

**Beiträge  
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der

**Schweizerischen Geologischen Kommission**

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)  
subventioniert von der Eidgenossenschaft

**Matériaux  
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la

**Commission Géologique Suisse**

(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)  
subventionnés par la Confédération

**Materiali per la Carta Geologica della Svizzera**

pubblicati dalla

**Commissione Geologica Svizzera**

(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)  
sovvenzionati dalla Confederazione

**Neue Folge, 117. Lieferung**

Des ganzen Werkes 147. Lieferung

---

# **Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine**

Mit 33 Textfiguren, 9 Tabellen, 3 Phototafeln (I–III) und 1 geologischen Kartenskizze (Tafel IV)

Von

**Max Reinhard**

Binningen-Basel

**BERN**

In Kommission bei KÜMMERLY & FREY AG., Geographischer Verlag, Bern

1964

Druck Stämpfli & Cie., Bern

## Vorwort der Geologischen Kommission

Herr Prof. REINHARD erhielt im Jahre 1926 von der Geologischen Kommission den Auftrag, das Kristallin des Seengebirges südlich der insubrischen Linie im Süd-Tessin zu bearbeiten. Diese Untersuchungen sind in den letzten Jahren abgeschlossen worden, wobei auch drei Doktoranden des Mineralogisch-petrographischen Instituts Basel (Dr. R. BÄCHLIN †, Dr. A. SPICHER und Dr. P. GRAETER) mitgewirkt hatten. Prof. REINHARD legt nun in der vorliegenden Arbeit die detaillierten Ergebnisse vor, soweit sie in den drei Dissertationen noch nicht behandelt wurden. Besonderes Gewicht wird dabei auf die Gangvorkommen im insubrischen Kristallin gelegt, die bis jetzt noch keine gründliche Bearbeitung erfahren haben. Im Laufe der Jahre wurden zahlreiche chemische Analysen ausgeführt, die in dieser Arbeit zum ersten Male publiziert werden.

Die Geologische Kommission spricht Herrn Prof. REINHARD den besten Dank aus für den erfreulichen Abschluss dieser Untersuchungen.

In diesem Zusammenhang sei noch auf das 1962 herausgegebene geologische Atlasblatt *Tesserete* mit den zugehörigen Erläuterungen hingewiesen, auf dem ein grosser Teil des Seengebirges zur Darstellung gelangte. Die Blätter *Lugano* und *Bellinzona* stehen vor dem Abschluss und werden in den nächsten Jahren publiziert.

Das Untersuchungsmaterial ist im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel deponiert.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Mai 1964.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

*Der Präsident:*

Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT



## Vorwort des Verfassers

Die Geländeuntersuchungen im Süd-Tessin haben sich über eine recht lange Zeitspanne erstreckt. Eine erste, orientierende Begehung erfolgte 1925, gemeinsam mit RUDOLF STAUB †. Ihr schlossen sich in den folgenden Jahren Streifzüge durch das ganze vom Grundgebirge eingenommene Gebiet an. Sie gaben den notwendigen Ein- und Überblick, um Teilgebiete abzugrenzen, die geeignet waren, Doktoranden mit Kartierungsarbeiten auf genauer topographischer Grundlage und mit petrogenetischen Problemen zu konfrontieren.

In die Länge gezogen wurden die Geländeuntersuchungen besonders durch zwei Umstände: Von grossen Teilgebieten lagen anfänglich nur die mangelhaften Siegfriedkarten vor, und die Übertragung auf die genauen grossmassstäblichen Katasterpläne erforderte zeitraubende Neubegehungen. Andererseits konnte das Hügelgebiet in der weiteren Umgebung von Lugano nur während kurzer Zeit im Vorfrühling, bevor die Vegetation sich üppig entfaltete, mit Nutzen begangen werden.

Das Sottoceneri gehört landschaftlich zu einer der schönsten und kontrastreichsten Gegenden unseres Landes, und ich empfand es als ein besonderes Privileg, dieses geologisch nur sehr unvollkommen bekannte Gebiet bearbeiten zu können. Mit den Einwohnern, den genügsamen und hilfsbereiten Tessiner Bergbauern verbinden mich freundschaftliche Bande. Gerne gedenke ich auch der gemeinsam mit meinen ehemaligen Schülern RUDOLF BÄCHLIN †, PAUL GRAETER und AUGUST SPICHER unternommenen Exkursionen.

Herrn AUGUST SPICHER, Adjunkt der Geologischen Kommission, bin ich für die grosse, verständnisvolle Hilfe bei der Ausarbeitung des vorliegenden Beitrages und bei der Drucklegung zu herzlichem Dank verpflichtet.

Binningen, April 1964.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i> . . . . .	III	Hornblendeschiefer und Amphibolite . . . . .	21
<i>Vorwort des Verfassers</i> . . . . .	V	Tektonik der Val Colla-Zone. Abgrenzung gegen die	
<i>Verzeichnis der Textfiguren, Tafeln und Tabellen</i> . .	VII	Ceneri-Zone und gegenseitige tektonische Stellung	
<i>Literaturverzeichnis</i> . . . . .	IX	beider Zonen . . . . .	22
<i>Allgemeine Übersicht</i> . . . . .	1	Chemismus des kristallinen Grundgebirges . . . . .	23
 I. TEIL		 II. TEIL	
Das altkristalline Grundgebirge . . . . .	2	Die Ganggesteine im Grundgebirge des Sottoceneri	29
Die Ceneri-Zone . . . . .	2	Einleitung. . . . .	29
Die Gesteine der Ceneri-Zone . . . . .	4	Geologische Beobachtungen . . . . .	30
Orthogneistypus . . . . .	4	Petrographische Beschreibung . . . . .	32
Aplitische Alkalifeldspatgneisse . . . . .	4	Mikroquarzdiorite und Mikrogabbrodiorite. . . . .	32
Biotitplagioklasgneisse, Kalifeldspat führend. . .	4	Diabasspessartite. . . . .	34
Die Feldspäte der Orthogneisse . . . . .	5	Spessartite . . . . .	35
Mischgneisse . . . . .	5	Kersantite . . . . .	36
Paragneisse . . . . .	5	Metamorphe Spessartite und Kersantite. . . . .	37
Feingranulierter Biotitplagioklasgneis: Ceneri-		Camptosspessartite . . . . .	37
Gneis. . . . .	5	Quarzdioritporphyrit . . . . .	37
Biotitplagioklashornfelsgneisse . . . . .	8	Porphyrite und Quarzporphyrite . . . . .	38
Schieferige Biotit- und Zweiglimmerplagioklas-		Trachytische Porphyrite . . . . .	39
gneisse . . . . .	8	Karbonatisierte Ganggesteine . . . . .	41
Giumello-Gneis . . . . .	9	Zersetzte Ganggesteine . . . . .	41
Amphibolite und metamorphe Peridotite . . . . .	9	Felsophyrische Quarzporphyrite . . . . .	41
Zur Tektonik der Ceneri-Zone . . . . .	10	Regionale Beschreibung. . . . .	42
Die Val Colla-Zone . . . . .	10	Nördliche Ceneri-Zone . . . . .	43
Die Gesteine der Val Colla-Zone . . . . .	11	Nördliches Malcantone . . . . .	52
Bernardo-Gneis . . . . .	11	Mittleres Malcantone . . . . .	53
Der Bernardo-Gneis der Collina d'Oro . . . . .	16	Südliches Malcantone. . . . .	59
Verbreitung, Lagerungsform, Kontaktverhältnisse		Der Mikroquarzdioritstock am M. Rocchetta, sein	
und Alter des Bernardo-Gneisses . . . . .	16	Kontaktthof und Gangfolge . . . . .	63
Stabbiello-Gneis . . . . .	17	Gebiet von Lugano-Collina d'Oro . . . . .	65
Tonschiefer-Phyllonit-Komplex . . . . .	18	Gänge im Grundgebirge der Morcote-Halbinsel . .	68
Vorkommen und Alter . . . . .	20	Chemismus der Ganggesteine . . . . .	72

# Verzeichnis der Textfiguren, Phototafeln und Tabellen

## Textfiguren

### I. Teil

Seite

Fig. 1	Achsenwinkel und An-Gehalt der Plagioklasse in den Orthogneissen der Ceneri-Zone . . . . .	6
Fig. 2	Zwillingsbildungen in den Plagioklassen (Albiklas) des Bernardo-Gneisses . . . . .	13
Fig. 3	QLM-Dreieck. Gesteine der Ceneri-Zone . . . . .	24
Fig. 4	Feldspatdreieck (k: $\pi$ -Diagramm). Gesteine der Ceneri-Zone . . . . .	24
Fig. 5	QLM-Dreieck. Gesteine der Val Colla-Zone . . . . .	25
Fig. 6	Feldspatdreieck (k: $\pi$ -Diagramm). Gesteine der Val Colla-Zone . . . . .	25
Fig. 7	t (= al-alk): c-Diagramm . . . . .	
	a) Gesteine der Ceneri-Zone; b) Gesteine der Val Colla-Zone . . . . .	26
Fig. 8	k: mg-Diagramm . . . . .	28

### II. Teil

Fig. 9	An-Gehalt der Plagioklasse der Spessartite . . . . .	36
Fig. 10	Gangvorkommen im Gebiet S Vira . . . . .	44
Fig. 11	Gangvorkommen im Gebiet S und E Magadino . . . . .	45
Fig. 12	Steinbruch zwischen Quartino und Ponte . . . . .	46
Fig. 13	Gangvorkommen zwischen Quartino und Cadenazzo . . . . .	48
Fig. 14	a, b, c: Profile zu Karte Fig. 13 . . . . .	49
Fig. 15	Die Gangvorkommen im Gebiet Isonè-Matro . . . . .	50
Fig. 16	Doppelapophyse von Hornblendespessartit in Orthogneis an der Kammstrasse 300 m WNW vom Matro-Gipfel . . . . .	50
Fig. 17	Die Gangvorkommen im Gebiet zwischen Novaggio-Miglieglia und der Landesgrenze (mittleres Malcantone) . . . . .	54
Fig. 18	Profil an der Strasse bei der Kirche von Astano . . . . .	55
Fig. 19	Die Gangvorkommen im Gebiet zwischen Bedigliora und Purasca (S Malcantone) . . . . .	59
Fig. 20	Die Gangvorkommen im SE-Malcantone . . . . .	62
Fig. 21	Mikrodioritstock am M. Rocchetta und Gangfolge . . . . .	64
Fig. 22	Die Gangvorkommen im Gebiet zwischen Lugano-Paradiso, Agnuzzo-Montagnola (Collina d'Oro) . . . . .	66
Fig. 23	Ansicht des felsophyrischen Quarzporphyritganges am Strässchen zum Montalbano bei Lugano . . . . .	67
Fig. 24	Profil durch den Gang S Laghetto di Muzzano . . . . .	67
Fig. 25	Ansicht des Grundgebirgsaufschlusses mit Aplitgängen an der Seestrasse Figino-Morcote . . . . .	69
Fig. 26	Gangvorkommen der Morcote-Halbinsel zwischen Morcote und V. Deserta . . . . .	70
Fig. 27	a) Granitporphyrgang bei Val Nosorino NE von Morcote . . . . .	71
	b) Granitporphyrgang bei der Villa Ririta . . . . .	71
	c) Granitporphyrgang an der Strasse Morcote-Vico Morcote . . . . .	71
	d) Die Gänge des Castellohügels bei Morcote . . . . .	71
Fig. 28	Variationsdiagramm von al, fm, c und alk in Abhängigkeit von si. Ganggesteine des Sottoceneri . . . . .	74
Fig. 29	QLM-Dreieck . . . . .	77
Fig. 30	Feldspäte-Mafite-Diagramm . . . . .	78
Fig. 31	Feldspatdreieck (k: $\pi$ -Diagramm) . . . . .	79
Fig. 32	t (= al-alk): c-Diagramm . . . . .	79
Fig. 33	k: mg-Diagramm . . . . .	80

## Tabellen

### Zum I. Teil

Tab. 1	Grösse und Frequenz des Achsenwinkels — 2V in den Feldspattypen mit Kalivormacht des Bernardo-Gneisses . . . . .	14
Tab. 2	Gesteinsanalysen, Ceneri-Zone . . . . .	81-83
Tab. 3	Gesteinsanalysen, Val Colla-Zone . . . . .	84
Tab. 4	Niggliwerte der Gesteinsanalysen, Ceneri-Zone . . . . .	85
Tab. 5	Niggliwerte der Gesteinsanalysen, Val Colla-Zone . . . . .	85

*Zum II. Teil*

	Seite
Tab. 6 Gesteinsanalysen, Ganggesteine des Sottoceneri . . . . .	86–87
Tab. 7 Niggliwerte der Ganggesteinsanalysen des Sottoceneri . . . . .	88
Tab. 8 Modaler Mineralbestand der analysierten Ganggesteine in Vol.-% . . . . .	89
Tab. 9 Vergleich der Niggliwerte der Ganggesteine mit den entsprechenden Werten permischer Vulkanite . . . . .	76

**Tafeln**

Taf. I Mikrophotos Fig. 1–4

Taf. II Mikrophotos Fig. 1–4

Taf. III Mikrophotos Fig. 1 und 2, Fig. 3 Ansicht vom Valle di Scareglia

Taf. IV Geologische Kartenskizze des Grundgebirges des Sottoceneri und der Morcote Halbinsel



## Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen  
Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae

- BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamara-Gebietes (südliches Tessin). SMPM **17**/1.
- BARTH, F.W., CORRENS, C.W., und ESKOLA, P. (1939): Die Entstehung der Gesteine. Berlin, Julius Springer.
- BEARTH, P. (1932): Die Ganggesteine des Malcantone. SMPM **12**/1.
- BURRI, C., PARKER, R. L., und WENK, E.: Die optische Orientierung der Plagioklase. Unterlagen und Diagramme zur Plagioklasbestimmung nach der Drehtischmethode. Birkhäuser Verlag, Basel. (Im Druck).
- ESCHER, B.G. (1913): Vorläufige Mitteilung über die Geologie und Petrographie der San Salvatore-Halbinsel bei Lugano. Eclogae **12**.
- GRAETER, P. (1952): Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin). SMPM **31**/2.
- HARRASSOWITZ, H. (1926): Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Geolog. Rundschau, Steinmann-Festschrift. S. 122.
- KELTERBORN, P. (1923): Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone (Tessin). Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XXXIV.
- KNOBLAUCH, P., und REINHARD, M. (1939): Erläuterungen zu Geol. Atlas d. Schweiz, 1:25 000, Bl. 516, Iorio.
- KOOMANS, C.M. (1937): Der Chemismus des Luganer Porphyrgbietes. Leidsche geol. Mededeelingen. Deel 9, S. 19–77.
- LEHNER, P. (1952): Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Brè und des M. San Salvatore bei Lugano. Eclogae **45**/1, P. 85.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. SMPM **24**.
- NIKITIN, W.W. (1933): Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspate nach Fedorows Methode. Mineral. u. Petrogr. Mitt., N.F. Bd. 44.
- (1936): Die Fedorow-Methode. Berlin, Gebr. Borntraeger.
- (1942): Über die Möglichkeit, die Feldspäte nur auf Grund der mittels der Fedorow-Methode erhaltenen Angaben der Indikatrixlage dem Anorthoklas zuzuordnen. Razprave Akad. Znan. in Umet. Ljubljana. Referat in Zbl. für Mineral., I. Teil, 1943, S. 119.
- NOVARESE, V. (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Memorie descrittive della carta geologica d'Italia, vol. XXII, S. 66.
- QUERVAIN, F. DE, und FRIEDLAENDER, C. (1942): 1. Nachtrag zu «Chemismus schweizerischer Gesteine». Beitr. geol. Karte d. Schweiz, geotechn. Serie, 20. Lief. Darin Kapitel VI, Südalpen, A. Eruptivgesteine: Nrn. 6–12 Ganggesteine; Nrn. 13–61 permische Ergussgesteine.
- QUERVAIN, F. DE, und JENNY, V. (1956): 2. Nachtrag zu «Chemismus schweiz. Gesteine». Ibid. 34. Lief. Darin Kapitel VI, Südalpen. A. Eruptivgesteine: Nrn. 66–69 Ganggesteine; Nrn. 70–71 permische Ergussgesteine.
- REINHARD, M. (1935): Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. Jaarboek van de mijnbouwkundige Vereeniging te Delft, 1934–1935.
- (1953): Über das Grundgebirge des Sottoceneri im südlichen Tessin. Eclogae **46**/2.
- (1956): Die geologischen Verhältnisse des II. Massagnetunnels bei Lugano. Eclogae **49**/2.
- REINHARD, M., COLLET, L.W. et OULIANOFF, N. (1952): Notice explicative de la feuille 525 Finhaut. Atlas géol. de la Suisse 1:25 000.
- RODE, K.P. (1941): The geology of the Morcote Peninsula and the petro-chemistry of the porphyry magma of Lugano. SMPM **21**/1.
- SITTER, DE, L.U. (1939): Les porphyres Luganois et leurs enveloppes. Leidsche geol. mededeel. XI.
- SPENCER, E. (1937): The potash-soda-feldspars. I. Thermal stability. Miner. Mag. **24**, S. 453.
- (1938): The potash-soda-feldspars. II. Some applications to petrogenesis. Ibid. **25**, S. 87.
- SPICHER, A. (1940): Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isonne (südliches Tessin). SMPM **20**.
- SPREAFICO, E. siehe TARAMELLI (1880).

- STELLA, A. (1894): Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi centrali Boll. R. comitato geol. d'Italia, Serie III, vol. V, anno XXV. Roma.
- TARAMELLI, T. (1880): Il canton Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Spiegazione del foglio Dufour. Materiali per la carta geologica della Svizzera. Prima serie, vol. 17.
- VENZO, S. e MAGLIA, L. (1947): Lembi carboniferi trasgressivi sui micascisti alla «Fronte sedimentaria sudalpina» del Comasco. Atti Soc. ital. Sc. nat., vol. LXXXVI.
- WEBER, J. (1957): Petrogr. und geolog. Untersuchungen des Tonalitzuges von Melirolò-Sorico zwischen Tessintal und Comersee. SMPM **37**/2, S. 267.

## Geologische Karten

- Geologische Karte der Schweiz 1:100 000 (Dufourkarte), Bl. XXIV Lugano-Como (1876).
- Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000, Foglio 7 Ticino (1955).
- Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000. Blatt 516 Iorio (1939); Blatt 1333 Tesserete (1962); Blatt 1313 Bellinzona (in Vorbereitung); Blatt 1353 Lugano (in Vorbereitung).
- TARAMELLI, T. (1890): Carta geologica della Lombardia 1:250 000. Milano, Artaria.
- (1903): Carta geologica della regione dei Tre Laghi 1:150 000.

## Allgemeine Übersicht

Mit «Sottoceneri» wird der zwischen Lago Maggiore und Lago di Como keilförmig in das lombardische Hügelland vordringende Zipfel des Tessins südlich der Magadinoebene und des Morobbiatales bezeichnet. Diese orographisch markante Längsfurche entspricht zugleich einer wichtigen tektonischen Störung, der insubrischen oder Jorio-Tonale-Linie. Das Sottoceneri ist ein Bestandteil desjenigen Teiles der Südalpen, der seit STUDERS Zeiten als Seeengebirge bekannt geworden ist. An seinem Bau sind mehrere kontrastierende Formationen beteiligt: das voroberkarbonische kristalline Grundgebirge mit vereinzelt Keilen von oberkarbonischen Konglomeraten und Sandsteinen mit Pflanzenresten und das postherzynische Deckgebirge, bestehend aus einem permotriasischen und liasischen Sedimentkomplex und aus permischen Vulkaniten (Luganer Porphyre und Porphyrite).

