiss (Fig. 18). The coarse-grained varieties generally have a gneissose structure; they show transitions both into the gneisses of the mantle and into massive varieties. These massive, igneous-looking rocks are characterised by dark clusters of irregular biotite flakes, by nests of quartz, and by porphyroblasts of potash-felspar, more rarely of oligoclase. The porphyroblasts are rich in inclusions of all other mineral constituents. The potash-felspar of both the Matorello-gneiss and the alkalifelspar-gneisses (Hülle) is in part metasomatically replaced by oligoclase. This replacement increases from N towards SE, viz. in the direction of the quartzdioritic Alpigia-gneiss, which is another core-rock of the Maggia-Lappen.

The patchy pattern of the Matorello-gneiss, its crystalloblastic textures, its transitions and palimpsest-like inclusions of country-rocks are the result of an Alpine granitisation produced by the recrystallisation of metamorphic arkoses and arkosic conglomerates under the influence of elevated temperature, often combined with alkali-metasomatism (metasomatic granitisation).

The border-area of the Matorello-gneiss represents the front of the granitisation. It is characterised by special structural and textural features, often also by a higher content of alkalies, viz. feldspars.

Matorello-rocks which differ from heteromorphous gneissous country-rocks (alkalifeldspar- and plagioclase-gneisses) only in structure and texture, but not in composition, are interpreted as different structural facies of late-Alpine ultrametamorphism. Granitic and granodioritic rocks of this origin also occur as small lenses and patches within the alkalifeldspar- and plagioclase-gneisses.

In a few outcrops the massive Matorello-rocks are found in intrusive relationship within the country-rocks. In these migmatite-complexes the fragments of country-rock floating in the granite consist of more or less feldspathised gneisses, biotite-schists, and amphibolites of sedimentary origin. The fragments are bordered and penetrated by veins of aplitic, granitic and granodioritic composition (massive Matorello rock-types). The veins are contaminated by disintegrated material of mobilised fragments. The aplites are of trondhjemitic composition; they seem to have been segregated from differentially mobilised core-rocks and, rarely, from metasomatised plagioclase-rich gneisses. The few granitic and granodioritic veins resulted from locally restricted anatexis of the Matorello-gneiss.

The Alpine ultrametamorphism is due to recrystallisation, differential mobilisation, metasomatism, and anatexis of the deeply buried Maggia-Lappen within the Maggia depression. This zone represents the deepest N-S stretching axial depression in the Swiss Pennine Alps. Underlying granitic magmas (anatectic) may have influenced this metamorphism; true igneous rocks, however, are lacking in the area discussed. The dissemination of primary clinozoisite-epidote in all the chief rock types, the corresponding mineral facies of core-rocks and isochemical gneisses of their mantle, and the occurrence of calcite in amphibolites included by core-rocks indicate that the rocks of the Maggia-Lappen were formed at temperatures below those of magmatic solidification. The recrystallisation of the gneisses of sedimentary origin and their partial granitisation took place during and after the folding of the Alps.

Literaturverzeichnis

- ARBENZ, P. (1934): Die helvetische Region. Fasc. II des Geol. Führers der Schweiz, Basel.
- ARGAND, E. (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. *Ecl. geol. Helvet.* Vol. 14, S. 145.
- (1934): La zone pennique. Fasc. III des Geol. Führers der Schweiz. Basel.
- BARTH, TOM. (1929): Die Temperatur der Anatexis des Urgebirges im südlichsten Norwegen. *Zentralbl. Min. etc. Abt. A*, S. 120.
- BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P. (1939). Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
- BEARTH, P. (1952): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, N. F., 96. Liefg.
- BOSSARD, L. (1929): Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* Bd. 9, S. 107.
- (1936): siehe NIGGLI, P. u. a. (1936c).