Im folgenden wird nur vom altkristallinen Grundgebirge und den darin auftretenden Ganggesteinen die Rede sein. Über die Vulkanite der Morcote-Halbinsel soll in einer späteren Arbeit berichtet werden. Die geologische Übersichtskarte der Tafel IV beschränkt sich deshalb auf die Darstellung des nördlichen Teiles des Sottoceneri, zwischen Magadinoebene und Luganersee-Tresatal, der vom Grundgebirge eingenommen wird. Zur Abrundung des Bildes wurde die Karte im Westen über die Landesgrenze hinaus bis zu den Ufern des Lago Maggiore ergänzt.

Das Deckgebirge greift längs dem SE-Rand der Karte auf das Grundgebirge über. Auf der Morcote-Halbinsel S Lugano sind es die permischen Vulkanite – sie sind in einigen Erosionsfenstern bis auf das Grundgebirge entblösst – und der Dolomitklotz des Monte S. Salvatore. NE von Lugano, am Monte Brè und am Grenzkamm Monte Boglia-Denti della Vecchia taucht das Grundgebirge unter die Liaskalke und Trias-Dolomite der stark verfalteten und verworfenen Sedimenttafel. Erosionsrelikte permotriasischer Bildungen von beschränkter Ausdehnung sind am Unterlauf der Tresa (S-Rand der Karte, Tafel IV) und bei Arosio NW Lugano erhalten.

Ein grosser Teil des behandelten Gebietes ist auf den Blättern Jorio, Tesserete und auf den in Vorbereitung befindlichen Blättern Bellinzona und Lugano des geologischen Atlases der Schweiz 1:25 000 dargestellt.

Auf folgenden Blättern der Landeskarte der Schweiz 1:25 000 ist das bearbeitete Gebiet enthalten: 1313 Bellinzona, 1314 Passo S. Jorio, 1332 Brissago, 1333 Tesserete, 1334 Porlezza, 1352 Luino und 1353 Lugano. Einen guten Überblick über beinahe das ganze Kristallengebiet des Sottoceneri gibt ferner das Blatt 286 Malcantone der Landeskarte der Schweiz 1:50 000.



## I. TEIL

### Das altkristalline Grundgebirge

Eine gedrängte Übersicht über den Bau des kristallinen Grundgebirges und die daran beteiligten Gesteine ist vor wenigen Jahren erschienen (REINHARD 1953), und die der Arbeit beigegebene geologische Kartenskizze 1:100 000 gibt über die Verbreitung der verschiedenen Gesteinsarten und ihre Lagerung Auskunft. Die Ganggesteinsvorkommen sind jedoch auf der Karte nicht eingezeichnet, und im Text sind sie nur in einem kurzen Satz erwähnt. Das soll nun nachgeholt werden. Zu diesem Zweck wurde eine ähnliche Karte entworfen, wie sie schon der oben erwähnten Arbeit beigegeben ist, jedoch ergänzt durch die Ganggesteinsvorkommen. Die folgenden Ausführungen über das Grundgebirge sollen die früheren (REINHARD 1953) ergänzen.

Die Feldaufnahmen erfolgten in den Jahren 1925–1955 im Massstab 1:10 000. Als topographische Unterlage dienten teils die Katasterpläne der Gemeinden, teils photogrammetrische Pläne der schweizerischen Grundbuchvermessung. Nur von Blatt 516 Jorio des geologischen Atlases der Schweiz standen seinerzeit lediglich Vergrösserungen der Siegfriedkarte auf 1:25 000 zur Verfügung. An den Aufnahmen beteiligten sich R. BÄCHLIN, P. GRAETER, M. REINHARD und A. SPICHER. Über die respektiven Aufnahmegebiete gibt das Übersichtskärtchen auf Tafel IV Auskunft.

Die auf diesen sehr detaillierten Feldaufnahmen fussenden und die mikroskopische Auswertung von annähernd 3000 Schliffen berücksichtigenden Untersuchungen führten dazu, im Grundgebirge des Sottoceneri zwei Gebiete zu unterscheiden, die in ihrem Baustil und dem Gesteinsmaterial kontrastieren. Sie wurden als Ceneri-Zone und Val Colla-Zone bezeichnet (REINHARD 1953).

Über die Abgrenzung der beiden Zonen orientiert die tektonische Übersicht auf Tafel IV. Der grössere nördliche und westliche Teil des dargestellten Gebietes wird von der Ceneri-Zone eingenommen. Der kleinere SE-Abschnitt fällt auf die Val Colla-Zone und auf das auf sie übergreifende Deckgebirge. Die Grenze zwischen beiden Zonen verläuft in einem schwach gegen NW konvexen Bogen in ungefähr SW–NE-Richtung. Sie wird durch eine mechanisch stark hergenommene Schuppenzone gekennzeichnet.

Im NE endet die Trennungslinie in der Gegend des S. Jorio-Passes an der Jorio-Tonale-Linie, im S verschwindet sie auf der Caslano-Halbinsel unter dem permotriasischen Deckgebirge. Sie durchquert folglich den ganzen Sockel des insubrischen Grundgebirges und teilt ihn in zwei annähernd gleich grosse Hälften. Auf der W-Seite der Demarkationslinie wird das Seengebirge von der Ceneri-Zone gebildet. Auf der E-Seite, in den Comasker und Bergamasker Alpen, wird die Zugehörigkeit zur Val Colla-Zone durch die grosse Verbreitung des Bernardo-Gneisses und der Phyllonite dokumentiert.

Es ist bemerkenswert, dass dort, wo das Seengebirge aus der Ceneri-Zone besteht, also im weiteren Bereich des Lago Maggiore, eine Grenzziehung zwischen insubrischem und alpinem Kristallin grossen Schwierigkeiten begegnet, während vom Jorio-Pass gegen E, wo die Val Colla-Zone an die Jorio-Tonale-Linie grenzt, die beiden scharf getrennt erscheinen.

### Die Ceneri-Zone

Drei Abschnitte der Ceneri-Zone sind Gegenstand eingehender petrographischer Untersuchungen gewesen. A. SPICHER (1940) hat das Gebiet des oberen Val d'Isonne beschrieben, von R. BÄCHLIN (1937) stammt die Beschreibung des M. Tamaro-Gebietes, von P. GRAETER (1952) diejenige des Malcantone und



des westlich anstossenden italienischen Gebietsabschnittes bis zum Lago Maggiore (vgl. Aufnahmegebiete und tektonische Übersicht auf Tafel IV). Ein Teilgebiet des Malcantone war schon früher Gegenstand petrographischer Untersuchung durch P. KELTSBORN (1923) gewesen. Im übrigen betrafen die erwähnten Arbeiten petrographisches Neuland. Die von M. REINHARD kartierten Teilstücke der Ceneri-Zone haben keine eingehende Beschreibung erfahren. Eine solche erübrigt sich, da die Verhältnisse genau denen der Nachbargebiete entsprechen, die von SPICHER und BÄCHLIN beschrieben worden sind. In den Erläuterungen zu Blatt 516 Jorio des geologischen Atlases der Schweiz wurden die verschiedenen Gesteinskategorien des insubrischen Anteiles kurz charakterisiert (KNOBLAUCH und REINHARD, 1939), Ceneri- und Val Colla-Zone wurden indessen noch nicht unterschieden. Die Unterteilung und Charakterisierung der beiden Zonen erfolgte erst nach Abschluss der Kartierungsarbeiten (REINHARD, 1953).

Alle Bearbeiter der Ceneri-Zone haben versucht, die am Bau beteiligten Gesteine in Gruppen zusammenzufassen. Wenn wir von den wenig verbreiteten Amphiboliten und metamorphen Peridotiten absehen, wurden die Gneisse in folgende Kategorien eingeteilt:

KELTSBORN (1923):	a) Eruptivgneisse, b) Mischgneisse
BÄCHLIN (1937):	a) Misch- bis Orthogneisse, b) Mischgneisse, mit vorwiegend Paramaterial, c) Paragneisse
REINHARD in KNOBLAUCH und REINHARD (1939):	wie BÄCHLIN
SPICHER (1940):	wie BÄCHLIN
GRAETER (1952):	a) Misch- bis Orthogneisse, b) Misch- bis Paragneisse, c) Paragneisse
REINHARD (1953):	a) Mischgneisse mit vorwiegend Orthomaterial (Typus Orthogneis), b) Mischgneisse, c) Paragneisse

Für KELTSBORN, dessen Arbeit aus der Zeit stammt, als die Diskussion über die Granitbildung noch nicht eingesetzt hatte, sind die grobkörnigen Gneisvarietäten Eruptivgneisse im Sinn von ROSENBUSCH, also vergneiste ursprüngliche Granite. In der Gruppe der Mischgneisse – nach KELTSBORN durch die Eruptivgneisse kontaktlich veränderte Gneisse – finden sich auch Gneisvarietäten, die von den späteren Bearbeitern als reine Paragneisse, ohne Stoffzufuhr, unterschieden wurden. Es ergab sich so eine Dreiteilung, und zwar haben alle Autoren folgende Gesteinskategorien unterschieden:

- a) Misch- bis Orthogneisse;
- b) Misch- bis Paragneisse;
- c) Paragneisse.

Aus diesen Bezeichnungen ist ersichtlich, dass offenbar keine scharfen Grenzen zwischen den verschiedenen Gneisarten bestehen. Es sind auch keine Kriterien aufgestellt worden, nach denen die Abgrenzung erfolgt ist. Das Aussehen, bestimmt durch die Grösse des Korns und die Textur, spielte eine wesentliche Rolle, neben der Feststellung, ob unter den Hauptgemengteilen Feldspat oder Glimmer vorherrscht. Es ist deshalb auch nicht weiter verwunderlich, wenn ähnlich aussehende Gesteine von den verschiedenen Autoren nicht immer derselben Gruppe zugeteilt wurden. So haben z. B. BÄCHLIN und GRAETER den feingranulierten Biotitplagioklasgneis (Ceneri-Gneis) zu den Mischgneissen, allerdings mit vorherrschend Paramaterial, gerechnet, während ihn REINHARD (1953) zu den reinen Paragneissen stellt.

In der Gruppeneinteilung macht sich auch eine Abneigung gegen die Bezeichnung Orthogneis bemerkbar, und zwar beziehen sich die Bedenken auf die Entstehungsart, wie sie mit diesem von ROSENBUSCH eingeführten Begriff verbunden ist. Die als Ortho- bis Mischgneisse bezeichneten Gesteine haben wohl das Aussehen und die stoffliche Zusammensetzung – mineralogisch und chemisch – wie die Gneisse, die sonst in den Alpen und anderswo als Orthogneis bezeichnet wurden. Aber es handelt sich nicht um ursprüngliche Granite, die in einer späteren Phase vergneist wurden. Es sind keine Fremdkörper im Gneiskomplex. Wie die Paragneisse durch allmähliche Übergänge mit den Mischgneissen verbunden sind, so gehen auch diese fließend in die Orthogneisse über. Durch zunehmende Metamorphose – Kornvergrößerung, Überhandnehmen des Feldspates auf Kosten des Glimmers – sind aus den ursprünglichen tonig-sandigen Sedimenten im Anfangsstadium die Paragneisse, bei fortschreitender Umkristallisation die Mischgneisse und schliess-

lich die grobkörnigen «Orthogneisse» entstanden. Der Vorgang braucht nicht einmal mit einer wesentlichen Stoffänderung verbunden zu sein, wie die chemischen Analysen zeigen. Auch die Bezeichnung Mischgneis ist daher nicht ganz zutreffend, da der wesentliche Unterschied gegenüber den Paragneissen auf einer Kornvergrösserung beruht und nicht auf einer Stoffzufuhr. Wohl bilden sich bei diesem Prozess, der bei den Gneissen vom Orthotypus bis zur Ultrametamorphose gesteigert war, palingene Lösungen von pegmatitischer Zusammensetzung. Sie gaben Anlass zur Bildung von Pegmatit- und Aplit-Gängen und -Nestern im Tamarogebiet (BÄCHLIN) und im Malcantone (GRAETER), auch zu lagenartig auftretenden Alkalifeldspatgneissen. Oder sie wurden in feineren Lagen injiziert und führten zur Bildung von Injektionsgneissen. Eine diffuse Durchtränkung mit pegmatitischen Lösungen mag auch zur Feldspatisierung beigetragen haben (Mischgneisse mit vorwiegend Paramaterial). Zu einer Aufschmelzung und Mobilisierung grösseren Massstabes ist es aber nicht gekommen. Wenn im folgenden der Sammelbegriff Orthogneis verwendet wird, so soll damit keine genetische Deutung verbunden sein.

## Die Gesteine der Ceneri-Zone Orthogneistypus

### Aplitische Alkalifeldspatgneisse

Die hellen, glimmerarmen bis glimmerfreien Aplitgneisse haben ihre Hauptverbreitung im NW, im Gebiet, das an den Lago Maggiore angrenzt und von BÄCHLIN untersucht worden ist. Der aplitische Gneis tritt hier in 10 bis 20 m mächtigen Bänken, seltener in 100 bis 150 m mächtigen Lagen auf. Der vorherrschende Feldspat ist ein meistens recht grobgeigterter Mikroklin; Albiklas mit 5–12% An-Gehalt tritt mengenmässig zurück und die Glimmer – kräftig pleochroitischer Biotit und Muskowit – sind nur spärlich vorhanden oder können ganz fehlen. Zwei wenig mächtige Lagergänge von Aplitgneissen hat GRAETER im Malcantone nachgewiesen.

Eine viel grössere Verbreitung als die aplitischen Alkalifeldspatgneisse zeigen die

### Biotitplagioklasgneisse, Kalifeldspat führend

Als breites Band durchziehen sie das Gebiet, von NE gegen SW an Mächtigkeit zunehmend. Überall schieben sich Paragneislagen zwischen die Orthogneisbänke, mit diesen durch wenig mächtige Injektionsgneislagen verbunden. Der Gesteinswechsel ist noch viel unstetiger, als die Karte vermuten lässt, da auch die grossen Orthogneiskomplexe nie einheitlich sind. Grobflaserige Gneisse wechsellagern mit mehr schieferigen; seltener treten beinahe granitisch-körnige Varietäten auf. Weniger in die Augen springend ist ein Wechsel im Mineralbestand. Zum Biotit kann sich Hornblende gesellen, zum Plagioklas Kalifeldspat. Sein Vorhandensein kann erst im Dünnschliff nachgewiesen werden. BÄCHLIN, SPICHER und GRAETER haben in den von ihnen untersuchten Gebieten solche Varietäten ausgeschieden und beschrieben. REINHARD (1953) hat die nach Textur und Mineralbestand wechselvolle Gruppe der Biotitplagioklasgneisse nicht unterteilt, wohl aber die Injektionsgneisse davon abgetrennt. Diese wechselvollen gneissig-körnigen und flaserigen bis schieferigen Gesteine mit Biotit, Andesin und Quarz als wesentlichen Gemengteilen, geben der Ceneri-Zone ihr Gepräge. Ähnliche Gneisse sind der Val Colla-Zone fremd. Sie zeigen eher Anklänge an die Gesteine der Wurzelzone und an die Kerngneisse der Tessiner Decken, ohne jedoch das ausgeprägte planare Gefüge dieser Gesteine aufzuweisen. Noch grössere Verwandtschaft, nicht nur dieser Biotitplagioklasorthogneisse, sondern auch der Hornfelsgneisse und Leptynite besteht mit Gesteinen, wie sie von REINHARD et al. (1952) aus dem Aiguilles-Rouges-Massiv im westlichen Wallis beschrieben wurden, wo die Leptynite eine grössere Verbreitung haben als im Sottoceneri und deshalb auf der geologischen Karte gesondert ausgeschieden werden konnten.

## Die Feldspäte der Orthogneisse

Die Feldspäte der Orthogneisse in den von REINHARD untersuchten Gebietsabschnitten der Ceneri-Zone sind sehr frisch und eignen sich deshalb zu einer genaueren Bestimmung am Drehtisch. Die an zahlreichen Körnern durchgeführten Messungen ergaben folgende Resultate:

Kalifeldspat, öfters mit Mikroklingitterung, auch ungegittert. Selten Zwillinge nach dem Karlsbader- und dem Manebachgesetz. Die Pole der Spaltbarkeit, vorwiegend nach 001 und 010, seltener nach  $\bar{1}\bar{1}0$ ,  $\bar{1}01$  und 15.0.2, fallen auf die entsprechenden Pole des Mikroklin in den Stereogrammen von NIKITIN (1933, Tafel 2, und 1936, Tafel VI) oder in ihre Nachbarschaft. Der Achsenwinkel  $-2 V$  schwankt zwischen  $72$  und  $90^\circ$ , mit einer Häufung bei  $88-90^\circ$ . Ein einziges Mal wurde  $+2 V$  zu  $80^\circ$  bestimmt.

Plagioklas: Zu den Zwillinglamellen nach Albit gesellen sich meistens auch solche nach dem Periklingesetz. Nur ganz vereinzelt wurden Aklin, Karlsbad, Albit-Karlsbad und Ala-Zwillinge festgestellt. Der An-Gehalt schwankt zwischen 0 und 46 %. Saure Plagioklase mit 0 bis 25 % An treten in den aplitischen Gneissen auf, basischere mit 37 bis 46 % An sind auf die hornblendeführenden Varietäten beschränkt. In den verbreiteten mesokraten Biotitplagioklasgneissen macht sich eine starke Vorherrschaft im Bereich zwischen 27 und 36 % An bemerkbar. Die gemessenen An-Gehalte und Achsenwinkel sind in Fig. 1 graphisch dargestellt. Auffällig ist die starke Streuung des Achsenwinkels und das Vorherrschen von Plagioklasen mit einem Gehalt zwischen 27 und 36 % An. Zonarstruktur ist sehr verbreitet. Mit einer einzigen Ausnahme handelt es sich um inverse Zonenfolge mit saurem Kern und basischerer Hülle. Die Differenz im An-Gehalt zwischen Kern und Hülle schwankt meistens zwischen 4 und 8 %, kann aber ausnahmsweise bis 14 % betragen.

## Mischgneisse

In dieser Gruppe ist eine recht bunte Folge von Gesteinen zusammengefasst, die von den stofflich nicht oder kaum beeinflussten Paragneissen zu den Orthogneissen überleiten. Auf den NE-Abschnitt der Ceneri-Zone beschränkt sind Vorkommen von dünnflaserigen bis schieferigen Zweiglimmerplagioklasgneissen mit nuss- bis faustgrossen Feldspatäugen, die dem Gestein ein konglomeratähnliches Aussehen verleihen. Die dicklinsenförmigen Blasten bestehen aus grossen, sehr feinverzwillingten und verzahnten Albitindividuen und aus Schachbrettalbit mit Resten von Mikroklin. Auf dem geologischen Atlasblatt 516 Jorio (KNOBLAUCH-REINHARD 1939) und auf der Karte von SPICHER (1940) sind diese Gneisse mit besonderer Signatur ausgeschieden. Sie lassen sich gegen W bis in die Gegend südlich Cadenazzo verfolgen.

Typische Mischgneisse liegen in den lagenweise von aplitisch-pegmatitischen Schmelzlösungen durchwirkten Injektionsgneissen vor, die sich allenthalben am Rande der Orthogneisszüge einstellen.