- BOWEN, N. L. (1928): The evolution of the igneous rocks. Princeton.
- BUCHMANN, H. (1953): Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW-Tessin. Diss. Basel.
- BUERGER, M. J. (1948): The rôle of temperature in mineralogy. Amer. Min. Vol. 33, S. 101.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 22, S. 99.
- CADISCH, J. (1942): Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. Verh. Nat. Ges. Basel, Bd. 54, S. 32.
- CORNELIUS, H. P. (1925): Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rundschau. Bd. 16, S. 350.
- (1940): Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. deutsch. geol. Ges. Bd. 92, S. 271.
- CORRENS, C. W. (1939): Siehe BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P. (1939).
- (1949): Einführung in die Mineralogie. Berlin.
- DIEHL, E. A. (1938): Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 18, S. 214.
- DOELTER, C. (1912): Handbuch der Mineralchemie. Bd. I. Dresden.
- (1914): Handbuch der Mineralchemie. Bd. II, 1. Hälfte. Dresden.
- EICHENBERGER, R. (1924): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südweststrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Eclog. geol. Helvet. Vol. 18, S. 451.
- EIGENFELD, R. (1933): Prävariskische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen kristallinen Schiefer. II. Die Kulmkonglomerate von Teuschnitz im Frankenwalde. Abh. Math.-Phys. Klasse Sächs. Akad. Wiss. XLII. Bd., Nr. 1.
- ESKOLA, P. (1933): On the differential anatexis of rocks. C. R. Soc. Géol. Finl. No. 7.
- (1939): Siehe BARTH, T. F. W., CORRENS, C. W., ESKOLA, P. (1939).
- EXNER, C. (1949): Die Feldspatholoblasten des alpidischen Granitisationshofes im Radhausberg-Unterbaustollen bei Badgastein. Österr. Akad. Wiss. Anzeiger Math.-nat. Klasse, Jg. 1949, Nr. 13.
- FERSMANN, A. (1931): Über die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. N. F. Bd. 41, S. 64.
- FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 27, S. 249.
- GILBERT, C. M. (1949): Cementation of some California Tertiary reservoir sands. J. of Geol. Vol. 57, S. 1.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin.
- GRÜTTER, O. (1929): Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin. Verh. Nat. Ges. Basel. Bd. 40.
- GRÜTTER, O. und PREISWERK, H. (1936): Siehe NIGGLI, P. u. a. (1936c), S. 1.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 29, S. 50.
- HATCH, F. H. und RASTALL, H. M. (1938): The petrology of the sedimentary rocks. London.
- HEIM, ALB. (1921—1922): Geologie der Schweiz. Bd. II. Leipzig.

- HEZNER, L. (1908): Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). N. Jahrb. Min., Beil. Bd. 27, S. 157.
- HOLMES, A. (1921): Petrographic methods and calculations. London.
- HOLMQUIST, P. J. (1921): Typen und Nomenklatur der Adergesteine. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. 43, S. 612.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 23, S. 475.
- HUTTENLOCHER, H. (1934): Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 14, S. 22.
- KLEMM, G. (1937): Geologische Beobachtungen im Simplontunnel und seiner Umgebung. Notizbl. d. Hess. Geol. Landesanst. zu Darmstadt, V. Folge, S. 162.
- KRIGE, L. J. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Diss. Zürich.
- KRYNINE, P. D. (1948): The megascopical study and field classification of sedimentary rocks. J. of Geol. Vol. 56, S. 130.
- KÜNDIG, E. (1936): Siehe NIGGLI, P. u. a. (1936c).
- LAPADU-HARGUES, P. (1945): Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. Bull. Soc. Géol. France, 5^e sér., Vol. 15, S. 255.
- LINDGREN, W. (1919): Mineral deposits. New York-London.
- LOKKA, L. (1934): Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. Bull. Comm. Géol. Finl. Nr. 105.
- MACKIE, W. (1898): The feldspars present in sedimentary rocks as indicators of the conditions of contemporaneous climate. Trans. Edinb. Geol. Soc. Vol. 7, S. 443.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16, S. 19.
- VON MOOS, A. (1944): Kristallsandsteine der Rhätformation im schweizerischen Juragebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 24, S. 1.
- NABHOLZ, W. K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Eclog. geol. Helvet. Vol. 38, S. 1.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 24, S. 58.
- NIGGLI, P. (1924): Siehe GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924).
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. der Schweiz, Geotechn. Ser. 14. Liefg.
- NIGGLI, P. (1935): Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach der Kornzusammensetzung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 15, S. 31.
- (1936a): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16, S. 295.
- (1936b): Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16, S. 335.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E. (1936c): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 71. Liefg.
- NIGGLI, P. (1938): Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 18, S. 610.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. und PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen. Bd. I und II. Basel.

- NIGGLI, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. I. Basel.
- (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 30, S. 500.
- PREISWERK, H. (1913): Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. Verh. Nat. Ges. Basel. Bd. 24, S. 1.
- (1914): Zur Altersfrage der Granitgneisse im Simplongebiet. Eclog. geol. Helvet. Vol. 13, S. 169.
- (1917): Über neue Skapolithfunde in den Schweizeralpen. Verh. Nat. Ges. Basel. Bd. 28, S. 165.
- (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. II. Teil. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. 26. Liefg.
- (1921): Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. Eclog. geol. Helvet. Vol. 16, S. 485.
- (1925): „Tessinergneis.“ Eclog. geol. Helvet. Vol. 19, S. 177.
- (1931): Der Quarzdiorit des Cocomassives (Zentrale Tessiner Alpen) und seine Beziehungen zum Verzascagneis. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 11, S. 27.
- PREISWERK, H. und REINHARD, M. (1934): Geologische Übersicht über das Tessin. Fasc. III des Geol. Führers der Schweiz. Basel.
- PREISWERK, H. (1936): Siehe NIGGLI, P. u. a. (1936c).
- DE QUERVAIN, F. und FRIEDLÄNDER, C. (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser. 20. Liefg.
- RAMBERG, H. (1949): The facies classification of rocks: A clue to the origin of quartzo-feldspathic massifs and veins. J. Geol. Vol. 57, S. 18.
- REINHARD, M. (1931): Universaldrehtischmethoden. Basel.
- REINHARD, M. und PREISWERK, H. (1934): Exkursion Nr. 30, Nufenengebiet (Ulrichen-Cornopass-Bedrettetal) in Fasc. VII des Geol. Führers der Schweiz. Basel.
- REINHARD, M. und PREISWERK, H. (1934): Exkursion Nr. 65, Cristallina-Val Bavona-Bignasco-Locarno in Fasc. XI des Geol. Führers der Schweiz. Basel.
- REINHARD, M. (1935): Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Jaarb. Mijnbouwkundige Ver.te Delft, S. 39.
- RIITMANN, A. (1929): Die Zonenmethode. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 9, S. 1.
- RIITMANN, A. und GRÜTTER, O. (1939): Tabellen zur Bestimmung von Mineralien. Mit 7 Tafeln. Min.-Petr. Inst. Univ. Basel (Manuskript).
- ROSENBUSCH, H. und OSANN, A. (1923): Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart.
- ROSENBUSCH, H. und MÜGGE, O. (1927): Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Bd. I., 2. Hälfte. Stuttgart.
- SANDER, B. (1930): Gefügekunde der Gesteine. Wien.
- (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. I. Teil. Wien.
- SCHMASSMANN, H. und BAYRAMGIL, O. (1946): Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie der Perm-Formation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. Tätigkeitsber. Nat. Ges. Baselland. Bd. 15, S. 9.
- SCHMIDT, C. (1907): Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Eclog. geol. Helvet. Vol. 9, S. 484.
- SCHMIDT, C. und PREISWERK, H. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe 1: 50000. Geol. Karte der Schweiz, Erläuterungen. Nr. 6.
- SCHMIDT, W. (1925): Gesteinsumformung. Denkschr. Nat. Mus. Wien. Bd. 3.
- (1932): Tektonik und Verformungslehre. Berlin.

- SONDER, R. A. (1948): Gefügeregelung, Druckschieferung und Druckverformung von Gesteinen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 28, S. 362.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F. 52. Liefg.
- (1937): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschrift, Nat. Ges. Zürich. Bd. 82.
- STELLA, A. (1904): Sulla geologia della regione Ossolane contigua al Sempione. Boll. Geol. Soc. Ital. Vol. 23, Fasc. 1.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. Min. Petr. Min. Bd. 8, S. 87.
- SUNDIUS, N. (1916): Zur Frage der Albitisierung im Kirunagebiet. Fören. i. Stockholm Förhandl. Bd. 38, S. 446.
- TERMIER, P. (1903): Les schistes cristallins des Alpes occidentales. Paris.
- TRÖGER, E. (1935): Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
- VOGT, J. H. L. (1926): The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. II. On the feldspar diagram Or: Ab: An. Norske Videnskaps-Akad. Oslo. I. Math.-Nat. Klasse, No. 4.
- WEGMANN, C. E. (1935): Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rundschau. Bd. 26., S. 306.
- WELLS, M. K. u. a. (1948): An account of the long field meeting held in Switzerland. Proc. Geol. Assoc. Vol. 59, No. 4, S. 181.
- WENK, E. (1936): Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud (Schärenhof von Stockholm). Bull. Geol. Inst. Uppsala. Vol. 26, S. 53.
- (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 23, S. 265.
- (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 28, S. 761.
- WINCHELL, A. N. (1933): Elements of optical mineralogy. II. New York.
- ZAWADYŃSKI, L. (1952): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 32, S. 1.

Geologische Karten und Profile

- BUCHMANN, H. (1953): Geologische Karte 1:25 000 des Gebietes zwischen Fusio und Broglio im oberen Maggital (NW Tessin). Siehe Literaturverzeichnis.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologische Karte und Profile 1:25 000 des oberen Val Bavona, des Basodino-Gebietes und des Val Antabbia. — Detailprofile 1:5000 durch die „Trias“-Zone Forcla di Cristallina-Cima delle Donne. — Stratigraphische Profile durch die Teggiolo-Mulde im Val Antabbia. — Morphologische Karte 1:50 000 des Val Bedretto, des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia. Siehe Literaturverzeichnis BURCKHARDT, C. E. (1942, Tafel I—VII).
- HASLER, P. (1949): Geologische Karte und Strukturkarte 1:25 000 der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe (nördliches Tessin). Siehe Literaturverzeichnis HASLER, P. (1949, Tafel IV, V).
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Karte des oberen Tessin- und Maggiagebietes 1:50 000. Geol. Spez.-Karte Schweiz, Nr. 81.

- PREISWERK, H. (1921): Die Deckenkulminationen zwischen Simplon und Bernhardin, ca. 1 : 435 000. Siehe Literaturverzeichnis PREISWERK, H. (1921, Tafel IX).
- PREISWERK, H., NIGGLI, P., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. und KÜNDIG, E. (1936): Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal 1 : 50 000. Geol. Spez.-Karte Schweiz, Nr. 116. Siehe Literaturverzeichnis NIGGLI, P. u. a. (1936c).
- REINHARD, M. und PREISWERK, H. (1934): Tektonische Skizze der Tessiner Alpen 1 : 400 000. Siehe Literaturverzeichnis PREISWERK, H. und REINHARD, M. (1934).
- SCHMIDT, C., PREISWERK, H. und STELLA, A. (1908): Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1 : 50 000. Geol. Spez.-Karte Schweiz, Nr. 48. Siehe Literaturverzeichnis SCHMIDT, C. und PREISWERK, H. (1908).