## Paragneisse

### Feingranulierter Biotitplagioklasgneis: Ceneri-Gneis (nach dem Monte Ceneri benannt)

Wohl das markanteste Gestein der Ceneri-Zone ist ein Biotitplagioklasgneis, der sich von allen übrigen Gneissen durch seine Struktur und das reichliche Auftreten von verschiedenartigen Einschlüssen unterscheidet. Schon von blossen Auge erkennt man, dass alle Bestandteile des Gneisses feingranuliert sind. Noch deutlicher tritt diese Eigentümlichkeit im Dünnschliffbild in Erscheinung. Der Quarz bildet gelängte, verzahnte, in Zeilen angeordnete Körner, die winzigen ( $\varnothing$  0,03–0,1 mm) polygonalen Plagioklas-körnchen sind zu glomerogranularen Überindividuen gruppiert, der Biotit zu feinfilzigen Nestchen, während



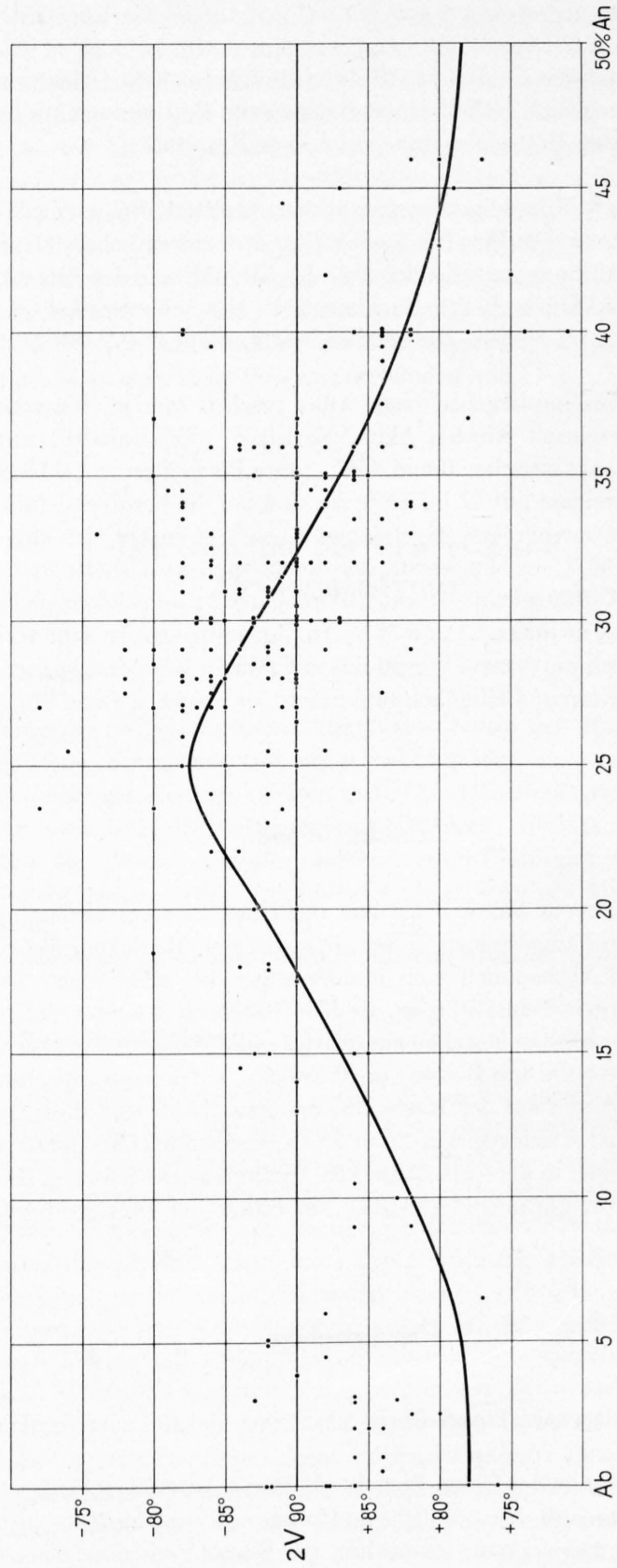


Fig. 1. Achsenwinkel und An-Gehalt der Plagioklase in den Orthogneissen der Ceneri-Zone  
2V-Kurve nach BURRI-PARKER-WENK (im Druck)



der spärlicher auftretende Muskowit grössere Schuppen bildet. Sillimanit, Disthen und Granat, in winzigen Nadeln und Körnchen, oft zu Zeilen angeordnet, sind fast nie fehlende Übergemengteile, seltener treten Turmalin und Kalifeldspat auf. In den Kernpartien der Ceneri-Gneis-Vorkommen überwiegt kurzflaserig-körniges, beinahe massiges Gefüge, das randlich in ein stengeliges oder schieferiges übergeht. An günstig gelegenen Aufschlüssen kann eine durch biotitreiche Lagen angedeutete Fältelung beobachtet werden. Wo der Ceneri-Gneis an Hornfelsgneisse stösst, ist die Grenze oft scharf, der Übergang unvermittelt. Gegen die schieferigen Paragneisse und die Injektionsgneisse findet ein allmählicher, fließender Übergang statt.

Die zahlreich auftretenden Einschlüsse haben verschiedene Gestalt, Grösse und Zusammensetzung. Von kleinen Schnitzen bis zu rumpfgrossen Gebilden, von dünnen Linsen bis zu mehrere Meter anhaltenden Bänken finden sich alle möglichen Übergänge. Die verbreiteten linsenförmigen Einschlüsse zeigen einen schalenförmigen Bau, bedingt durch die konzentrische Anordnung der verschiedenen Mineralkomponenten. Grössere Einschlüsse sind oft intensiv verfaltet und werden vom Ceneri-Gneis stromlinienförmig umschlossen.

Die Zusammensetzung entspricht derjenigen der Hornfelse (Plagioklas, Biotit, Quarz) – oder es treten in den verschiedenen Schalen Kalksilikate und Kalkalumosilikate auf – (Diopsid, Anorthit, Zoisit, Granat, Hornblende, Quarz). Weniger häufig sind die Linsen vertreten, die aus grobkörnigem, weissem Marmor bestehen, von Graphitblättchen durchsetzt und mit Knauern von Quarz und hellbraunem Granat. Sehr frisches und verschiedenartiges Material von Einschlüssen konnte anfangs der dreissiger Jahre auf den Halden des zweiten Ceneritunnels und in einem Steinbruch bei Ponte, 1 km W von Quartino, gesammelt werden, von wo die Blöcke von Ceneri-Gneis stammen, die zum Bau des Dammes verwendet wurden, der die Ufer des Ticino säumt.

Ganz ähnliche Einschlüsse wie im Ceneri-Gneis treten sowohl in den schieferigen Biotitplagioklasgneissen als auch in den Hornfelsgneissen und, seltener, in den Biotitplagioklasorthogneissen auf, in diesen häufig als basische Putzen oder zu nebulitischen Gebilden aufgelöst. BÄCHLIN und GRAETER haben den Ceneri-Gneis und seine Einschlüsse eingehend beschrieben und davon sowohl Handstücke als auch Schiffe abgebildet. Bei beiden Autoren finden sich auch Angaben über Vorkommen ähnlicher Kalksilikatfelseinschlüsse in anderen, sowohl europäischen als auch aussereuropäischen Gebieten. In den Schweizeralpen scheinen Gneisse mit Kalksilikatfelseinschlüssen nur noch im östlichen Gotthardmassiv vorzukommen, von wo sie E. NIGGLI (1944) beschreibt.

Die Vorkommen von Ceneri-Gneis sind auf den nördlichen Teil der Ceneri-Zone beschränkt. Nördlich von Medeglia setzt er im Kern einer Schlinge ein, verbreitert sich gegen W und teilt sich jenseits des Ceneripasses in zwei Äste. Der südliche Ast ist seinerseits wieder aufgespalten und im Gebiet der Landesgrenze in isolierte Vorkommen aufgelöst. Vereinzelte Ceneri-Gneis-Linsen hat GRAETER bis in die Gegend von Novaggio und Cademario festgestellt.

Der nördliche Ast ist stark gestaucht und zerrissen. Ein Zweig erstreckt sich in N-S-Richtung bis zur Überschiebung W vom Tamaro. Auch an der deutlich sich abhebenden Schlinge am S-Hang des oberen Lago Maggiore nimmt eine Bank von Ceneri-Gneis im Verband mit Hornfelsgneissen teil, und längs dem Seeufer ist Ceneri-Gneis auf längere Strecke anstehend. Er quert das Seebecken und taucht nördlich von Canobbio wieder auf. Wie weit gegen SW dieses typische Leitgestein der Ceneri-Zone sich verfolgen lässt, ist einstweilen ungewiss, da die italienischen Geologen den Ceneri-Gneis auf den Karten nicht ausgeschieden haben. Auf Grund eines Handstückes, das er NOVARESE verdankte, konnte BÄCHLIN (1937, S. 50) lediglich feststellen, dass typischer Ceneri-Gneis bei Ponte Casletta vorkommt. Das sind 17 km SSW vom Vorkommen, das REINHARD bei Canobbio festgestellt hat.

Die charakteristischen Erscheinungsformen des Ceneri-Gneisses stellen die Frage nach seiner Entstehungsgeschichte und liefern zugleich Fingerzeige zu deren Lösung (REINHARD, 1935). Wir haben es offenbar mit einem ursprünglich tonig-sandigen, flyschartigen Sedimentkomplex mit geringmächtigen mergelig-kalkigen Einschaltungen zu tun, der einer sehr intensiven Faltung unterworfen wurde. In einer späteren Phase gelangte der Faltenkomplex in grössere Rindentiefe und wurde einer kräftigen meso- bis katathermalen Gneissifizierung unterworfen. Aus den tonig-sandigen Partien entstand so der Ceneri-Gneis mit seinem die Falten unbekümmert durchsetzenden planaren bis linearen Gefüge, aus den mergelig-

kalkigen Zwischenlagen bildeten sich die Kalk-Tonerdesilikat führenden Einschlüsse. Damit ist indessen die Granulierung noch nicht erklärt. Man ist vielleicht geneigt, an eine Katakklase zu denken, wie es NOVARESE (1929, S. 73) getan hat, der übrigens zu Unrecht vermutete, das Feldspatmosaik bestehe aus Mikroklin. Eine destruktive, epizonale Katakklase kann jedoch kaum in Frage kommen, da der sehr druckempfindliche Quarz von der Granulierung verschont ist, während der viel widerstandsfähigere Plagioklas und der Biotit die feine Granulierung aufweisen. Es dürfte sich eher um eine an ein engbegrenztes Druck-Temperaturfeld gebundene Blastese handeln. Wir sehen in der Granulierung nicht einen Kernzerfall, sondern die «eingefrorene» Vorstufe zur Bildung eines größeren Kornes.

### **Biotitplagioklashornfelsgneisse**

Diese dunkelviolettblauen, feinkörnigen, beinahe massigen Gesteine haben ihre Hauptverbreitung in dem von BÄCHLIN untersuchten NW-Gebiet der Ceneri-Zone, wo sie grosse, einheitliche Gesteinszüge bilden. Auch sonst trifft man sie in der Ceneri-Zone allenthalben an, jedoch nur als wenig mächtige Lagen in den schieferigen Paragneissen oder, seltener, in den Injektions- bis Orthogneissen. Sie können wegen ihrer geringen Mächtigkeit auf der geologischen Karte nicht ausgeschieden werden.

Die wesentlichen Mineralbestandteile Plagioklas (meistens Oligoklas), Biotit und Quarz sind gewöhnlich zu ungefähr gleichen Teilen vorhanden, doch können sie in alternierenden hellen und dunkleren Lagen recht grosse Schwankungen zeigen. Muskowit und Kalifeldspat treten nur sporadisch auf; Granat ist ein kaum fehlender Begleiter, während Turmalin etwas weniger häufig auftritt. Hornfelsgneisse mit Sillimanit als wesentlichen Bestandteil sind auf das Malcantone beschränkt, wo sie als wenig mächtige Einlagerungen in schieferigen Paragneissen auftreten. KELTERBORN und GRAETER haben die Vorkommen beschrieben und davon Schiffe abgebildet.

Der mittlere Korndurchmesser der Hornfelsgneisse schwankt um 0,2 mm, die Struktur ist granoblastisch, bei biotitreichen nematoblastisch, mit oft typischer Kristallisationsschieferung. Augenfällige Bänderung ist auf einige wenige Vorkommen beschränkt. Sie kommt durch Wechsellagerung von dunklen, biotitreichen und hellen, glimmerarmen Lagen zustande. Die einzelnen Lagen lassen sich bei gleichbleibender Mächtigkeit, die zwischen wenigen Millimetern und einigen Dezimetern schwankt, auf grosse Distanzen verfolgen. Man ist versucht, die Erscheinung als aplitische lit-par-lit-Injektion zu deuten. Gegen eine solche Annahme spricht der Mineralbestand dieser hellen Lagen. Meistens unterscheidet er sich von jenem der dunkeln Hornfelsgneisse durch das Fehlen des Biotits und das Auftreten von wenig Muskowit und hellgrünem, eisenarmem Chlorit. Er kann sich aber auch demjenigen eines Aplites nähern, wenn neben Plagioklas Kalifeldspat auftritt. Die auffällige Bänderung dürfte jedoch nicht auf Injektion beruhen, sondern auf einem ursprünglichen Wechsel in der Zusammensetzung des Sedimentkomplexes, aus dem die Hornfelse entstanden sind. Aus den tonigen Schichten bildeten sich die dunkeln Biotithornfelsgneisse, aus arkoseartigen die hellen Bänder. Der Kalifeldspat könnte demnach schon in der Arkose vorhanden gewesen sein. Eine diffuse Feldspatisierung, besonders in den wegsameren Arkoselagen, mag indessen auch zur Bildung von Kalifeldspat beigetragen haben. Unter den analysierten Gesteinsproben finden sich zwei Vertreter solcher aplitähnlicher, sehr feinkörniger Quarzalklasgesteine. Sie wurden als Leptynite bezeichnet, mit denen sie das Aussehen und die Erscheinungsform gemeinsam haben. Diese Leptynite zeigen grosse Ähnlichkeit mit denjenigen des Aiguilles-Rouges-Massivs.

### **Schieferige Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneisse**

Korngrösse und Mengenverhältnis der Hauptgemengteile Plagioklas, Glimmer und Quarz sowie der Nebengemengteile Hornblende, Granat, Disthen sind recht grossen Schwankungen unterworfen. Ausgesprochen schieferige, feinkörnige Vertreter wechsellagern mit dünnflaserigen, gröberkörnigen. Durch weitere Zunahme der Korngrösse und Überhandnehmen des Feldspats gegenüber dem Glimmer findet ein fließender Übergang zu den Orthogneissen statt. Den scharfen Grenzen auf der Karte entsprechen in Wirklichkeit allmähliche Übergänge und Wechsellagerungen.

Linsenförmige Einschlüsse von Hornfelsgneissen und Kalktonerdesilikatfelsen, wie sie für den Ceneri-Gneis charakteristisch sind, treten auch in den schieferigen Paragneissen auf.

### **Giumello-Gneis**

Während in den Biotitplagioklasgneissen Tonerdesilikate nur ganz sporadisch auftreten, werden Andalusit, Disthen, Staurolith und Granat im Giumello-Gneis (nach einem Gipfel des italienisch-schweizerischen Grenzkammes benannt, Koord. 731.07/112.75), einem silberglänzenden, dünnflaserigen bis schieferigen, rostig anwitternden Muskowitplagioklasgneis zu wesentlichen Gemengteilen. Wo der Gneis von Quarzlinsen und -schnüren durchsetzt ist, treten in diesen Disthen oder Andalusit in bis über faustgrossen Knauern auf. Infolge ihrer Zähigkeit sind solche Knauern in den von Giumello-Gneis gebildeten Schutthalden angereichert.

Wo das Grenzgebiet zwischen Ceneri- und Val-Colla-Zone aufgeschlossen ist, und das ist besonders am Wasserscheidekamm zwischen Val d'Isonne und Val Colla der Fall, tritt der Giumello-Gneis als kontinuierlicher Streifen im unmittelbaren Liegenden der Phyllonite der Val-Colla-Zone auf. Auch im weiteren Verlauf der Zonengrenze, von Taverne gegen S, treten Giumello-Gneisse an die verschuppte Basis der Val-Colla-Zone heran, nur sind hier, am W-Hang des Vedeggiotales, die Aufschlüsse spärlicher. Linsen von Giumello-Gneis treten auch in den schieferigen Biotitplagioklasgneissen auf; sie können ihrer geringen Ausdehnung wegen auf der geologischen Karte nicht ausgeschieden werden. SPICHER und GRAETER haben die Giumello-Gneisse ihrer Untersuchungsgebiete eingehend beschrieben.

## **Amphibolite und metamorphe Peridotite**

Während in den Biotitplagioklasgneissen der Ceneri-Zone neben dem Glimmer nicht selten auch Hornblende auftritt, sind Gesteine mit Hornblende als wesentlichem Gemengteil wenig verbreitet. Sowohl im Malcantone als auch im nördlich anschliessenden Tamaro-Gebiet treten Amphibolite als wenige Meter mächtige, konkordante Lagen und Linsen in den schieferigen Biotitplagioklasgneissen auf. Sie lassen sich im Streichen oft mehrere hundert Meter verfolgen. GRAETER und BÄCHLIN haben die Vorkommen näher beschrieben.

Grössere Mächtigkeit erreicht ein Amphibolitzug, der sich von Taverne zuerst in nördlicher, dann nordöstlicher Richtung bis ins Morobbiatal erstreckt, wo er an der Iorio-Tonale-Linie absetzt. Gegen die Iorio-Linie zu ist er längs Verwerfungen in Teilstücke aufgelöst. Sein bizarrer Verlauf im Gebiet des Camoghè ist dadurch bedingt, dass die schwach gewellte Amphibolitbank ungefähr parallel zum Gebirgshang einfällt.

Das Hauptgestein dieses Amphibolituges ist ein Plagioklasamphibolit von schieferiger bis lagiger, seltener massiger Textur. Weniger häufig sind Epidotzoisitamphibolite. In grobkörnig-schlierigen Amphiboliten des Camoghè treten mäanderartige Schnüre und bis einige Dezimeter mächtige Nester und Linsen von fleischrotem Granat- und von hellgrünlich-grauem Zoisitfels auf.

Vergesellschaftet mit diesem Amphibolit oder in seiner Nachbarschaft treten ultrabasische Metamorphite auf. Sie zeigen im Gross- und Kleinbereich eine schlierige Ausbildung und die verschiedenen Gesteinsvarietäten, Hornblendefelse, Biotithornblendefelse, Diallagfelse, Olivindiallagfelse, Olivinbronzitfelse, Olivinfelse, Phlogopitolivinfelse, Serpentine gehen ohne scharfe Grenzen ineinander über.

REINHARD (in KNOBLAUCH und REINHARD 1939) hat die Amphibolit- und Metabasitvorkommen im Bereich von Blatt Iorio kurz beschrieben und SPICHER hat den Vorkommen im Gebiet des Camoghè und des oberen Val d'Isonne eine eingehende Beschreibung gewidmet.



## Zur Tektonik der Ceneri-Zone

Die Ceneri-Zone zeigt einen recht verwickelten, uneinheitlichen Bau. Der nördliche Teil wird beherrscht von steilachsigen Schlingen bei vorherrschend südlichem bis südöstlichem Einfallen. Ansätze zu steilachsiger Schlingenbildung zeigen auch die schieferigen Paragneisse östlich von Luino auf italienischem Gebiet. Schwieriger zu enträtseln sind die tektonischen Verhältnisse des Malcantone. GRAETER, der das Gebiet untersucht und im Massstab 1:10 000 aufgenommen hat, spricht von Schollentektonik. Aus seiner Karte des Malcantone (1:25 000) geht hervor, dass es aus einem Mosaik von mächtigen Gneisschollen besteht, die längs Mylonitzonen aneinanderstossen. Innerhalb eines Gneisblockes herrscht recht einheitliches Streichen und Fallen des planaren Gefüges, das jedoch in angrenzenden Schollen verschieden ist und oft um beinahe 90° verstellt erscheint. Das Gebiet ist jedoch recht schlecht aufgeschlossen. Mit Ausnahme des Grenzkammes handelt es sich um ein hügeliges Gelände von schwachem Relief mit ausgedehnten glacialen Ablagerungen und üppiger Vegetation. Dies bedingt eine Unsicherheit in der Abgrenzung der einzelnen Schollen gegeneinander und in der Verbindung der Mylonitzonen, die stets nur auf kurze Strecken verfolgt werden können. Eine ähnliche Schollenbildung erwähnt E. NIGGLI (1944, S. 121) aus dem nordöstlichen Gotthardmassiv – er spricht von «Paket»-Tektonik. Die einzelnen «Pakete» sind von geringerer Grössenordnung als die Malcantone-Schollen, und die Verstellung im Streichen erreicht nur kleine Beträge.