Bemerkungen zu den Tafeln

Tafel I. Geologische Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia

Massstab 1 : 25 000, Aufnahmegebiet GÜNTHERT

1. Muldengesteine

a) *Bedretto-Mulde*

Lithologisch nicht unterscheidbare triadische und jüngere Marmore bieten einer stratigraphischen Zuteilung Schwierigkeiten. Gestützt auf PREISWERK (1918, S. 51) wurden alle Marmore, welche mit den Gneisen der Decken verknüpft sind, der Trias zugeteilt. Die übrigen Marmore wurden provisorisch als Bündnerschiefer (Jura) ausgeschieden; dafür sprechen Marmorbänke, die seitlich übergehen in Kalkglimmerschiefer der Mulde. PREISWERK (1918, Karte) und HASLER (1949, Tafel IV) entdeckten jedoch Marmorlinsen, die frei von Deckenkristallin in Bündnerschiefern (Jura) auftreten und wahrscheinlich trotzdem der Trias zuzuordnen sind, denn sie spalten von Marmoren ab, welche Gneise des Sambuco-Teillappens begleiten. Dazu gehört evtl. auch der als Bündnerschiefer (Jura) ausgeschiedene Marmorzug 200—300 m E Passo dei Sassi (vgl. auch Tafel II, Profil 30), denn E Val di Sabbia stösst sein W Fortsetzung an die Gneislamelle des Basodino-Lappens.

Das von PREISWERK (1918, Karte) entdeckte kleine Vorkommen von Rauhwacke am Lago Nero (Val Bavona) liess sich aus zeichnerischen Gründen nicht wiedergeben.

Das Marmorvorkommen am rechten Ufer des Tessinflusses (SW Airolo) stellt wahrscheinlich ein Glied der gotthardmassivischen Trias dar (vgl. Karten von KRIGE, 1918, und PREISWERK, 1918).

b) *Teggiolo-Mulde*

1949 wurde gemeinsam mit Herrn Prof. E. WENK ein neues Marmorvorkommen entdeckt, ca. 600 m N S. Antonio (Val Peccia) im Liegenden des Antigorio-Gneises (Kote 1200 m).

Im Hangenden des Marmors E Gheiba (Kote 1480 m) stand 1937 Bündnerschiefer (Jura) nur 1 dm mächtig an, weshalb der Marmor allein ausgeschieden wurde.

Die „vormesozoischen Marmore“ der Tafeln I, II und IV sind zur Hauptsache zur Trias zu stellen.

Die Marmorlinsen NW P. Castello wurden kürzlich durch Rutschungen verschüttet.

Des Masstabes wegen konnten in den Tafeln I—III nicht alle Gneislamellen der Zone P. Castello—P. Mascarpino ausgeschieden werden.

2. Deckengesteine

Unter die Bezeichnung „Einschlüsse und Boudinage“ fallen: im Gebiet der Matorello-Gneise: Grobgemengte Gesteine und aplitische Gesteine; im Gebiet der Hüllgesteine: Grobe Konglomeratgneise (NE und SE Poncione di Braga), Einlagerungen aplitischer Gesteine (N Lago della Froda, S Alpe Sasso Negro, E Poncione di Braga) und Boudinage-Bildungen in Amphibolit (E Sassello, SE P. Cristallina).

Der E-Rand des Untersuchungsgebietes konnte aus Zeitmangel nicht überall begangen werden und wurde z. T. nach PREISWERKS Karte (1918) ergänzt. Diese Ergänzung ist nach BUCHMANN (1953, S. 76) wie folgt zu korrigieren:

1. Der aus Bänder- und Plagioklasgneisen bestehende Zug E bis N Alpe Matorello streicht nicht nach Alpe Ganna, sondern verlässt mein Untersuchungsgebiet ESE Alpe Matorello.
2. Der Plagioklas- und Bändergneiszug von Alpe Ganna keilt nicht aus, sondern zieht N Alpe Masnerolo über den Kartenrand hinaus nach E.
3. N Alpe Masnerolo steht psephitischer Augengneis (von derselben Ausbildung wie E Poncione di Braga) in Alkalifeldspatgneisen an.

Während das Gebiet SE Alpe Matorello der Revision bedarf, stimmen die Aufnahmen von BUCHMANN, HASLER und GÜNTHERT N davon gut überein.

Die Deckengrenze zwischen Basodino- und Maggia-Lappen folgt von Campo di Bavona den Muldengesteinen talaufwärts (300 m E Alpe Robiei vorbei), zieht durch die granatführenden Bündnerschiefer E Saslini, überquert den Lago Bianco und verläuft SW bis N Lago Sfundau entlang dem östlichsten als Trias angegebenen Marmor; vom Lago Sfundau zieht sie weiter über Forca (L: Passo) di Cristallina und über die Cristallina-Hütte SAC zur Cassine di Val Torta. Dort biegt sie nach E ab und erreicht Alpe Forné (F., Tafel I, SE Val di Sabbia). Weiter E (Campo la Torba) bilden die Bündnerschiefer zwischen den beiden N Gneislamellen die Deckengrenze.

Der Gneiszug Cassine di Val Torta—P. 2593 (L: 2592)—Val di Sabbia—Casa di mezzo gehört dem Basodino-Lappen an. Infolgedessen ist in der tektonischen Skizze (Masstab 1:100 000) die nördlichste Gneislamelle der Alpe Campo la Torba zur Lebendun-Decke zu stellen, während die übrigen Gneislamellen dieser Alp zum Maggia-Lappen zu rechnen sind.

Schreib- und Zeichenfehler:

An Stelle von P. 2616,9 der Tafel I (am E-Rand des Valleggiagletschers, ca. 1 km WNW Forca di Cristallina) und Tafel II, Profil 15, sollte stehen P. 2661,9 (L: P. 2613,6).

Der Abfluss des Lago della Froda (Val Peccia, Tafel I) legte S Piatto di Froda ein Amphibolitvorkommen fensterartig frei und sollte als weisse Linie ausgespart sein innerhalb der Zeichnung dieses Amphibolitvorkommens.

Die 750 m ENE Grasso di dentro am Kartenrand ohne Namen eingetragene Alphütte führt den — von Hasler (1949, Tafel IV, V) zitierten — Namen Casone.

Tafel II. Profile zur geologischen Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia
 Massstab 1 : 25 000 (Profile 12, 13, 16—18, 23—31) (vgl. Tafel I, topographische Skizze)

Die Profile sind nur so tief gezeichnet, wie es die sichere Deutung der Aufschlüsse erlaubt.

Die Deckengrenzen sind durch strichpunktierte Linien angedeutet.

Der schlingenförmige Bau des W Maggia-Lappens bedingt einen Wechsel des Schichtstreichens um mehr als 180°. Da am N- und S-Rand im Mittel ENE-, resp. E-W-Streichen vorherrscht, wurden quer dazu drei Profile (23, 25, 30) durch den ganzen Maggia-Lappen gelegt, um den Zusammenhang zu wahren; dabei laufen diese Profile im Raum P. 2518—P. 2854—Lago 2403—La Corona—Ponc. dei Laghetti-Grat 1 ½ bis 2 ½ km SE Ponc. dei Laghetti dem Schichtstreichen parallel. Die übrigen Profile verlaufen durchwegs quer zum Streichen.

Zu Profil 23, 25 und 30: Die nördlichste Gneislamelle geht im Streichen aus einer Antiklinale der Lebendun-Decke hervor und keilt somit nicht aus gegen die Tiefe; die zwischengelagerten Bündnerschiefer bilden einen abgequetschten Antiklinalkern.

Die scheinbare stellenweise Diskordanz der Matorello-Gneise zu ihrer Hülle (Profile 25, 30) entsteht durch eine die Schichten gegen die Tiefe zu schief schneidende Übergangszone zwischen Kern- und Hüllgneisen ähnlicher modaler Zusammensetzung; diese Übergangszone ist erkennbar am Wechsel der Texturen und Strukturen.

Der Profilschnitt (Profil 30) durch die Matorello-Gneise im Hangenden der Hüllgesteine 1,1 bis 2,2 km S Ponc. dei Laghetti (NE Alpe Matorello, Tafel I) täuscht ein von S aufgegittertes Paket von Matorello-Gneisen vor. Es handelt sich jedoch um steil E fallende Kerngesteine (s. Tafel VI), deren W Absturz vom Profil schief zum Einfallen und im Streichen angeschnitten wird.

Profil 31 ist von PREISWERK (1918, Profiltafel 81a, Profile 6, 7) übernommen worden um den Verlauf der Teggiolo-Mulde E meines Arbeitsgebietes zu zeigen. Nach BUCHMANN (1953) findet sich Amphibolit nicht nur im Liegenden, sondern auch im Hangenden des Marmors der Teggiolo-Mulde.

Tafel III. Profile zur geologischen Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia
 Massstab 1 : 25 000 (Profile 26—29) (vgl. Tafel I, topographische Skizze)

Die Profile 26—29 wurden auf einer besonderen Tafel vereinigt um ihre Reihenfolge dem nach W ansteigenden Terrain kulissenartig folgen lassen zu können (S liegt links).

Das Profil 29 ist z. T. schematisch. Korrektur: Die Hütte der Alpe Corte grande di Serodano (L: Sarodano 1669,5) steht nicht auf Marmor, sondern auf dem N anschliessenden Alkalifeldspatgneis.