Faltung und Metamorphose sind zeitlich nicht näher fixierbaren präpermischen Orogenesen zuzuschreiben, wie Erosionsrelikte permotriasischer Bildungen beweisen, die in diskordanter Lagerung über das permisch verwitterte Kristallin transgredieren (Arosio, Tresatal). Während der Alpenfaltung hat sich das Seengebirge im grossen und ganzen als starrer Block verhalten. Gegen S gerichtete Abscherungen geringen Ausmasses sind ihr zuzuschreiben (Gebiet von Indemini, von Arosio und von Val Mara). Auch die schon voralpin angelegten Mylonitzonen dürften durch die Alpenfaltung reaktiviert worden sein und neue sich gebildet haben.

Eine sehr kräftige, der alpinen Orogenese zuzuschreibende Mylonitisierung des insubrischen Kristallins ist auf einen Gebietsstreifen südlich der Iorio-Tonale-Linie beschränkt (KNOBLAUCH und REINHARD, 1939, Tafel III, und SPICHER, 1940).

## Die Val Colla-Zone

Die Val Colla-Zone nimmt den Raum ein zwischen der Ceneri-Zone und dem posthercynischen Deckgebirge. Sie beginnt als 3 km breites Band im SW von Lugano, wo sie am Monte Caslano (nur auf kurze Strecke schlecht aufgeschlossen) und an der Collina d'Oro unter den Triasdolomiten hervortritt. Sie beschreibt einen gegen NW konvexen Bogen und nimmt an Mächtigkeit allmählich zu, während die Ceneri-Zone gegen NE auskeilt. Jenseits der Landesgrenze, in den Comasker und Bergamasker Alpen, beherrscht die Val Colla-Zone offenbar den ganzen Raum zwischen der Iorio-Tonale-Linie im N und dem Deckgebirge im S. Es ist demnach nur ein kleines Teilstück, das zusammengeschrunpfte SW-Ende, das auf Schweizergebiet übertritt und von dem hier die Rede ist. Es ist noch nicht Gegenstand eingehender Beschreibung gewesen und soll deshalb ausführlicher als die Ceneri-Zone besprochen werden.

Die geologische Kartenskizze Tafel IV lässt erkennen, dass die Val Colla-Zone in mehrere Abschnitte zerfällt, die sich durch den Baustil und das Baumaterial unterscheiden.

Der N-Abschnitt, der die beiden Hänge des Val Colla umfasst, wird durch mächtige, gegen S bis SE einfallende und axial steil gegen SW eintauchende Stabbiello-Gneisse eingenommen, die im Liegenden, gegen die Ceneri-Zone, in einen tektonisch stark hergenommenen Tonschiefer-Phyllonit-Komplex übergehen und im Hangenden, gegen den Rand des Deckgebirges, Einlagerungen von Hornblendeschiefern aufweisen. Bemerkenswert ist das völlige Fehlen von Bernardo-Gneissen in diesem Abschnitt und das Aussetzen der Ganggesteine. Ein einziger, 1 m mächtiger Hornblendespessartitgang wurde auf dem Grenzkamm beim Gazzirola, im Grenzbereich gegen die Ceneri-Zone, festgestellt.



Der S-Abschnitt umfasst die Hgelregion zwischen dem Unterlauf des Vedeggio und des Cassarate und bildet die Unterlage des Deckgebirges des Salvatore, Monte Br, Monte Boglia und der Denti della Vecchia. Dieser Abschnitt zeichnet sich aus durch vorherrschend schwebende Lagerung und durch die grosse Verbreitung der Bernardo-Gneisse, deren Liegendes von Phylloniten und Stabbiello-Gneissen gebildet wird. Am S-Rand dieser Zone, in der Gegend von Lugano, treten Einlagerungen von Hornblendeschiefern auf und mehrere Gänge von weissen, dichten, felsophyrischen Quarzporphyriten. Dieser Abschnitt der Val Colla-Zone ist schlecht aufgeschlossen; ausgedehnte, von den Alluvialebenen des Vedeggio und des Cassarate eingenommene oder von Schuttkegeln und Moränen bedeckte Gebiete, sind der Beobachtung entzogen.

Wie ein Fremdkörper sind die N-S streichenden, saiger stehenden Gneisse der Collina d'Oro in die S Val Colla-Zone eingekellt, Fremdkörper auch insofern, als die Collina-d'Oro-Gesteine durch ihre meistens intensive Rotfärbung auffallen und sich dadurch von den Gneissen der Val Colla-Zone unterscheiden, bei denen eine ähnliche rostbraune Pigmentierung nur im unmittelbaren Liegenden der permotriasischen Ablagerungen angetroffen wird. Die als Bernardo-Gneis ausgeschiedenen Gesteine der Collina d'Oro weichen auch noch in anderer Hinsicht von den Bernardo-Gneissen der übrigen Val Colla-Zone ab, und es fehlen der Collina d'Oro die für die Val Colla-Zone typischen Stabbiello-Gneisse und die Phyllonite. Statt ihrer treten wenig charakteristische Paragneisse auf, mit Einlagerungen von Amphiboliten und Hornblendeschiefern. Ganggesteine scheinen der Collina d'Oro zu fehlen. Zwei schlecht aufgeschlossene Vorkommen eines vitrophyrischen Gesteins dürfen Erosionsresten permischer Vulkanite entsprechen.

Die S Val Colla-Zone ist durch eine E-W streichende Schuppenzone von den N-S streichenden und durchwegs steilgestellten Gneissen der Collina d'Oro getrennt.

In der sudlichen Fortsetzung der Collina d'Oro tritt das kristalline Grundgebirge auf der Morcote-Halbinsel an zwei Stellen unter den permischen Ergussgesteinen zutage (vgl. Tafel IV). Trotz der geringen Entfernung, die diese Vorkommen von der Collina d'Oro trennt, zeigen die Gesteine der beiden Gebiete keine Verwandtschaft. Neben Giumello-Gneis ähnlichen Gesteinen, wie sie in der Ceneri-Zone beheimatet sind, treten Konglomeratgneisse auf, die sowohl der Ceneri- wie der Val Colla-Zone fremd sind. Ausserdem verleiht eine recht kräftige hydrothermale Beeinflussung als Folge des permischen Vulkanismus dem Morcote-Kristallin ein eigenes Gepräge.

## Die Gesteine der Val Colla-Zone

### Bernardo-Gneis

Dieses charakteristische Leitgestein der Val Colla-Zone ist schon den ersten Bearbeitern des Sottoceneri aufgefallen und auf den geologischen Karten ausgeschieden worden. SPREAFICO hielt den Bernardo-Gneis für einen sedimentären Quarzit, den er altersmässig mit dem Karbonkonglomerat von Manno parallelisierte. Auf Blatt 24 der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 (Dufourkarte) sind die Vorkommen jedoch infolge eines Druckfehlers irrtumlicherweise mit der Farbe und Signatur des Verrucano bezeichnet, worauf schon TARAMELLI (1880, S. 36–37) aufmerksam gemacht hat. Auch auf der von TARAMELLI (1890) entworfenen Karte der Lombardei sind die Bernardo-Gneisse mit besonderer Farbe ausgeschieden und in der Legende unter Nr. 34 als «Gneis chloritici ed altri equivalenti del Verrucano» angeführt. In den Erläuterungen zur Karte wird das Gestein unter der Bezeichnung Besimaudit oder Apenninit erwähnt. Die erste ausführliche und mustergültige Beschreibung der Bernardo-Gneisse – sie werden gneiss chiari nodulosi genannt – stammt von STELLA (1894, S. 93–97), der auch als erster die Zugehörigkeit zum altkristallinen Grundgebirge erkannte.

Der Bernardo-Gneis ist ein heller, in frischem Zustand weisser Muskowitalkalifeldspatgneis. Zufolge mehr oder weniger starker limonitischer Pigmentierung, die wohl auf permische kontinentale Verwitterung zurückzuführen ist, zeigt das Gestein auch gelblich- bis rötlichbraune Färbung verschiedener Schattierungen. Solcherweise verfärbte Gneisse sind besonders in der Collina d'Oro verbreitet. Sie stellen sich jeweilen auch dort ein, wo der Bernardo-Gneis im Liegenden von Verrucanoarkosen auftritt. Klein- bis mittelkörnige, dünnflaserige und dünnlagig-ebenflächige oder gewellte Varietäten sind häufiger als gneissig-körnige.

Stengelige Ausbildung ist besonders im Gebiet der Collina d'Oro verbreitet, tritt jedoch auch sonst gelegentlich auf.

Ein charakteristisches Merkmal des Bernardo-Gneisses ist die mehr oder weniger intensive postkristalline mechanische Überarbeitung. Wo wenig mächtige Bänke Paragneissen zwischengelagert sind, ist die ursprüngliche dünnlagige bis dünnflaserige Textur erhalten. Der Feldspat, besonders der Kalifeldspat, bildet dann oft 1 bis 2 cm grosse Augen, die sich übrigens auch in mechanisch stärker hergenommenen Vorkommen noch deutlich vom feinkörnigen Quarz-Feldspat-Gereibsel abheben. Wo der Bernardo-Gneis in mächtigen Komplexen auftritt, und das ist sehr oft der Fall, ist das Gneisgefüge infolge mechanischer Überarbeitung weitgehend verwischt. Er bildet dann strukturlose Massen, die kreuz und quer von Rutschharnischen mit vorwiegend horizontal verlaufender Striemung durchsetzt sind. Bemerkenswert ist, dass trotz der intensiven Tektonisierung Verschieferung fast vollständig fehlt. Feinkörnige, quarzitähnliche Kataklastite und dichte, massige Ultramylonitfelse herrschen vor; weniger oft kam es zu sandig-brekziösen, pseudoklastischen Bildungen. Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass die Deutung der Bernardo-Gneisse den ersten Bearbeitern, die noch nicht über unsere heutigen mikroskopischen Hilfsmittel verfügten, Kopfzerbrechen verursachte und dass sie Schwierigkeiten hatten, die Grenze zwischen Grund- und Deckgebirge zu ziehen.

Die im Ausbiss und im Handstück sichtbare Mannigfaltigkeit des Gefüges findet sich im Dünnschliffbild wieder. Nur selten ist die ursprüngliche blastische Struktur erhalten und ist kein Kornzerfall wahrnehmbar. Mechanische Beanspruchung macht sich zuerst beim Quarz geltend. Undulöse Auslöschung, Zerfall in stark verzahnte Körner, feines Quarzgekröse, das in Strähnen oder wilden Wirbeln die mechanisch widerstandsfähigeren Feldspatporphyroklasten umfließt, sind die wahrnehmbaren Stadien zunehmender Verformung. Fast ebenso empfindlich erweist sich der Muskowit. Die Lamellen sind verbogen, und gewundene Muskowitzellen nehmen an den Quarzmörtel-Strähnen teil. Am widerstandsfähigsten, zumindest in den noch wenig fortgeschrittenen Stadien der Verformung, zeigt sich der Feldspat, der infolgedessen zur Porphyroklastenbildung neigt. Undulöse Auslöschung und verbogene Zwillingslamellen stellen sich als Vorstadien der Kornzerkleinerung ein. Auffallend ist, dass es auch im Kleinbereich eines Dünnschliffes nur äusserst selten zu Verschieferung gekommen ist. Stärkere Beanspruchung erzeugt vielmehr ein mikrobekziöses Gefüge, bei makroskopisch quarzitähnlichem Aussehen. Endglieder der Verformung liegen in den dichten, strukturlosen Ultramylonitfelsen vor. Dass es sich dabei um extrem verformte Bernardo-Gneisse handelt, vermöchte nicht einmal die Dünnschliffuntersuchung festzustellen, wären nicht alle Stadien der Verformung durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden. Denn in den Schliffen der Ultramylonite sind im Dünnschliff nur noch einige winzige eckige Körner von Quarz und Feldspat sichtbar, die in einem sericitischen Teig eingebettet sind. Der Feldspat, der bis in die stark kataklastischen Stadien frisch bleibt, ist hier der fast vollständigen Verglimmerung anheimgefallen.

An der Zusammensetzung des Bernardo-Gneisses nehmen nur wenige Mineralarten teil, und ihr Gehalt schwankt in geringen Grenzen.

Hauptgemengteile:	Quarz, Alkalifeldspäte (Albiklas und Kalifeldspat), Muskowit
Nebengemengteile:	Biotit, Apatit, Granat, Turmalin
Sekundäre Gemengteile:	Sericit, Karbonat, Limonit.

Das Gestein ist stets sehr reich an Quarz, der Anteil schwankt zwischen 45 und 55 Vol.-%.

Fast ebenso reichlich wie Quarz sind die Feldspäte – Kalifeldspat <sup>1)</sup> und saurer Plagioklas – vertreten. Ihr Gehalt variiert in engen Grenzen zwischen 45 und 50 Vol.-%, nur ausnahmsweise sinkt er bis 30 %. Grosse Schwankungen lassen sich hingegen im Verhältnis Kalifeldspat:Plagioklas feststellen. Sowohl der eine wie der andere kann in Schliffen nur in Spuren vertreten sein, ohne dass dies am Handstück auffallen würde oder solche Fälle auf bestimmte Vorkommen beschränkt wären.

Wo das Gestein der permischen Verwitterung ausgesetzt war und eine rostbraune Farbe besitzt, zeigt der Plagioklas, öfters als der Kalifeldspat, eine bräunliche, wolkige Trübung, die auf einer diffusen limonitischen Imprägnation beruht. Die Haarklüfte sind dann meistens auch mit Limonit besetzt, und in Nestchen

<sup>1)</sup> Die Bezeichnung steht für «Alkalifeldspäte mit Kalivormacht».

und Klüftchen hat sich Karbonat eingenistet. Solche Vorkommen sind besonders in der Collina d'Oro verbreitet. Sie finden sich auch im Liegenden des Deckgebirges am Grenzkamm Monte Boglia–Denti della Vecchia.

Die Feldspäte sind jedoch meistens sehr frisch, glasklar und in den nicht zu stark durchbewegten Gneissen gut individualisiert. Sie sind deshalb zur Untersuchung am Drehtisch sehr geeignet, und es wurde eine grosse Anzahl Körner nach der Fedoroffmethode untersucht.

Der Plagioklas enthält oft Einschlüsse von Muskowitstäbchen; er gehört, mit einer einzigen Ausnahme, zum Albiklas. Der An-Gehalt verteilt sich folgendermassen auf die gemessenen Körner:

An-Gehalt in %	Anzahl Körner
0–1	16
2–3	42
4–5	13
6–7	7
8–9	3
10	2
15	1

Die Zwillingsbildungen zeigen für den Bernardo-Gneis charakteristische Formen. Die Zwillingslamellen setzen oft unvermittelt ab und sind häufig treppenförmig entwickelt. In Fig. 2 sind ein paar Beispiele dargestellt. Der Form nach zu urteilen handelt es sich offenbar um Wachstumszwillinge und nicht um sekundäre, durch Druck erzeugte Bildungen. Gestützt wird diese Annahme durch die Feststellung, dass diese eigenartigen Zwillingsformen besonders typisch in den mechanisch unversehrten Vorkommen vertreten sind.

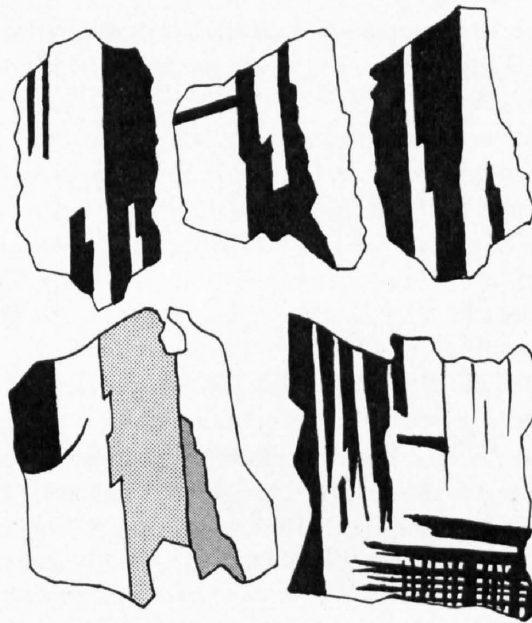


Fig. 2. Zwillingsbildungen in den Plagioklasen (Albiklas) des Bernardo-Gneisses

Von den Zwillingsgesetzen wurde weitaus am häufigsten das Albitgesetz festgestellt. In abnehmender Häufigkeit folgen Periklin- und Karlsbaderzwillinge. Aklin und Alazwillinge wurden je zweimal, der Komplex Albit-Karlsbad nur einmal nachgewiesen. Charakteristisch für den Bernardo-Gneis ist das häufige Auftreten von Schachbrettalbit und von Antiperthit. Die Spaltbarkeit nach 001 ist gut entwickelt; nur vereinzelt treten Spaltrisse nach 010 und 110 auf, solche nach 100 wurden nur in einem Fall festgestellt.

Der sehr frische, nur selten schwach wolkig (limonitisch) getrübe Kalifeldspat ist oft gitterförmig verzwillingt und erweist sich schon dadurch als Mikroklin. Die Vergitterung erstreckt sich entweder über das



ganze Korn, oder sie ist inselförmig auf vereinzelte Flecken beschränkt und dann meistens verschwommener als im ersten Fall. Mikro- und Kryptoperthite sind verbreitet, doch sind die Körner auch oft spindelfrei.

Es wurden 75 Körner am Drehtisch gemessen. Die Untersuchung erfolgte an Schliffen normaler Dicke, die Messresultate sind deshalb nicht von grosser Genauigkeit. Am Gesamtbild, wie es hier zusammenfassend wiedergegeben ist, dürfte dies nichts Wesentliches ändern.

Das Messstereogramm wurde in die bei Drehtischuntersuchungen übliche Lage gedreht, mit  $n\beta$  (Y) im Zentrum,  $n\gamma$  (Z) E-W und  $na$  (X) N-S und mit den Stereogrammen von NIKITIN (1933, Tafel 2, und 1936, Tafel VI) verglichen. NIKITIN hat auf seinen Tafeln 4 verschiedene Feldspatarten mit Kalivormacht unterschieden: normalen Orthoklas, Na-Orthoklas, Anorthoklas und Mikroklin und für jede gesondert die Lage der hauptsächlichsten geometrischen Elemente – Flächennormalen und Kanten – angegeben.

Bei 47 von den 75 untersuchten Körnern fallen die Pole mit denjenigen von NIKITINS Mikroklin zusammen oder in ihre unmittelbare Nähe. Von diesen 47 Körnern zeigen 22 die charakteristische Gitterung, 25 sind unverzwilligt. Die übrigen 28 Körner zeigen ebenfalls keine Gitterung. Ihre Pole fallen bei 8 Körnern mit denjenigen des Anorthoklases zusammen, 7 Körner fallen in die Nachbarschaft des Na-Orthoklases, alle mit einer geringen, schwache Triklinität anzeigenden Abweichung, und die Pole von 11 Körnern streuen zwischen den Projektionspunkten des Mikroklin und des Anorthoklases resp. Na-Orthoklases. Bei einem deutlich zonarstruierten Korn ergab die Messung für den Kern Orthoklas und für die Hülle Anorthoklas, Achsenwinkel für beide 2V–60°.

Der Achsenwinkel schwankt zwischen –70 und –88°. Kleinere Achsenwinkel als 70° wurden nur vereinzelt festgestellt. Über die Grösse, Frequenz und Verteilung der gemessenen Achsenwinkel auf die 4 Feldspattypen mit Kalivormacht gibt die Tabelle 1 Auskunft. Dabei ist im Auge zu behalten, dass gerade die Achsenwinkelmessungen in Schliffen normaler Dicke keine Präzisionsmessungen darstellen!

Tabelle 1: Grösse und Frequenz des Achsenwinkels – 2V in den Feldspattypen mit Kalivormacht des Bernardo-Gneisses.

Achsenwinkel	50	60	64	66	68	70	71	72	73	74	75	76	77	79	80	81	82	83	84	85	86	88
Mikroklin . . . . .		1				2		4		5	1	7	1	1	3	1	3	2		1	7	3
Zwischen Mikroklin und Anorthoklas . . . . .	1		1	1								3				1			2		2	
Anorthoklas . . . . .			1		1		1	2		1					1						1	1
Na-Orthoklas . . . . .		2						1	1	2				1								
Orthoklas . . . . .		1																				
Total . . . . .	1	4	2	1	1	2	1	7	1	8	1	10	2	1	5	2	3	2	2	1	10	4

Wie aus der Tabelle hervorgeht, sind beim Mikroklin Achsenwinkel zwischen 72° und 76° häufig vertreten (17mal), ein abgeschwächtes Maximum liegt zwischen 86° und 88° (10mal). Achsenwinkel kleiner als 70° wurden in 9 Fällen festgestellt. Von diesen gehört nur einer zum Mikroklin. Der ausgefallene kleine Wert von 50° wurde bei einem Korn gemessen, dessen Pol 001 zwischen die entsprechenden Pole von Mikroklin und von Anorthoklas zu liegen kommt.

Nicht selten zeigen die Kalifeldspatkörner eine wolkige Auslöschung. Messungen an solchen Körnern ergaben, dass der Achsenwinkel an verschiedenen Stellen verschieden gross ist, mit gleitenden Übergängen zwischen den extremen Werten und bei gleichbleibender Lage der Indikatrix. So wurden folgende Differenzen im Achsenwinkel in ein und demselben Korn festgestellt: 60–74°; 64–72°; 66–76°; 70–76°; 72–82°; 73–77°; 74–79°; 74–86°; 76–84°; 76–86°.

Die Spaltbarkeit nach 001 ist vorzüglich entwickelt und am zuverlässigsten einmessbar. Es wurden ferner, in abnehmender Häufigkeit, folgende Spaltbarkeiten festgestellt: 110; 010; 111 und 100.

Einfache Zwillinge, an denen sich nur zwei Individuen beteiligen, sind viel seltener als unverzwilligte Körner. Es wurden sowohl Karlsbader- wie Bavenozwillinge beobachtet. Wo bei gitterartiger Verzwilligung eine Einmessung der beiden Zwillingsysteme möglich war, fällt der Pol für das eine System mit 010 zu-

sammen, während er für das andere, schlechter einstellbare, mit dem Pol von 15.0.2 übereinstimmt oder in seine Nachbarschaft fällt.

Wenn im Vorhergehenden zur Schilderung der Messergebnisse der Drehtischuntersuchungen an Kalifeldspäten die NIKITINSchen Stereogramme beigezogen wurden, so geschah dies vornehmlich zu Vergleichs- und nicht zu Bestimmungszwecken. Für Orthoklas und Mikroklin dürften die NIKITINSchen Stereogramme allerdings zuverlässig sein, und aus der Übereinstimmung der Messungen mit den Polen dieser beiden Feldspäte darf daher auf ihr Vorhandensein geschlossen werden. Zur Konstruktion der Pole für Na-Orthoklas und für Anorthoklas standen NIKITIN jedoch nur dürftige und revisionsbedürftige Daten zur Verfügung, und in einer späteren Arbeit kommt NIKITIN (1942) zum Schluss, die am Drehtisch ermittelbaren Daten genügten nicht, einen Feldspat als Anorthoklas zu bestimmen.

Seit den grundlegenden Arbeiten von SPENCER (1937 und 1938) über die Na-K-Feldspäte weiss man, dass die Temperatur eine ausschlaggebende Rolle spielt beim Zustandekommen der verschiedenen Modifikationen. Bei hohen Temperaturen besteht eine vollständige Mischbarkeit zwischen der Kali- und der Natronkomponente, und die stabilen Modifikationen Orthoklas und Sanidin sind monoklin. Bei niedrigeren Temperaturen ist die Mischbarkeit stark eingeschränkt, und die stabile Modifikation des Kalifeldspates mit nur geringen Beimischungen der Na-Komponente ist der triklin Mikroklin. Bei hoher Temperatur entstandene monokline Na-K-Feldspäte haben bei fallender Temperatur die Tendenz zu entmischen und sich in den triklinen Mikroklin umzuwandeln.

Die morphologischen und die optischen Eigenschaften der Feldspäte des Bernardo-Gneisses legen die Vermutung nahe, dass ursprünglich ein homogener, bei höherer Temperatur entstandener K-Na-Feldspat vorlag, der später, bei sinkender Temperatur, in die beiden Endglieder Albiklas mit Na-Vormacht und Mikroklin mit K-Vormacht zerfiel. Das häufige Auftreten von Schachbrettalbit und von Antiperthit weist in diese Richtung. Die eigentümlichen Zwillingsbildungen beim Albiklas mit den unvermittelt absetzenden Zwillingslamellen sind möglicherweise auch durch die niedrige Temperatur während der Rekristallisation bedingt, ebenso das Auftreten von Muskowitstäbchen als Füllung im Albiklas.

Im Einklang mit einer niedrigen Rekristallisationstemperatur steht auch das Verhalten des Kalifeldspates. Mikroklin, mit oder ohne Gitterung, die bei niedriger Temperatur stabilste Form des Kalifeldspates, herrscht unter den am Drehtisch gemessenen Körnern vor. Für die übrigen Körner fallen die 001-Pole in das Feld zwischen Mikroklin, Orthoklas und Na-Orthoklas, in dem auch NIKITINS Anorthoklas liegt. Wir möchten dies so deuten, dass diese Körner intermediäre Stadien darstellen zwischen dem ursprünglichen monoklinen Hochtemperatur-Na-K-Feldspat und dem Niedertemperatur-Mikroklin. Das Vorhandensein von Körnern mit uneinheitlicher Auslöschung und verschieden grossem Achsenwinkel in einzelnen Partien ein und desselben Kornes deutet in derselben Richtung. Im zonierten Korn, dessen Pole mit NIKITINS Orthoklas (Kern) und mit seinem Na-Orthoklas (Hülle) zusammenfallen, könnte ein Überbleibsel des ursprünglichen Hochtemperatur-Feldspates vorliegen. Ob die Körner, deren Pole mit denen des Na-Orthoklases zusammenfallen, tatsächlich einen höheren Na-Gehalt aufweisen, bleibe dahingestellt. Unsere Kenntnisse über den Einfluss der Na-Komponente auf die Lage der Indikatrix sind zur Entscheidung dieser Frage noch zu mangelhaft.

Neben den beiden Hauptgemengteilen Quarz und Feldspat tritt der Muskowit mengenmässig stark zurück. In den mechanisch weniger stark hergenommenen Bernardo-Gneissen ist er schon makroskopisch nicht zu übersehen, obschon sein Anteil oft nur um 5 Vol.-% schwankt. In relativ glimmerreichen Typen kann er bis 16 Vol.-% erreichen. In den stark kataklastischen bis ultramylonitischen Varietäten fehlt oft jede Spur von Muskowit.

Viel seltener als der helle Glimmer und stets nur in geringer Menge tritt Biotit auf. Da er nur in permisch verwitterten Gneissen gefunden wurde, ist man beinahe versucht, ihn als sekundäre Bildung aufzufassen, um so mehr, als er nur in winzigen Flitterchen vorhanden ist. Er ist sehr stark pleochroitisch,  $\eta\gamma$  grünlich-bis bräunlichschwarz,  $\eta\alpha$  hellbraun.

Von den Nebengemengteilen findet sich Apatit am häufigsten, seltener Zirkon. Granat und Turmalin wurden nur sporadisch festgestellt, Flussspat ein einziges Mal in einem schmalen Gängchen.

## Der Bernardo-Gneis der Collina d'Oro

Unter den mit der Bernardo-Gneis-Signatur bezeichneten Gesteinen der Collina d'Oro finden sich neben typischen Vertretern dieser Gesteinskategorie auch solche von abweichender Ausbildung. Es ist bereits erwähnt worden, dass die Collina d'Oro-Gneisse meistens intensiv rostbraun gefärbt sind, eine Erscheinung, die wohl auf eine permische Verwitterung zurückzuführen ist. Die Pigmentierung durch Eisenoxyd macht sich im Schliff an der wolkigen Trübung des Plagioklases bemerkbar, während der Kalifeldspat vollständig frisch geblieben ist. Im Gegensatz zu den übrigen Vorkommen tritt der Bernardo-Gneis der Collina d'Oro oft in vielfacher Wechsellagerung auf mit feinkörnigen Paragneissen und Amphiboliten. Er kann dann reichlich sehr intensiv pleochroitischen Biotit und gelegentlich auch Hornblende führen; zugleich tritt anstelle des Albiklas Oligoklas bis Andesin. Häufig ist bei den Gneissen der Collina d'Oro lineares Gefüge entwickelt, das bei den verbreiteten Stengel- und Griffelgneissen augenfällig in Erscheinung tritt.

### Verbreitung, Lagerungsform, Kontaktverhältnisse und Alter des Bernardo-Gneisses

Über die Verbreitung des Bernardo-Gneisses gibt die geologische Karte der Tafel IV Auskunft. Wie daraus ersichtlich ist, sind die Vorkommen auf den südlichen Abschnitt der Val Colla-Zone und die Collina d'Oro beschränkt, der N-Hälfte fehlen sie vollständig.

In der Collina d'Oro bilden die Bernardo-Gneisse eine N-S streichende, sehr steilstehende und offenbar in der Tiefe wurzelnde Zone, die im N abrupt an einer E-W streichenden Schuppenzone abbricht, im S längs Verwerfungen an einer Scholle von Triasdolomit endet.

Die grösste Verbreitung zeigen die Bernardo-Gneisse im S-Abschnitt der Val Colla-Zone, im Hügelland des unteren Vedeggio- und Cassarate-Tales. Die Profile der Tafel I der Erläuterungen zu Blatt 1333 Tesserete vermitteln ein Bild der Lagerungsverhältnisse des Bernardo-Gneisses dieser Region. Die Vorhügel des Malcantone auf der W-Seite des Vedeggio, zwischen Magliaso und Agno und zwischen Bioggio und Manno werden von steil gegen W einfallenden Bernardo-Gneissen eingenommen. Zwischen Vedeggio und Cassarate bilden sie ein flachliegendes, 200 bis 300 m mächtiges, Sill-artiges Lager, aus dem die Kirchhügel S. Rocco, S. Bernardo (nach welchem der Gneis benannt ist) und S. Zenone im N von Lugano herausmodelliert sind. Die Gneistafel ruht auf stark gequälten, flachliegenden Phylloniten, die örtlich diapyrartig in die hangende Gneisdecke eindringen. Die Gneisse selber sind von unzähligen, vorwiegend saigeren Rutschharnischen mit horizontalen, N-S streichenden Rutschstreifen durchsetzt. Jenseits des Cassarate fällt die Gneistafel, in reduzierter Mächtigkeit und randlich oft in Blockhaufen aufgelöst, die in Phylloniten stecken, unter schwachem Winkel bergwärts ein. Gegen NE zieht sie hangaufwärts und bildet das Liegende des Deckgebirges der Denti della Vecchia. Eine zweite, tektonisch höhere Schuppe begleitet ebenfalls den Aussenrand des Deckgebirges und lässt sich vom W-Hang des Monte Boglia bis zum Monte Brè und jenseits der Bucht von Lugano am W-Hang des Salvatore verfolgen.

Über die Kontaktverhältnisse kann in ihrer negativen Aussage kurz berichtet werden. Wo der Bernardo-Gneis in grösseren Körpern auftritt, ist der Kontakt mit dem Nebengestein stets ein mechanischer, und das Nebengestein, meistens Phyllonit, lässt keine kontaktliche Beeinflussung erkennen. Aber auch dort, wo der Primärkontakt noch erhalten ist, bei Linsen und Lagergängen geringer Mächtigkeit, vermisst man jegliche Veränderung im Nebengestein. Der Intrusionsvorgang war offenbar mit keiner wesentlichen Temperatursteigerung und Stoffzufuhr verbunden.

Zur Abklärung der Altersfrage des Bernardo-Gneisses liefert die Untersuchung der klastischen Sedimente des Karbons und des Verrucano-Servino einige Anhaltspunkte. Die Vorkommen von oberkarbonen Arkosen und Konglomeraten sind auf den Südabschnitt der Val-Colla-Zone beschränkt, wo sie im Hangenden der Bernardo-Gneisse und mit diesen verschuppt auftreten. Die altbekannte Fundstelle bei Manno und die von GRAETER entdeckten Vorkommen bei Viga, 2 km S von Manno und bei Caslano, liegen auf der Störungslinie, welche die Val Colla-Zone von der Ceneri-Zone trennt. Eine ebenfalls lückenhafte Reihe von Karbon- und Bernardo-Gneis-Schuppen folgt dem N-Rand des Deckgebirges. Sie sind von VENZO und MAGLIA (1947) für das italienische und von LEHNER (1952) für das schweizerische Gebiet beschrieben worden. Die Bemü-



hungen aller Autoren, die die Karbonvorkommen untersucht haben, galten besonders der Abklärung ihrer tektonischen Stellung und des stratigraphischen Alters. Uns interessiert vor allem die lithologische Beschaffenheit der Konglomerate und Arkosen.

Wie schon GRAETER und LEHNER hervorgehoben haben, sind unter den Geröllkomponenten der Karbonkonglomerate helle Muskowitalkalifeldspatgneisse sehr verbreitet, und zwar trifft dies für alle Vorkommen zu. Die Konglomerate sind schlecht sortiert, neben nussgrossen sind bis rumpfgrosse Gerölle vorhanden, neben kantengerundeten auch kugelige. Die Transportstrecke kann folglich keine grosse gewesen sein; die Muskowitalkalifeldspatgneisse müssen zur Zeit der Ablagerung der Karbonkonglomerate eine grosse Verbreitung gehabt haben. Sie zeigen eine sehr grosse Ähnlichkeit mit dem Bernardo-Gneis, ohne jedoch die für diesen so bezeichnende starke mechanische Überarbeitung aufzuweisen. Körnig-gneissige, beinahe massige Typen herrschen vor. Das Schlibbild stimmt mit demjenigen der wenig kataklastischen Bernardo-Gneisse überein. Dies gilt ganz besonders für die Feldspäte. Der Albiklas zeigt dieselben charakteristischen Zwillingsbildungen, Anorthitgehalt und Achsenwinkel schwanken in denselben Grenzen, und auch der Kalifeldspat zeigt vollständige Übereinstimmung mit demjenigen der Bernardo-Gneisse.

Ähnliche Feststellungen gelten auch für die Karbonarkosen. Das oft reichliche Auftreten der Feldspäte lässt wiederum auf kurze Transportwege schliessen und ihre Eigenschaften auf Bernardo-Gneis als Ursprungsgestein. Es steht somit fest, dass der Bernardo-Gneis älter sein muss als die Karbonablagerungen und dass er zur Zeit ihrer Bildung in tektonisch nicht verformter Ausbildung vorlag. Eine untere Altersgrenze kann nicht festgestellt werden, dazu fehlen jegliche Anhaltspunkte.

Es stellt sich noch die Frage, welcher Orogenese die Verformung des Bernardo-Gneisses und der Phyllonite und die Verschuppung der Karbonschollen mit den Bernardo-Gneissen und den Phylloniten zuzuschreiben ist. Zu ihrer Beantwortung liefern die permotriasischen Ablagerungen Anhaltspunkte. Verrucano-Servino-Konglomerate und -Arkosen begleiten die Karbonvorkommen am N-Fuss der Denti della Vecchia. Sie lassen sich in vereinzelter Vorkommen im Liegenden des Deckgebirges bis zum Monte Brè, S. Salvatore und dem Caslano-Hügel verfolgen. Erosionsreste finden sich ausserdem bei Arosio NW von Manno und im Tresatal. Zum Unterschied der Karbonkonglomerate fehlen den Verrucanokonglomeraten Gerölle von Bernardo-Gneis; sie setzen sich vornehmlich aus kantengerundeten Quarzbrocken und roten felsophyrischen und vitrophyrischen Quarzporphyren und deren Tuffe zusammen. Das Material des Bernardo-Gneisses, Quarz, Muskowit und die typischen Feldspäte Albiklas und Mikroklin, ist nur in Form von sandigem Detritus in den Arkosen vorhanden. Daraus muss wohl geschlossen werden, dass der Bernardo-Gneis in mechanisch stark deformierter Form vorlag und sich deshalb nicht zur Geröllbildung eignete, sondern bei der Abtragung in seine Körnerkomponenten zerfiel. Die Deformation muss demnach zwischen Oberkarbon und Permotrias erfolgt sein; sie ist einer späten Phase des herzynischen Diastrophismus zuzuschreiben. Nachdem die Bewegungen zur Ruhe gekommen waren, wurde das Gebirge eingeebnet und einer tiefgründigen kontinentalen Verwitterung ausgesetzt, wovon die durch Eisenoxyd braunrot gefärbten und oft bunten Ablagerungen der Permotrias Zeugnis ablegen.

## Stabbiello-Gneis

Noch grössere Verbreitung als der Bernardo-Gneis zeigt der nach einem Gipfel des italienisch-schweizerischen Grenzkammes (Koord. 728.02/109.67) benannte Stabbiello-Gneis. Man ist geneigt, diesen hell- bis dunkelgrünlich- oder bräunlichgrauen Muskowitplagioklas-Schiefergneis nach seinem makroskopischen Aussehen als Glimmerschiefer zu bezeichnen, würde man bei der Schlibfuntersuchung nicht auf einen wesentlichen Plagioklasgehalt stossen. In seiner typischen Ausbildung zeigt der Stabbiello-Gneis eine verworrene, gequälte Fältelung, die einen knotigen Schieferbruch bedingt. Die Schieferflächen sind von Häuten von verschmiertem Muskowit überzogen, auf dem Querbruch sind Knauer, Flasern und gefältelte Schnüre von Quarz sichtbar, die an verwitterten Anrissen reliefartig hervortreten. Granat in erbsen- bis haselnussgrossen Individuen ist ein sehr häufig auftretender Bestandteil. Andere als die genannten Mineralkomponenten sind von blossen Auge nicht erkennbar, hingegen vermag die Schlibfuntersuchung die Reihe zu ergänzen.

Der Plagioklas, ein basischer Oligoklas mit 20 bis 30 % An, wurde bereits erwähnt. Sein Anteil schwankt in weiten Grenzen, was bei der lentikulär-knauerigen bis -flaserigen Textur des Gesteins nicht anders zu erwarten ist. Er tritt oft in glomerogranularen Linsen auf, ist zuweilen recht frisch, öfters jedoch getrübt und sericitbestäubt. Ein hellbrauner Biotit ist oft reichlich vertreten. Er ist gewöhnlich kleinschuppig ausgebildet, im Gegensatz zum groblamelligen Muskowit. Der selten fehlende Granat ist ein eisenreicher Almandin. Neben dodekaedrischen Idioblasten treten auch skelettartige, von Quarz durchlöchernte Körner auf. Längs Sprüngen ist er oft in Chlorit umgewandelt. Während vereinzelte Körner von hellbraunem, schwach pleochroitischen Turmalin in den meisten Schliffen anzutreffen sind, ist Apatit weniger verbreitet, in einzelnen Schliffen aber um so reichlicher in bis 2 mm grossen Körnern vertreten. Andalusit und Staurolith wurden nur sporadisch festgestellt. Wo der Stabbiello-Gneis permischer Verwitterung ausgesetzt war, hat sich auf Haarklüften Limonit angelagert. Im Schliff sind dann Wucherungen und Nester eines eisenreichen, ankeritischen Karbonats feststellbar, das zu Limonitbildung neigt, unter Abscheidung von Calcit. Der Biotit ist in solchen Fällen weitgehend baueritisiert und chloritisiert.