Tafel IV. Geologische Detailprofile durch das Cristallina-Gebiet
 Massstab 1 : 2500 (Profile a—h) (vgl. Tafel I, topographische Skizze)

Der grosse Massstab wurde gewählt um die Schuppentektonik der deckentheoretisch wichtigen, westlichen Randzone des Maggia-Lappens mit ihren neu

entdeckten Gneiskeilen und Muldenzonen im richtigen gegenseitigen Verhältnis wiedergeben zu können und Exkursionen in der Umgebung der Cristallina-Hütte SAC zu erleichtern.

Trotz des grossen Massstabes war es unmöglich, sämtliche (z. T. nur 1—10 cm starke) Marmor- und Gneisschuppen des NW- und des NNW-Grates des P. Cristallina (Profile a, b) darzustellen.

Unter „Quarzitschiefer der Bedretto-Mulde“ fallen Muscovit-Quarzitschiefer (Profil a), Carbonat führende Glimmer-Feldspatquarzite (Profile f, g) und plagioklasarme Muscovitquarzite (Profil h).

Tafel V. Strukturkarte des oberen Maggia-Gebietes (N Tessin)

Massstab 1 : 50 000; aufgenommen unter Mitarbeit von E. WENK und P. HASLER

Anregung und Anleitung zur Aufnahme dieser Karte verdanke ich Herrn Prof. E. WENK (1948, S. 766), der mir auch Azimute folgender Routen zur Verfügung stellte: Ossasco—Passo di Naret—Al Piano di Peccia, Mogno—Alpe Bena—S. Carlo di Peccia, Alpe Garzonera (Campo la Torba)—Passo dei Sassi—Airolo und der Gebiete NW Lago Sfundau und E Airolo. Die Strukturmessungen des Sambuco-Teilappens wurden HASLER (1949, Tafel V) entnommen

Tafel VI. Blockstereogramm des Maggia-Lappens in schiefwinkliger Zentralperspektive

Massstab 1 : 100 000

Da Karte und Profile die Tektonik des Gebietes nicht befriedigend darstellen, wurde versucht ein Stereogramm zu entwerfen. Dieses fusst auf den Ergebnissen der Arbeiten von PREISWERK (1918, Text, Karte und Profiltafeln vergriffen), BURCKHARDT (1942), HASLER (1949), BUCHMANN (1953) und auf eigenen Aufnahmen.

Über den im Stereogramm wiedergegebenen Gebietsausschnitt, über die Lage des Querschnittes und über die Projektionsrichtung orientiert die Nebenfigur (Massstab $\sim 1 : 400\,000$) der Tafel VI. Bei der Wahl der Projektionsrichtung waren die tief eingeschnittenen Täler des NW Tessins massgebend.

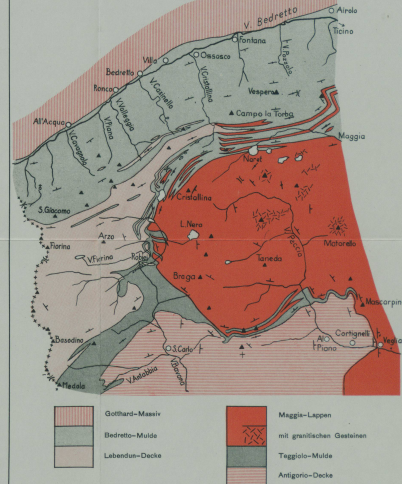
Um eine Raumwirkung der beiden Hauptfiguren zu erhalten, musste eine schiefwinkliger Zentralperspektive gewählt werden mit erhöhtem Blickpunkt SE P. Castello und unverkürzter Vertikalbasis (= vertikale Blockkante S P. Mascarino); die stärkste Verkürzung erlitten dabei die entferntesten Vertikalkanten. Die Achsenwinkel betragen im Schnittpunkt der verlängerten oberen Hauptkanten 46° , resp. 57° . Der Zeichenwinkel von 103° entspricht einem Projektionswinkel von ca. 30° . Da der Zeichenwinkel nur wenig von 90° abweicht, ist die Oberfläche des Blockes wenig verzerrt (vgl. Massstäbe).

Auf eine Terraindarstellung musste verzichtet werden, weil dabei entweder die Gebirgsketten geologisch wichtige Stellen der engen Täler überschneiden, oder aber weil der Blickpunkt zur Vermeidung dieser Überschneidungen zu weit entfernt hätte gewählt werden müssen. Es wurde eine Oberfläche des Blockes von 2600 m Meereshöhe (ähnlich der Gipfelflur) angenommen und darauf die Oberfläche geologie projiziert. Diese Oberfläche stellt — wie die Karte Tafel I — einen schiefen Profilschnitt des Maggia-Lappens dar (PREISWERK, 1921, S. 492), da dieser einen steil E fallenden Schlingenbau aufweist.

Das steile E-Fallen biegt in grösseren Tiefen sehr wahrscheinlich in flaches S-Fallen um, wie aus dem Bau der Maggia-Querzone, des Maggia-Lappens und des Sambuco-Teillappens hervorgeht.

Die Geologie unterhalb 1000 m Meereshöhe wurde hineinprojiziert auf Grund des geologischen Baues der bis 800 m über Meer aufgeschlossenen Umgebung und auf Grund der Geologie des Simplon-Gebietes und des Südrandes des Gotthard-Massivs (vgl. SCHMIDT und PREISWERK, 1908, Erläuterungen, Karte und Profile; PREISWERK, 1921; GRÜTTER, 1936, Tafel I; Geologischer Führer der Schweiz, 1934, Fasc. I, Tafel II). Über den im Stereogramm nicht dargestellten Bau des Nordrandes des Maggia-Lappens erteilen Fig. 2 und Tafel II, Profile 23, 25 und 30 Auskunft.

Unter dem Stiel des Maggia-Lappens verstehen wir mit PREISWERK (1918, S. 72f.) die aus dem Maggia-Lappen nach S streichenden Hüll- und Kerngesteine (inklusive Alpigia-Teillappen). Die zusammenfassende Darstellung des tektonisch wichtigen W-Randes dieses Stieles (Gebiet S bis SE P. Mascarpino) stützt sich auf Aufnahmen BUCHMANNS und auf eigene Beobachtungen zwischen den Alpen Alpigia und Masnerolo und an der Südflanke des P. Mascarpino bis Kote 1300 m. Die Darstellung stimmt grösstenteils überein mit BUCHMANNS (1953) Karte.



Profile zur geologischen Karte des oberen Val Bavona und des oberen Val Peccia (Profile 11-26, 30 und 31)

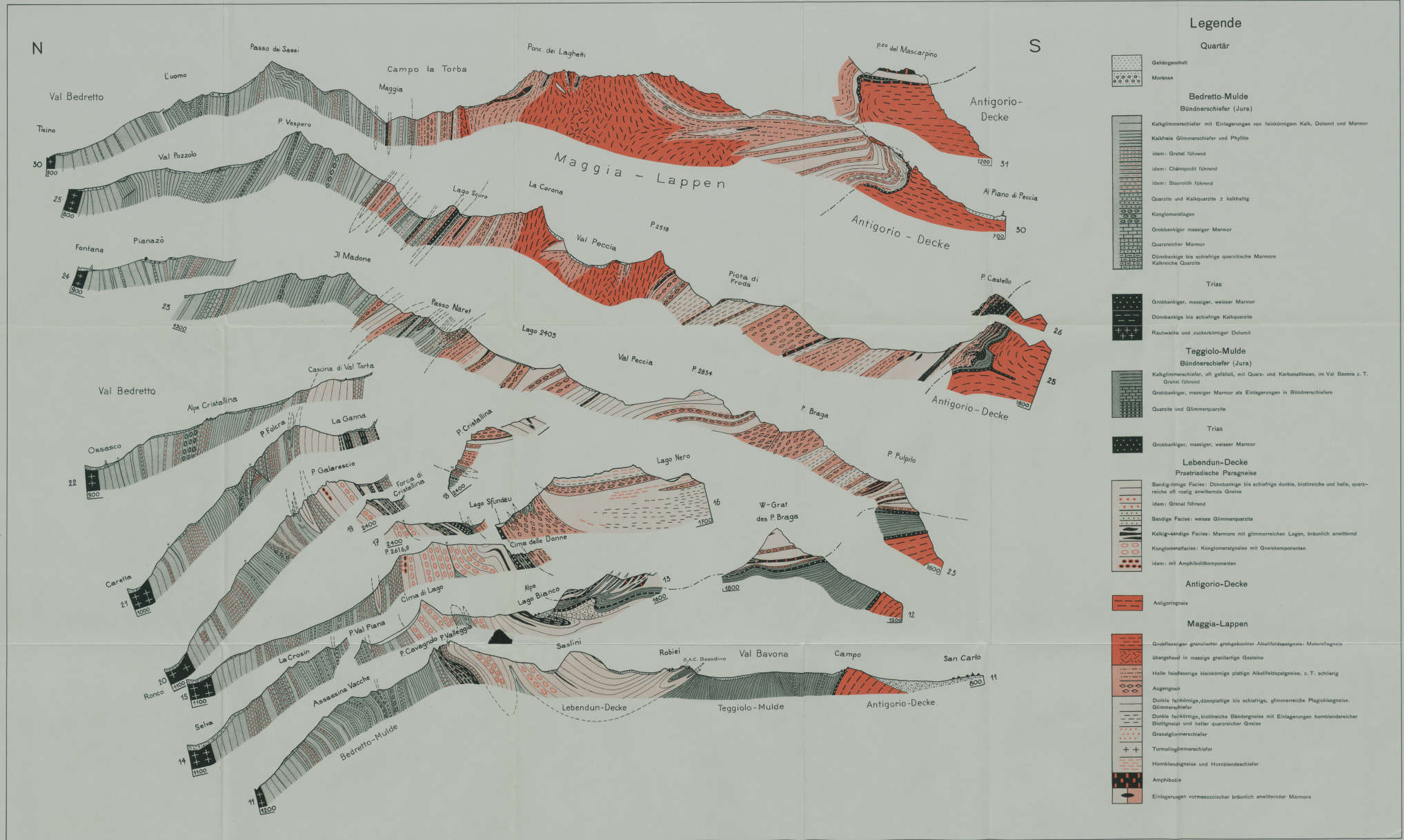
Aufgenommen von C.E. Burckhardt und A. Günthert 1937-1939