Die verworrene, gequälte Fältelung ist auch im Schliffbild augenfällig. Die wirr verbogenen Muskowitlamellen und die Biotitschuppen sind zu gestauten Strähnen vereinigt, welche die Quarzmörtelflasern, die Plagioklasinseln und die grösseren Granatkörner umfliessen. Die Dünnschliffbilder von Stabbiello-Gneis der Tafel I zeigen verschiedene Stadien der Phyllonitisierung. Im ersten Bild ist sie noch verhältnismässig schwach, im letzten Bild schon stark vorgeschritten. Vom Stabbiello-Gneis findet ein progressiver Übergang zu den Phylloniten statt.

Der Stabbiello-Gneis zeigt nicht überall die geschilderten charakteristischen Eigenschaften. Im Hauptverbreitungsgebiet, der nördlichen Val-Colla-Zone, herrschen die typischen Stabbiello-Gneisse vor, doch treten schon hier neben den verworren gefältelten, knotigen Typen auch feingefältelte oder nur schwach gewellte bis ebenflächige Muskowit- bis Sericitschiefergneisse auf, die im südlichen Abschnitt der Val Colla-Zone überhand nehmen und wie sie auch in den grossen Baugruben von Lugano in den letzten Jahren vorübergehend blossgelegt wurden. Die verschiedenen Varietäten wechsellagern miteinander und gehen fliessend ineinander über, weshalb der Versuch, im Stabbiello-Gneis-Komplex verschiedene Typen kartographisch auszuscheiden, misslingen muss. Ebenso wenig konnten die Bänke von feinkörnigen Biotitplagioklashornfelsgneissen und von Quarziten, die den Stabbiello-Gneissen eingelagert sind, in der geologischen Übersichtskarte ausgeschieden werden, in diesem Falle der geringen Mächtigkeit wegen, die diese einige Dezimeter bis wenige Meter messenden Einlagerungen aufweisen. Der N-Abschnitt der Val Colla-Zone ist arm an solchen Zwischenlagen. Im S-Abschnitt treten sie häufiger auf, und in der Collina d'Oro, wo Stabbiello-Gneisse fehlen, treten an ihrer Stelle nur noch solche feinkörnige Hornfelsgneisse auf.

## Tonschiefer-Phyllonit-Komplex

Neben den Bernardo- und den Stabbiello-Gneissen ist ein Komplex aphanitischer bis sehr feinkörniger, dünnplattiger bis schieferiger Gesteine von phyllitischem Habitus für die Val Colla-Zone charakteristisch. Von blossem Auge lassen sich in diesen dunkelgrauen bis schwarzen, seltener hellgrauen, bräunlichen und grünlichen Schiefen ausser winzigen Glimmerschüppchen auf den Schichtebenen, oder Glimmerhäutchen auf den Schieferflächen, keine weiteren Mineralkomponenten erkennen. Papierdünne, warwige Bänderung, ebenschichtig oder gefältelt, ist sehr verbreitet, planares und ausgeprägt lineares Gefüge wechseln miteinander ab. Dünnplattige Ausbildung ist oft verbunden mit polyedrischer Absonderung und ockeriger Pigmentierung der Kluffflächen. Intensiv verschieferte, verharnischte und ausgewalzte Schichtpakete mit relik-tischen Linsen von Stabbiello-Gneissen und Schürflingen von Bernardo-Gneis wechsellagern mit solchen, die keine mechanische Überarbeitung erkennen lassen. Man hat schon im Gelände den Eindruck, dass in diesem tektonisch stark hergenommenen, verschuppten Schieferkomplex neben Phylloniten auch kaum metamorphe Tonschiefer bis Phyllite vorkommen. Der Phyllonitisierungsprozess hat sowohl die Stabbiello-Gneisse als auch die Tonschiefer erfasst; die Phyllonite gehen fliessend in die beiden über.

Die mikroskopische Untersuchung von 130 Dünnschliffen bestärkt diesen Eindruck und ergänzt die megaskopischen Beobachtungen über Gefüge und Mineralgehalt, die bei so dichten Gesteinen nur sehr dürftig sein können.

Soweit die Korngrösse, die oft weniger als  $\frac{1}{10}$  mm beträgt, eine Bestimmung zulässt, können als Hauptgemengteile Glimmer, Quarz und Plagioklas in schwankenden Proportionen festgestellt werden.

Die Glimmer, Muskowit und ein hellbrauner, schwach pleochroitischer Biotit herrschen im feinfilzigen Grundgewebe vor. Der Biotit ist gelegentlich gebleicht und teilweise chloritisiert, selten ganz durch Chlorit ersetzt. Der Muskowit tritt ausser in der aggregatpolarisierenden, feinschuppigen Grundmasse auch in grösseren, gewellten Spindeln und in verbogenen Flasern auf, was beim Biotit viel seltener der Fall ist.

Der Quarz bildet feingranulierte Zeilen und Linsen. Plagioklas ist ein fast nie fehlender Bestandteil; er zeigt einige bemerkenswerte Eigenschaften. In den eckigen bis kantengerundeten, mehr oder weniger getrübten, bis 2 mm grossen Bruchstücken liegen Relikte eingeschwemmter Sandkörner vor. Sehr verbreitet sind daneben gerundete, 0,1 bis 0,5 mm grosse, in der Schieferungsebene schwach gelängte Körner, die den Eindruck von Porphyroblasten erwecken. Bei starker Vergrösserung erkennt man, dass sie randlich mit dem Grundgewebe fein verzahnt sind und winzige Grundgewebspartikel enthalten. Im übrigen sind sie wasserklar und oft unverzwillingt. Sie haben dann ein so quarzähnliches Aussehen, dass sie von diesem nur im Konoskop unterschieden werden können. Messungen an polysynthetisch verzwilligten Individuen ergaben einen auffallend konstanten Anorthitgehalt. Er schwankt meistens zwischen 25 und 28 %, seltener zwischen 32 und 35 %, und nur ausnahmsweise wurde ein solcher zwischen 10 und 20 % festgestellt. Zonarstruktur ist nicht verbreitet, sie ist stets invers und nie sehr ausgeprägt; es wurden höchstens Differenzen von 5 % An zwischen Kern und Hülle gemessen. Auffällig konstant ist auch das Zwillingsgesetz. Periklinzwillinge herrschen bei weitem über solche nach dem Albitgesetz vor, und andere Hemitropien wurden überhaupt nicht festgestellt.

Neben den Hauptgemengteilen treten die Übergemengteile mengenmässig stark zurück. Unter diesen ist ein hellfarbiger, schwach pleochroitischer Turmalin ( $\eta\gamma$  hellbraun,  $\eta\alpha$  farblos) am häufigsten vertreten, Apatit wohl etwas seltener. Granat, Titanit und Zirkon treten nur sporadisch auf. Als sekundäre Bildungen sind Karbonatwucherungen und Limonitinfiltrationen verbreitet. Die dunkle Farbe der Schiefer ist durch einen oft nicht unbeträchtlichen Gehalt an graphitischer Substanz bedingt.

Es wurde bereits erwähnt, dass in dem Schieferkomplex neben tektonisch stark hergenommenen Phylliten auch Schichtpakete vorhanden sind, die keine solche Überarbeitung erkennen lassen. Der geschilderte mikroskopische Befund des Mineralgehaltes gilt besonders für Schliffe von solchen mechanisch unversehrten Typen, die man nach ihrem makroskopischen Aussehen, besonders wegen des matten Schieferbruches, als Tonschiefer bezeichnen möchte. Diese Schiefer stellen zweifellos Abkömmlinge von tonigen bis feinsandigen Sedimenten dar, der Mineralgehalt ist jedoch nicht mehr ganz der ursprüngliche. Besonders in den Biotitschüppchen liegt offenbar eine Neubildung vor, auch Muskowit dürfte, wenigstens teilweise, neu gebildet worden sein, und dasselbe gilt für die spindelförmigen Plagioklaskörnchen. Für eine Sprossung im festen Gestein spricht hier die bereits erwähnte, feine randliche Verzähnelung mit dem umgebenden Glimmergewebe, und die winzigen Einschlüsse, besonders von graphitischem Staub, erwecken den Eindruck von unverdauter Grundmasse. Es liegt in den Schiefen demnach ein Übergangsglied zwischen Tonschiefer und Phyllit-Tonglimmerschiefer vor.

Auf Tafel II sind zwei Schliffe von solchen schwach metamorphen Tonschiefer-Phylliten abgebildet. Sie zeigen die beiden hauptsächlichen Strukturtypen dieser Schiefer, den heterogranularen und den mehr gleichmässig feinkörnigen. In Fig. 1 der Tafel II sind in einer äusserst feinstruierten, aus Biotitschüppchen und Quarz-Plagioklasmehl bestehenden Grundmasse Schuppen von Muskowit und spindelförmige Körnchen von wasserklarem Plagioklas eingebettet. Ihre Längsachsen sind in der schwach angedeuteten Schieferebene eingeregelt. In den beiden Plagioklaskörnern mit unregelmässigen Umrissen (obere Schliffhälfte) dürften Relikte von Sandkörnern vorliegen, der übrige Mineralbestand ist metamorpher Entstehung. In Fig. 2 der Tafel II werden die hellen Zeilen von feingranuliertem Quarz gebildet, dem in den dunkleren Streifen reichlich Schüppchen eines hellbraunen Biotits beigemengt sind. Die feine warwige Bänderung wird durch Schnüre von graphitischem Staub unterstrichen.



Vielfältiger als bei den Tonschiefern sind die Mikrostrukturen der Phyllonite. Die Mannigfaltigkeit ist bedingt durch den verschiedenen Grad der Mylonitisierung und die Art des Ausgangsgesteins. In Fig. 4 der Tafel I ist das Schliffbild eines Übergangsgliedes von Stabbiello-Gneis zu Phyllonit wiedergegeben. Auf Tafel II ist in Fig. 3 ein feingefalteter, in Fig. 4 ein warziger Mylonitschiefer abgebildet. Sehr verbreitet sind Ultramylonitschiefer, die aus submikroskopischen, parallelgestellten Glimmerschüppchen bestehen und sich deshalb im Schliff als einheitlich auslöschende Glimmermasse präsentieren. Weniger häufig vertreten sind die aus einem Gesteinsbrei bestehenden Kakirite und die Sandmylonite, bei denen sandkorngrösse Gesteins- und Mineralfragmente in einem feinen Gesteinsmehl eingebettet sind. Es ist verständlich, dass bei so hochgradiger mechanischer Deformation die Natur des Ausgangsgesteins nicht mehr festgestellt werden kann, um so mehr, als die Verformung sehr oft Hand in Hand geht mit einer mehr oder minder starken Karbonatisierung und Limonitimprägung.

### Vorkommen und Alter

Die grösste Mächtigkeit und Kontinuität zeigt der Tonschiefer-Phyllonitkomplex dort, wo die Val-Colla-Zone an die Ceneri-Zone grenzt. Im südlichen Abschnitt, zwischen Magliaso und Manno, folgt er dem Fuss der Hügelkette, welche die breite Alluvialebene des Vedeggio im W einsäumt. Er umschliesst die Karbonschollen von Manno und von Viga östlich Cademario und Schürflinge von stark ausgewalzten Bernardo-Gneissen. In der südlichen Fortsetzung, bei Caslano, ist noch einmal auf ganz kurze Strecke ein isoliertes Schuppenpaket von Phylloniten mit Karbonkonglomeraten und ultramylonitisierten Bernardo-Gneissen aufgeschlossen. Weiter nördlich, zwischen Manno und Taverne, sind die Phyllonite unter einer mächtigen Decke von Gehängeschutt und Alluvionen begraben. Erst jenseits Taverne treten sie wieder auf. Die Grenze zwischen den Giumello-Gneissen der Ceneri-Zone und dem Phyllonit-Komplex verläuft über den Wasserscheidekamm zwischen Val d'Isonne (oberes Vedeggiotal) und Val Colla. Die Phyllonite erreichen hier eine bis zu 1000 m betragende Mächtigkeit. Die Wildbachanrisse der Seitentäler des Val-Colla-Nordhanges vermitteln einen guten Einblick in diese stark zerrüttete Schieferzone, wovon Fig. 3 der Tafel III Zeugnis ablegt. Ganze Hänge sind hier lebendig und kriechen langsam zu Tal und das Dörfchen Corticeasca wurde durch stetig sich wiederholende Felsstürze so stark bedroht, dass die Bewohner sich gezwungen sahen, ihre Wohnstätten zu verlassen. Neben der Zerrüttung der Schiefer hat die seinerzeitige unsinnige Abholzung das ihre zur Intensivierung der Erosion beigetragen.

Eine nur geringe Mächtigkeit zeigen die Phyllonite, die am N-Hang der Denti della Vecchia austreichen und hier in ihrem Hangenden wiederum mit Linsen von Karbonkonglomeraten und Bernardo-Gneissen verschuppt sind. Phyllonite unterteufen ferner die Bernardo-Gneis-Lager der Kirchhügel nördlich von Lugano, und als schmale Linsen sind sie, zusammen mit Bernardo-Gneis-Paketen, in der E-W streichenden Schuppenzone vertreten, welche die Collina d'Oro von der südlichen Val-Colla-Zone trennt.

Die sehr schwache Metamorphose der Tonschiefer liess vermuten, dass eventuell vorhandene organische Reste noch erhalten sein könnten und gaben Veranlassung, nach solchen zu suchen; leider ohne Erfolg. Damit fällt einstweilen eine direkte, sichere Altersbestimmung dahin.

Wo die Schiefer im Liegenden von Verrucanokonglomeraten und Servinoarkosen auftreten, wie es am N-Hang der Denti della Vecchia der Fall ist, zeigen sie starke limonitische Pigmentation, verbunden mit Karbonatinfiltrationen, Erscheinungen, die der permischen Verwitterung zuzuschreiben sind. Der Tonschiefer-Phyllonitkomplex ist folglich vorpermisch. Mit grösster Wahrscheinlichkeit ist er auch älter als die oberkarbonen, Pflanzenreste führenden Konglomerate und Sandsteine, mit denen er verschuppt ist; er gehört deshalb zum kristallinen Grundgebirge. Seiner Ausbildung und tektonischen Stellung nach dürfte er dessen oberstes und wohl auch jüngstes Glied darstellen. Ob in ihnen epimetamorphe unterkarbone Culmschiefer oder alt-, respektive vorpaläozoische Sedimentkomplexe vorliegen, kann nach dem heutigen Stand unserer Kenntnisse nicht entschieden werden. Der Tatsache, dass unter den Tonschiefer-Phylloniten der Val Colla Typen vorkommen, die sich weder im Handstück noch im Schliff von den Schieferen der Karbonmulde von Salvan-Le Châtelard unterscheiden, möchten wir keine Beweiskraft beimessen.

## Hornblendeschiefer und Amphibolite

Gesteine mit Hornblende als wesentlichem Gemengteil sind in allen drei Abschnitten der Val-Colla-Zone vertreten. Ein mehrfach verzweigtes und unterbrochenes, E-W streichendes Band von Hornblendeschiefen folgt dem S-Rand des Nordabschnittes. Recht verbreitet sind wiederum Hornblendeschiefer im Südabschnitt, in der Gegend von Lugano. In der Collina d'Oro bilden hornblendereiche Gesteine so zahlreiche Einlagerungen in den Gneissen, dass sie auf der Karte nur schematisch dargestellt werden könnten.

Die Hornblendegesteine der Val Colla-Zone unterscheiden sich von den Amphiboliten der Ceneri-Zone in mancher Beziehung. Sehr feinnadelige bis filzige, feinlagige bis schieferige, selten beinahe massige, dunkelgrüne Hornblendeschiefer herrschen vor. Feine Fältelung ist sehr verbreitet, oft verbunden mit walzenartiger, intensiver Verformung unter Bildung typischer B-Tektonite. Von Brüchen durchsetzt, verharnischt und oft durch Mylonitzonen von den umgebenden Stabbiello-Gneissen getrennt, scheinen sie stellenweise diskordant in diesen eingelagert zu sein, wohl als Folge verschiedenen Verhaltens der beiden Gesteine gegenüber der intensiven tektonischen Beanspruchung. Die Hornblendeschieferzüge setzen oft unvermittelt ab. Nur in wenigen Fällen ist das abrupte Aussetzen durch einen Bruch bedingt. Häufiger dürften dafür andere Gründe verantwortlich sein, wie Axialgefälle und unregelmässige Ablagerung der kalkig-mergeligen Sedimente, aus denen die Hornblendeschiefer entstanden sind. Für sedimentogenen Ursprung sprechen, neben Mineralbestand, Gefüge und geringer Kristallinität, die oft feststellbare, intime Wechsellagerung der Hornblendeschiefer mit den Stabbiello-Gneissen und der oft bedeutende Karbonatgehalt. Das ankeritische Karbonat ist in einzelnen, wenig mächtigen Bänken der Hornblendeschiefer angereichert, oder es durchsetzt sie in der Form von unregelmässigen Nestern, Schmitzen und wild gefalteten Adern. Diese dichten, grauweisen, karbonatreichen Bildungen zeigen oft, wie übrigens gelegentlich auch die Hornblendeschiefer, dicke, rostfarbene Verwitterungsrinden, in denen das ankeritische Karbonat in Limonit und Calcit umgewandelt ist.

Während in den Hornblendeschieferzügen gröber kristalline Amphibolite nur in Form von seltenen Linsen und Nestern auftreten, herrschen in der Collina d'Oro Amphibolite über Hornblendeschiefer vor und ausserdem finden sich hier oft hornblendeführende Übergangsglieder zwischen den Amphiboliten und den Bernardo-Gneis ähnlichen Collina-d'Oro-Gneissen.

Wie zu erwarten ist und auch aus der Untersuchung zahlreicher Dünnschliffe hervorgeht, besteht der wesentliche Unterschied zwischen den Hornblendeschiefen und den Amphiboliten im Gefüge und weniger im Mineralgehalt. Während bei den feinnadeligen Hornblendeschiefen die Struktur auf die nemato- bis fibroblastische beschränkt bleibt (vergleiche Fig. 1 und 2 von Tafel III), ist sie bei den Amphiboliten variiert, und neben granoblastischer ist auch porphyroblastische und mikrodiablastische Ausbildung verbreitet.

Der Hauptgemengteil ist in beiden Gesteinen dieselbe blau- bis graugrüne, verschieden intensiv pleochroitische Hornblende. Als nächsthäufiger Gemengteil tritt Plagioklas auf. Er ist oft glasklar, und neben gut verzwillingten Körnern treten auch unverzwillingte auf. Zonarstruktur tritt nur selten in Erscheinung. Der Anorthitgehalt schwankt in recht weiten Grenzen. Am häufigsten wurde ein solcher zwischen 20 und 37 % festgestellt, seltener liegt er zwischen 9 und 20 % und nur in wenigen Fällen zwischen 37 und 56 %. Während in den Amphiboliten Quarz ein stets vorhandener wesentlicher Gemengteil ist, tritt er in den Hornblendeschiefen stark zurück und fehlt oft ganz. Im Gehalt an akzessorischen Gemengteilen besteht insofern ein Unterschied zwischen den beiden Gesteinsarten, als Granat auf die Amphibolite und Prehnit auf die Hornblendeschiefer beschränkt ist und diese sich auch durch einen höheren Karbonatgehalt auszeichnen. Verbreitet sind in beiden Gesteinen Epidot-Zoisit und Titanit, während Biotit weniger häufig und Chlorit nur ganz sporadisch auftritt.

## Tektonik der Val Colla-Zone

### Abgrenzung gegen die Ceneri-Zone und gegenseitige tektonische Stellung beider Zonen

Es ist schon erwähnt worden, dass die Val Colla-Zone in drei Abschnitte zerfällt, die sich in ihrem Baustil und im Baumaterial unterscheiden.

Im N-Abschnitt herrscht isoklinales S- bis SE-Fallen. Das am N-Hang der Val Colla oft beobachtete nördliche Einfallen beruht auf Hakenwerfen, wie es schematisch im Profil 6 der Tafel II der Erläuterungen zu Blatt Tesserete dargestellt ist; der Hang ist infolgedessen auf grosse Strecken im Kriechen begriffen. Der basale Phyllonitkomplex dieses Abschnittes ist mit den Giumellogneissen der Ceneri-Zone verschuppt. Gegen oben gehen die Phyllonite ohne scharfe Grenze und unter Wechsellagerung in die Stabbiello-Gneisse über, denen im Hangenden mehrere Bänke von Hornblendeschiefen eingelagert sind. Die grosse Mächtigkeit des Phyllonit-Stabbiello-Gneis-Komplexes und die mehrmalige Wiederholung der Hornblendeschieferbänke dürfte auf dem Vorhandensein von annähernd isoklinalen Spitzfalten beruhen. Kleinfältelung und dadurch bedingtes augenfälliges lineares Gefüge sind sehr verbreitet. Die Faltenachsen fallen 40–60° W bis SW.

Die von Hornblendeschiefen durchsetzte Hangendpartie des N-Abschnittes wird überlagert von einem schmalen Streifen, in welchem Stabbiello-Gneis, Phyllonite, Bernardo-Gneis und Karbonkonglomerat miteinander verschuppt sind und den wir als zum S-Abschnitt der Val Colla-Zone gehörend betrachten (vgl. geologische Karte, Tafel IV, und Profile der Tafel II der Erläuterungen zu Blatt Tesserete). Das triasische Deckgebirge der Denti della Vecchia grenzt längs steilstehenden Verwerfungen an diese Schuppenzone.

Im S-Abschnitt der Val Colla-Zone beschreiben die Schichten eine breite, flache Kuppel, deren W-Schenkel, aus den spärlichen und schlechten Aufschlüssen zu schliessen, mit sehr steilem Winkel unter die Gneisse der Ceneri-Zone zu tauchen scheint, während der E-Schenkel unter das von steilstehenden Brüchen durchsetzte Deckgebirge des Monte Brè–Monte Boglia taucht (vgl. die Profile der Tafel I der Erläuterungen zu Blatt Tesserete). In der breiten Kuppelregion des Hügelgeländes zwischen Vedeggio und Cassarate herrscht flache Lagerung, die allerdings sehr häufig durch lokale Störungen unterbrochen ist. Dass auch dieser Abschnitt der Val Colla-Zone intensiver tektonischer Beanspruchung unterworfen war, davon zeugen ausser diesen Störungen die unzähligen Harnische mit horizontaler Striemung, welche die randlich in Blockgirlanden auseinandergerissenen und in Phyllonite eingebetteten Bernardo-Gneis-Schollen durchsetzen und die auf die südliche Val Colla-Zone beschränkten, mit Bernardo-Gneis-Linsen und Phylloniten verschuppten Vorkommen von Karbonkonglomeraten und -sandsteinen bei Caslano, Viga und Manno und am N-Hang der Denti della Vecchia. In der Gegend von Lugano sind in den zu einer Antiklinale aufgestauten Stabbiello-Gneissen Hornblendeschiefer-Züge und seltene Linsen von Bernardo-Gneis eingelagert.

Die wie ein Fremdkörper anmutende, in den S-Abschnitt der Val Colla-Zone vordringende Collina d'Oro ist von diesem durch breite Depressionen getrennt: im W durch den Agnoarm des Luganer Sees, im E durch die Alluvialebene des Piano Scairolo und im N durch die mit fluvioglazialen Schottern bekleidete Senke des Lago di Muzzano. Hier kann, zwischen Gentilino und Viglio, in den wenig tiefen Bachrissen festgestellt werden, dass die N–S streichenden und um die Vertikale pendelnden Gneisse und Amphibolite der Collina d'Oro von einer E–W streichenden Schuppenzone abgeschnitten werden. Auch im S endet die Collina d'Oro an einer Störung; hier grenzen die stark zerscherten und zersetzten Gneisse und Amphibolite längs einem steil gegen S einfallenden Bruch an den Dolomitklotz von Cäsoro–Barbengo.

Die Grenze zwischen Ceneri- und Val Colla-Zone und die gegenseitige tektonische Stellung beider Zonen sind im Abschnitt zwischen Gazzirola und Lelgio im Val Capriasca eindeutig feststellbar, wie aus Blatt Tesserete des geologischen Atlases entnommen werden kann. Die Trennungsfläche verläuft hier über den Wasserscheidekamm zwischen dem Val Colla und dem Val d'Isona–Val di Serdena. Sie wird durch ein basales Schuppenpaket von Phylloniten und Stabbiello-Gneissen der N Val Colla-Zone gekennzeichnet, welches die 50–70° S bis SE einfallenden Giumello-Gneisse der Ceneri-Zone konkordant überlagert.

Schwieriger wird die Grenzziehung im Abschnitt Lelgio–Bigorio–Taverne–Gravesano–Manno, und die gegenseitige tektonische Stellung beider Zonen bleibt rätselhaft.



Bei Lelgio quert die Val Colla-Zone das Tal und zieht am W-Hang des Val Capriasca hangaufwärts gegen Bigorio, doch erschweren ausgedehnte Sackungen und intensive Moränenbekleidung eine genauere Abgrenzung gegen die Ceneri-Zone.

Von Bigorio und Sala zieht eine schnell sich vertiefende, auffällige Talkerbe gegen W und mündet bei Taverne ins Haupttal. Ihre Anlage ist geologisch bedingt. Sie verläuft im stark gestörten und zerrütteten Grenzbereich beider Zonen, die sich hier auch im Landschaftsbild augenfällig unterscheiden. Nördlich der Senke bilden die senkrecht einfallenden, N-S streichenden Orthogneise der Ceneri-Zone ein über 1000 m hohes, gebirgiges Gelände, südlich davon erreichen die aus einer flachliegenden, zerscherten Bernardo-Gneis-Tafel herausmodellierten Hügel kaum 500 bis 700 m Höhe. Die beiden Zonen scheinen hier miteinander verkeilt, doch liefern die Beobachtungen an den stark gesackten steilen Talhängen keine sicheren Anhaltspunkte über ihre gegenseitige Stellung.

Zwischen Taverne und Gravesano-Manno ist der Felsgrund der unteren, rechtsseitigen Talhänge unter mächtigen Schuttkegeln begraben, und die Grenzregion zwischen Ceneri- und Val-Colla-Zone ist der Beobachtung entzogen. Günstiger liegen die Verhältnisse im südlich anschliessenden Gebiet. Von Manno bis Magliaso lässt sich an den unteren, rechtsseitigen Hängen des Vedeggiotales eine Phyllonitzone verfolgen, mit mächtigen Schollen von Bernardo-Gneis und den Karbonschuppen von Manno und Viga. Bei Magliaso verschwindet die Val Colla-Zone unter den Deltaablagerungen der Magliasina. Sie taucht ein letztes Mal als schmales Band auf kurze Strecke am E-Hang des Caslanohügels auf, bevor sie endgültig vom permotriasischen Deckgebirge überlagert wird. Auch hier sind die Phyllonite von Bernardo-Gneis- und Karbonschuppen begleitet.

Zwischen Gravesano-Manno und Magliaso sind die Phyllonite sehr stark gestaut und fallen unter steilem Winkel gegen W ein. Die Val Colla-Zone scheint hier von der Ceneri-Zone überlagert zu sein, doch bleibt ungewiss, wie weit Hakenwerfen eine solche Lage vortäuscht.

## Chemismus des kristallinen Grundgebirges

Im folgenden sind die Analysen der hauptsächlichsten Gesteinstypen des kristallinen Grundgebirges tabellarisch zusammengestellt. Anhand der Niggliwerte und graphischer Darstellungen soll auf die wesentlichen Merkmale hingewiesen werden. Zur besseren Übersicht sind die Analysen der Gesteine der Ceneri- und der Val Colla-Zone in getrennten Tabellen angeführt.

Die Tabellen 2 (Ceneri-Zone) und 3 (Val Colla-Zone) enthalten die grundlegenden Daten: die Analysenwerte in *Gewichtsprozenten* und darunter jeweils die daraus berechneten *Kationenprozente*. Neben der Gesteinsbezeichnung ist der Mineralbestand in Vol.-% angegeben. Wo die Korngrösse es erlaubte, wurde er am Integrationstisch bestimmt. Bei vielen Gesteinen der Ceneri-Zone war dies durchführbar, bei jenen der Val Colla-Zone nur bei weniger kataklastischen Bernardo-Gneissen. Die Messungen wurden in verdankenswerter Weise von Herrn Dr. O. GRÜTTER ausgeführt. Für die übrigen äusserst feinkörnigen Gesteine beruhen die angeführten Werte auf Schätzungen. Fundortbezeichnungen, durch Angaben der Koordinaten präzisiert, und Name des Analytikers finden sich in den beiden letzten Kolonnen. Der laufenden Analysennummer wurde jeweilen die Sammlungsnummer der Gesteinsprobe beigelegt. Die Niggliwerte zu den Gesteinsanalysen sind in den Tabellen 4 (Ceneri-Zone) und 5 (Val-Colla-Zone) zusammengestellt.

Von den angeführten Analysen der Ceneri-Zone sind folgende Nummern früheren Arbeiten entnommen: Nrn. 15 und 18 BÄCHLIN (1937); Nrn. 2 und 7 SPICHER (1940); Nrn. 1, 3, 4, 5, 6, 11, 14, 16, 19, 21, 22 GRAETER (1952). Von den Analysen der Val Colla-Zone stammt Nr. 4 aus einer Arbeit von HARRASSOWITZ (1926). Die übrigen, bisher noch nicht veröffentlichten Analysen sowie die der GRAETERschen Arbeit sind im 2. Nachtrag zu «Chemismus schweizerischer Gesteine» von DE QUERVAIN und JENNY (1956) im Abschnitt VI, Südalpen, S. 56–60, in wahlloser Reihenfolge zusammengestellt.

Bei der Beschreibung der Gesteine der Ceneri-Zone wurde darauf hingewiesen, dass die Gesteinsgruppen der Ortho- und Paragneise ohne scharfe Grenzen fließend ineinander übergehen und dass die als Ortho-

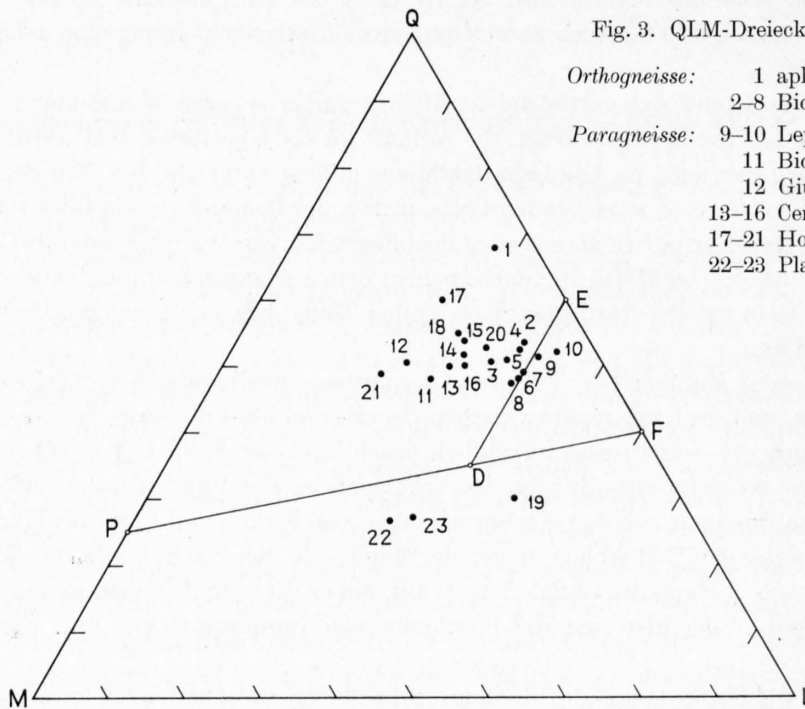


Fig. 3. QLM-Dreieck. Gesteine der Ceneri-Zone

- Orthogneisse:* 1 aplitischer Muskowit-Alkalifeldspatgneis  
2-8 Biotit-Andesingneisse
- Paragneisse:* 9-10 Leptite  
11 Biotit-Oligoklasgneis  
12 Giumello-Gneis  
13-16 Ceneri-Gneis  
17-21 Hornfelsgneis  
22-23 Plagioklasamphibolit

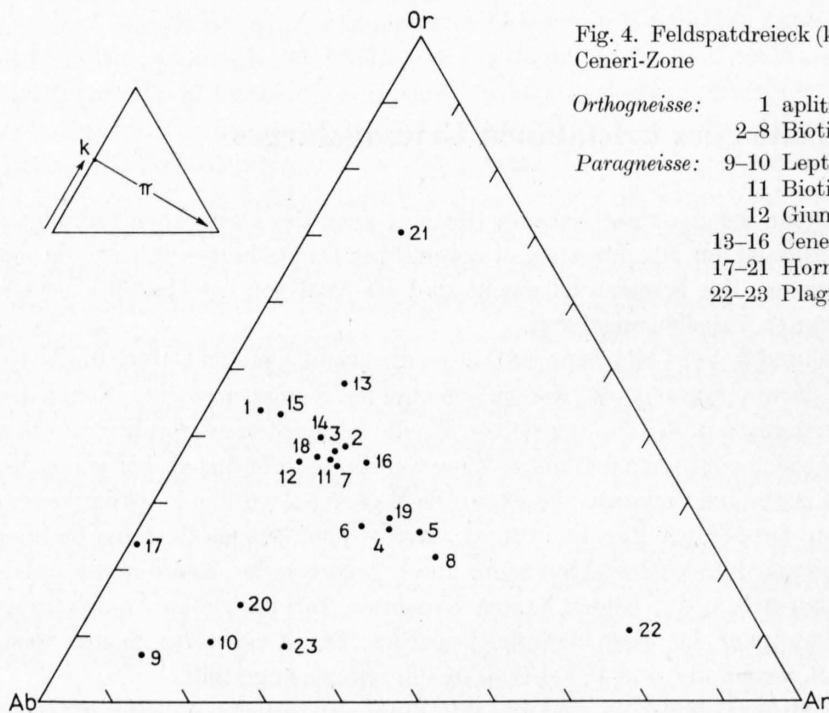


Fig. 4. Feldspatdreieck (k:π-Diagramm). Gesteine der Ceneri-Zone

- Orthogneisse:* 1 aplitischer Muskowit-Alkalifeldspatgneis  
2-8 Biotit-Andesingneisse
- Paragneisse:* 9-10 Leptite  
11 Biotit-Oligoklasgneis  
12 Giumello-Gneis  
13-16 Ceneri-Gneis  
17-21 Hornfelsgneis  
22-23 Plagioklasamphibolit

gneisse bezeichneten Gesteine nicht magmatischen Ursprungs sind, sondern durch Ultrametamorphose, verbunden mit einer Feldspatisierung, aus den Sedimentgneissen entstanden sind. Die chemischen Analysen vermögen diese Annahme zu stützen. Im QLM-Dreieck (Fig. 3) liegen die Analysenpunkte, von drei Ausnahmen abgesehen, im Feld oberhalb der Pyroxen-Feldspat-Verbindungsline P-F und dokumentieren damit die Übersättigung an  $\text{SiO}_2$ , entsprechend dem recht hohen Quarzgehalt der Gneisse. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, besetzen die Projektionspunkte ein horizontales Band links der D-E-Linie, zwischen den

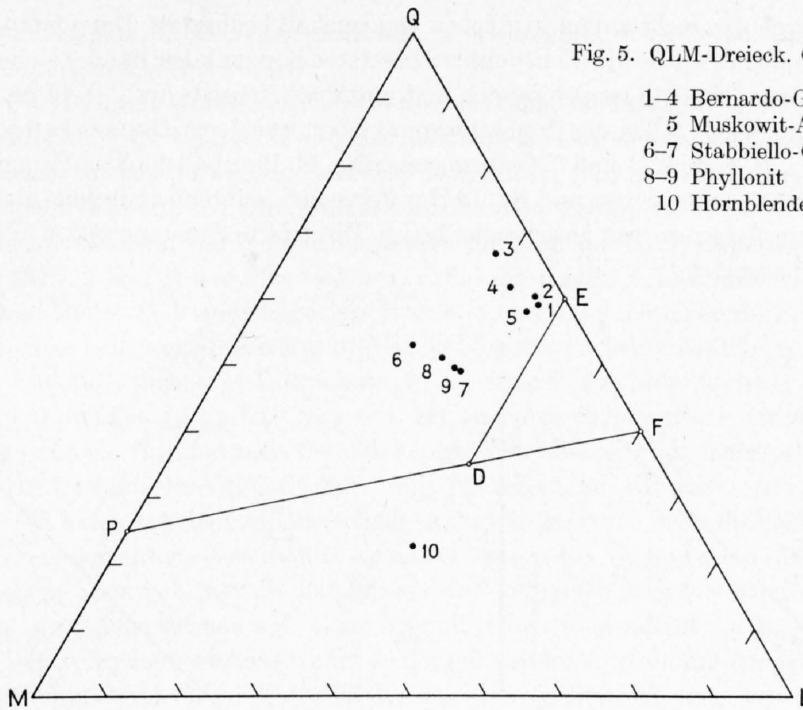


Fig. 5. QLM-Dreieck. Gesteine der Val Colla-Zone

- 1-4 Bernardo-Gneis
- 5 Muskowit-Alkalifeldspatgneis
- 6-7 Stabbiello-Gneis
- 8-9 Phyllonit
- 10 Hornblendeschiefer

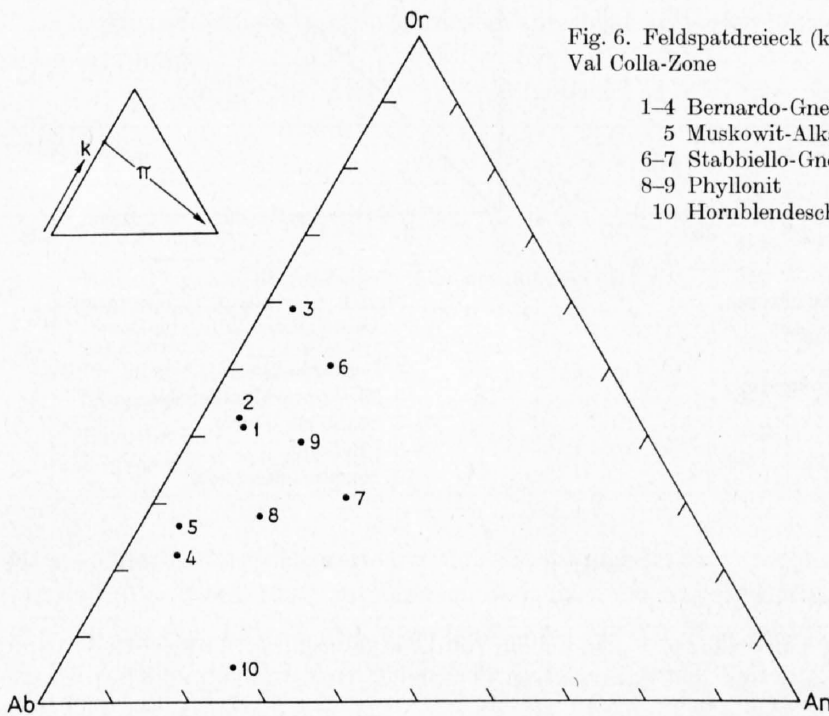


Fig. 6. Feldspatdreieck (k:  $\pi$ -Diagramm). Gesteine der Val Colla-Zone

- 1-4 Bernardo-Gneis
- 5 Muskowit-Alkalifeldspatgneis
- 6-7 Stabbiello-Gneis
- 8-9 Phyllonit
- 10 Hornblendeschiefer

Q-Werten 47 und 55%. Man erkennt, dass bei ähnlichem Quarzgehalt der prozentuale Anteil an Feldspat von den Paragneissen zu den Orthogneissen infolge progressiver Feldspatisierung zunimmt. Die Analysenpunkte dreier Orthogneisse fallen auf die D-E-Linie (Nrn. 6 und 7) oder ihre unmittelbare Nachbarschaft (Nr. 8), jene der Leptite (Nrn. 9 und 10) kommen, als sehr feldspatreiche Abkömmlinge ursprünglicher Arkosen, sogar jenseits dieser Linie zu stehen. Unterhalb der P-F-Linie liegen die Projektionsorte der beiden Plagioklasamphibolite Nrn. 22 und 23, am weitesten Q-wärts kommt der Projektionspunkt des quarzreichen, aplitischen Muskowitalkalifeldspatgneisses Nr. 1 zu liegen. Typisch für die Hornfelsgneisse ist die starke



Streuung im QLM-Dreieck, die durch den recht unterschiedlichen Quarzgehalt bedingt ist. Der quarzreiche Hornfelsgneis Nr. 17 kommt oberhalb des mit Projektionspunkten besetzten horizontalen Bandes zu liegen, der quarzfreie Typus Nr. 19 hat seinen Projektionsort hingegen weit unterhalb, jenseits der P-F-Linie.