Masstab 1:25 000

«Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen», Band 34

A. Günthert: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens

Tafel II

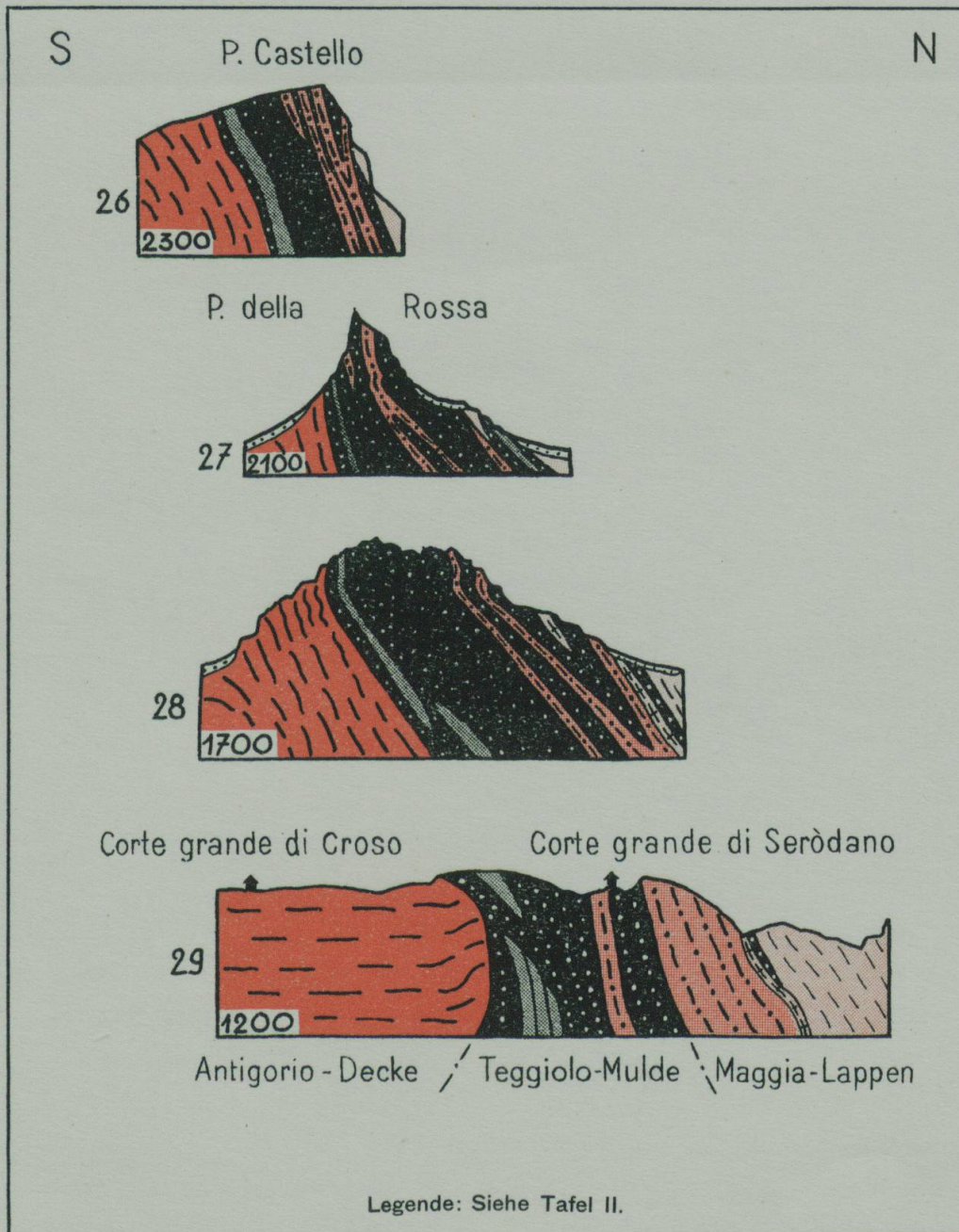


PROFILE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE
DES OBEREN VAL BAVONA UND
DES OBEREN VAL PECCIA

(Profile 26 — 29)

Aufgenommen von A. Günthert 1937 - 1939

Masstab 1 : 25 000



Geologische Detailprofile durch das Cristallina-Gebiet (Profile a—h)

Aufgenommen von A. Günthert 1937-1939

Masstab 1:2500

Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Band 24

A. Gündert: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappes Tafel I