Im Feldspatdreieck Or Ab An (Fig. 4) fallen die Projektionspunkte verschiedener Gesteinskategorien zum Teil recht nahe zusammen (z. B. Nrn. 2, 3 und 7 Orthogneisse; Nr. 11 Biotit-Plagioklas-Paragneis; Nr. 12 Giumello-Gneis; Nrn. 14 und 16 Ceneri-Gneis und Nr. 18 Hornfelsgneis), während anderseits die darstellenden Punkte derselben Gesteinskategorie weit auseinander liegen. Die grösste Streuung zeigen auch in dieser Darstellungsweise die Hornfelsgneisse.

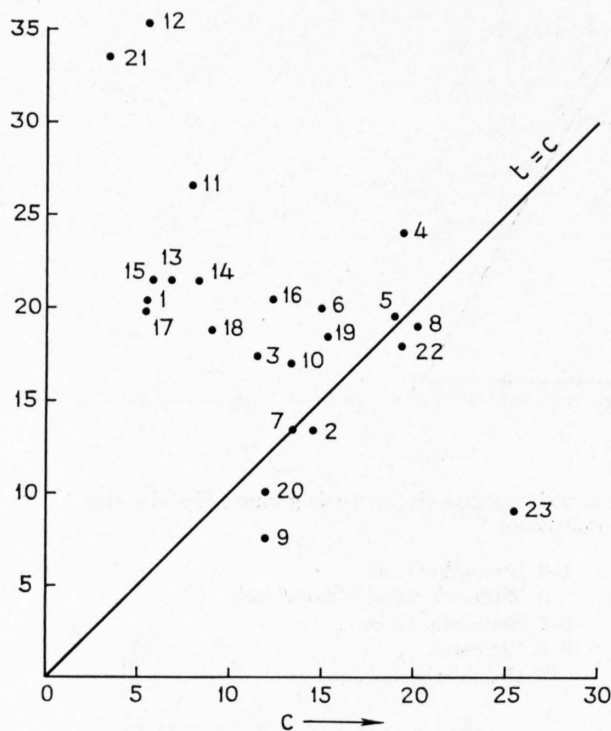


Fig. 7a.  $t$  (= al-alk): $c$ -Diagramm  
Gesteine der Ceneri-Zone

*Orthogneisse:*

- 1 aplitischer Muskowit-Alkalifeldspatgneis
- 2-8 Biotit-Andesingneis

*Paragneisse:*

- 9-10 Leptite
- 12 Giumello-Gneis
- 13-16 Ceneri-Gneis
- 17-21 Hornfelsgneis
- 22-23 Plagioklasamphibolit

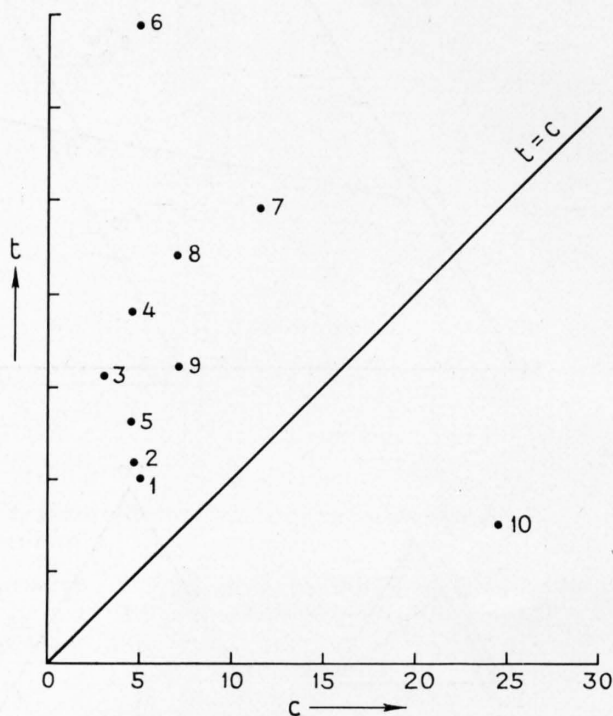


Fig. 7b.  $t$  (= al-alk): $c$ -Diagramm  
Gesteine der Val Colla-Zone

- 1-4 Bernardo-Gneis
- 5 Muskowit-Alkalifeldspatgneis
- 6-7 Stabbiello-Gneis
- 8-9 Phyllonit
- 10 Hornblendeschiefer

Ein typisches Merkmal der Val Colla-Zone: das Fehlen von Übergangsgliedern zwischen den aplitischempegmatitischen Bernardo-Gneissen und den Paragneissen (Stabbiello-Gneis und Phyllonite) spiegelt sich auch im QLM-Dreieck (Fig. 5) wieder. Die Bernardo-Gneisse (Nrn. 1-4) und der Muskowit-Alkalifeldspatgneis (Nr. 5), der sich vom Bernardo-Gneis nur durch die fehlende Kataklase unterscheidet, haben ihre Projektionspunkte in der Nachbarschaft von E, dem Quarz-Feldspat-Eutektikum. Die darstellenden Punkte der Paragneisse liegen davon getrennt, gegen das Innere des Dreiecks verschoben, in ähnlichen Lagen wie die Paragneisse der Ceneri-Zone. Der Hornblendeschiefer (Nr. 10) liegt unterhalb der P-F-Linie, wie es auch bei den Amphiboliten der Ceneri-Zone der Fall ist.

Im Feldspatdreieck Fig. 6 fällt wiederum die starke Streuung auf. Aber auch in dieser Darstellung sind die Projektionspunkte der Bernardo-Gneisse von denen der Paragneisse getrennt. Die erstgenannten liegen auf oder nahe einer Geraden parallel zur Or-Ab-Dreieckseite bei  $\pm 5\%$  An, was bei der Natur der vorhan-

denen Feldspäte: Albiklas und Mikroklin, nicht anders zu erwarten ist. Die Paragneisse und der Hornblendeschiefer liegen weiter An-wärts.

Die Herkunft sedimentogener Gneisse aus tonig-sandigen Ablagerungen äussert sich in ihrem Tonerdeüberschuss. Erwartungsgemäss sollten demnach die Gesteine des Sottoceneri, mit Ausnahme der Amphibolite, einen solchen aufweisen. Dass dies der Fall ist, geht aus Fig. 7 hervor, in der der Tonerdeüberschuss  $t = al - alk$  als Funktion von  $c$  aufgetragen ist. Von den Gneissen der Ceneri-Zone (Fig. 7a) liegen die Projektionspunkte von vier Biotit-Andesinorthogneissen auf (Nr. 7) resp. sehr nahe oberhalb (Nr. 5) oder unterhalb (Nr. 2 und 8) der Diagonale  $t = c$ , die die beiden Felder mit  $t > c$  und  $t < c$  trennt. Auch die drei anderen Biotit-Andesinorthogneisse Nr. 3, 4 und 6 weisen einen noch mässigen Tonerdeüberschuss auf, während er beim aplitischen Muskowit-Alkalifeldspatgneis beträchtlich ist. Die Paragneisse sind durch einen zum Teil ansehnlichen Al-Überschuss charakterisiert. Am grössten ist er erwartungsgemäss beim Tonerdesilikat führenden Giumella-Gneis (Nr. 12) und dem Sillimanithornfelsgneis (Nr. 21), während ein Leptit (Nr. 9) und ein Hornfelsgneis (Nr. 20) keinen Tonerdeüberschuss aufweisen.

Die Gesteine der Val Colla-Zone (Fig. 7b) zeigen, mit Ausnahme des Hornblendeschiefers Nr. 10, einen zum Teil beträchtlichen Al-Überschuss. Am grössten ist er beim Stabbiello-Gneis (Nr. 6 und 7), was zur Annahme berechtigt, dass in ihm, wenigstens pro parte, tektonisierte Abkömmlinge des Giumello-Gneisses vorliegen. Aber nicht nur die Paragneisse sind mit einem Tonerdeüberschuss behaftet; auch der Bernardo-Gneis weist einen solchen auf, wie es bei aplitischen Gneissen oft der Fall ist.

Der Tonerdeüberschuss macht sich auch bei der Aufstellung der Basisverbindungen bemerkbar. Die Berechnung ergibt für die Mehrzahl der analysierten Gesteine einen zum Teil recht beträchtlichen Wert für Spinell (Sp) und Hercynit (Hz), wie aus den Tabellen 4 und 5 (5. Kolonne von rechts) ersichtlich ist.

Dass der Chemismus der Paragneisse auf toniges Ausgangsmaterial schliessen lässt, zeigt auch ein Vergleich der Niggliwerte einiger Gneisse mit den entsprechenden Werten toniger Sedimente, wie aus folgenden Beispielen hervorgeht.

Gestein	si	al	fm	c	alk
Biotit-Plagioklas-Hornfelsgneis (17) . . . . .	383	40	34.5	5.5	20
Roter Molasse-ton . . . . .	318	41	34	5	20
Biotit-Plagioklas-Hornfelsgneis, Sillimanit führend (21) . .	207	45	40	3.5	11.5
Roter Molasse-ton . . . . .	250	43	39.5	4	17.5
Ceneri-Gneis (13) . . . . .	255	38.5	37.5	7	17
Phyllonit (8) . . . . .	258	39	37	7	17
Tonschiefer, Verrucano . . . . .	231	37	38	6.5	18.5
Phyllonit (9) . . . . .	265	35	39	7	19
Warwiger Ton, hellere Schicht . . . . .	217	32.5	39.5	10	18

Die angeführten Vergleichswerte der Molasse-tones und des Verrucanotones sind der Zusammenstellung von DE QUERVAIN (1942, 1956) entnommen, diejenigen des warwigen Tones wurden aus einer in BARTH, CORRENS und ESKOLA (1939, S. 399) wiedergegebenen Analyse berechnet.

Bei der Besprechung der Hornblendeschiefer der Val Colla-Zone wurde darauf hingewiesen, dass alle Beobachtungen auf sedimentogene Herkunft schliessen lassen. Ein Vergleich der Niggliwerte des analysierten Hornblendeschiefers (Val Colla-Zone, Analyse 10) und eines Plagioklas-Amphibolites (Ceneri-Zone, Analyse 23) mit den entsprechenden Werten eines Mergels stützt diese Annahme:

	si	al	fm	c	alk
Hornblendeschiefer (10) . . . . .	111	20	43	24.5	12.5
Plagioklasamphibolit (23) . . . . .	124	20.5	42.5	25.5	11.5
Molassemergel . . . . .	112	21	42	24	13

Im k:mg-Diagramm Fig. 8 sind die darstellenden Punkte der Gesteine sowohl der Ceneri- als auch der Val Colla-Zone eingetragen. Für beide ist die grosse Streuung typisch. Verhältnismässig gering ist sie bei den Orthogneissen der Ceneri-Zone, während die Leptite (Nrn. 9 und 10) extrem hohes mg, der Sillimanithornfelsgneis (Nr. 21) den höchsten k-Wert aufweisen. Die Bernardo-Gneisse streuen in dieser Darstellungsweise sehr stark. Extreme Werte sind bei den Gesteinen der Val Colla-Zone weniger augenfällig. Immerhin zeigt der Bernardo-Gneis Nr. 1 das kleinste mg, der Hornblendeschiefer Nr. 10 den niedrigsten k-Wert aller analysierten Gesteine.

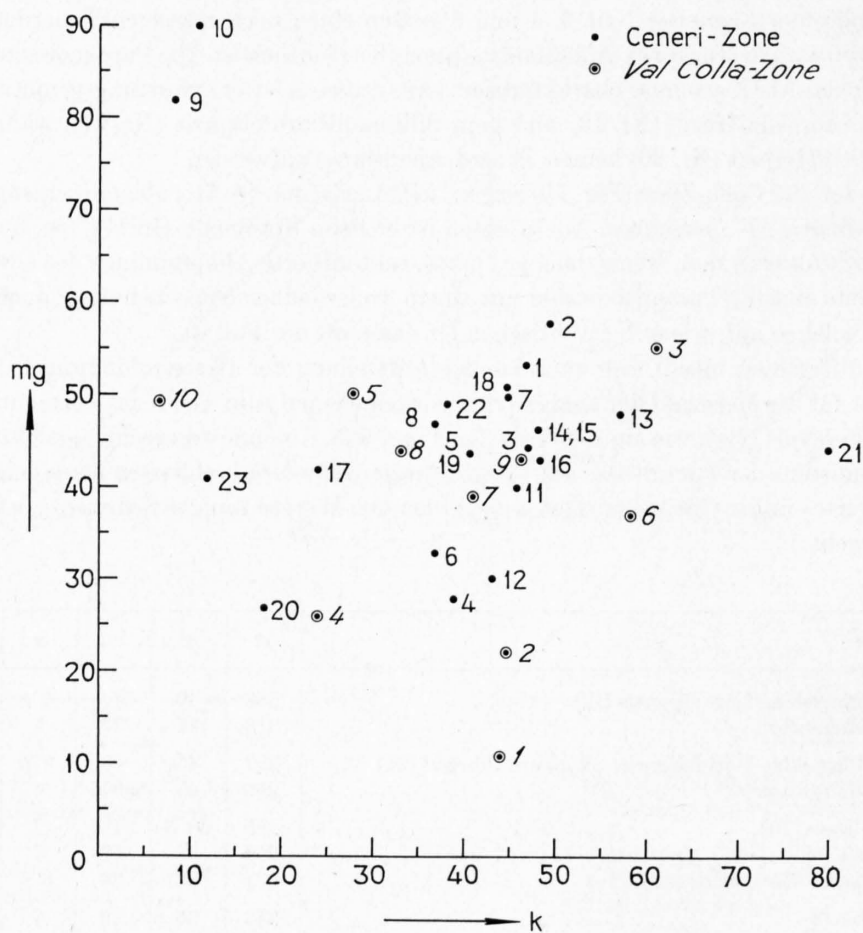


Fig. 8. k:mg-Diagramm



## II. TEIL

# Die Ganggesteine im Grundgebirge des Sottoceneri

## Einleitung

Es ist das Verdienst KELTSBORN (1923), als erster auf das Vorkommen von Ganggesteinen im kristallinen Grundgebirge des Malcantone hingewiesen zu haben. Durch seine Funde angeregt, suchte J. A. Burford, der in den zwanziger Jahren die Schürfarbeiten auf goldhaltigen Arsenkies bei Astano leitete, nach weiteren Funden und entnahm davon Proben, die er dem Mineralogischen Institut der Universität Basel zur Untersuchung überliess. Das Material wurde von P. BEARTH (1932) bearbeitet. Das von ihm auf Grund der Burford'schen Fundortangaben entworfene Gangkärtchen des Malcantone gibt schon einen recht guten Überblick über die Verbreitung der Ganggesteine in diesem Abschnitt des Sottoceneri, und die 7 chemischen Analysen, von BEARTH ausgeführt, zeigen den Variationsbereich, der durch die neuen Analysen keine wesentliche Erweiterung erfahren hat. Die Kenntnisse über Ganggesteinsvorkommen beschränkten sich jedoch damit auf einen kleinen Abschnitt des Südtessiner Grundgebirges. Erst die Detailkartierung durch BÄCHLIN (1937), GRAETER (1952), SPICHER (1940) und den Verfasser erfasste das gesamte Kristallgebiet des Sottoceneri. Alle Bearbeiter haben den Ganggesteinen besondere Beachtung geschenkt, die Fundstellen auf den Katasterplänen und den photogrammetrischen Karten 1:10 000 genau vermerkt und von den meisten Vorkommen Proben gesammelt. In ihren Veröffentlichungen werden die Ganggesteine jedoch nur kurz erwähnt, da von Anfang an geplant war, das Material nach Abschluss der Geländeuntersuchungen gesamthaft zu bearbeiten. Die Untersuchung ist abgeschlossen, und das Ergebnis ist im folgenden zusammengefasst. Das von Burford gesammelte und durch BEARTH bearbeitete Material wurde miteinbezogen. Es ist übrigens durch die von GRAETER im Malcantone gesammelten Proben um ein Vielfaches vermehrt worden, und die vagen Burford'schen Fundortangaben, dem nur die veralteten Siegfriedkarten zur Verfügung standen, wurden durch präzise ersetzt.

Zur Nomenklatur sei bemerkt, dass die Bezeichnung Diabas für Ganggesteine des Sottoceneri ausgemerzt werden sollte. Es liegen keine Gesteine in Grünsteinfacies vor. Die von BEARTH als Olivindiabase und Diabase beschriebenen Gesteine sind Augitspessartite und trachytische Porphyrite. BEARTH (1932, S. 183) bemerkt übrigens zutreffend, «dass die als Olivindiabase und Diabase bezeichneten Typen genetisch mit den Camptoniten in Zusammenhang stehen und ebenfalls als Lamprophyre aufzufassen sind». Der Olivindiabas KELTSBORN ist ein nicht näher bestimmbares, karbonatisiertes Ganggestein. Aber auch den Camptonit möchten wir aus dem Gangfolge des Sottoceneri streichen. Die von BEARTH mit gewisser Reserve als Camptonit bezeichneten Gänge gehören mehrheitlich zu den Camptosspessartiten. Es befinden sich darunter auch einige Hornblende- und Augitspessartite und zwei Kersantite.

Herr Prof. Dr. W. E. Tröger†, gewesener Direktor des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Freiburg i. Br. und Verfasser des unentbehrlichen Kompendiums über «Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine» hatte die Güte, eine Anzahl Dünnschliffe der verschiedenen Ganggesteinstypen kritisch durchzusehen. Er machte mich auf die grosse Ähnlichkeit eines klassifikatorisch widerspenstigen und als trachytischer Porphyrit bezeichneten Ganggesteins mit den Weilburgiten aufmerksam und bestätigte die Übereinstimmung der Mikroquarzdiorite, Mikrogabbrodiorite und Diabassspessartite des Sottoceneri mit den Klauseniten Südtirols. Seine wertvollen Hinweise seien hier dankbar erwähnt.

## Geologische Beobachtungen

Über Mächtigkeit, Ausdehnung im Streichen und Form der Gänge liegen nur spärliche Beobachtungen vor. Es hängt dies mit den Aufschlussverhältnissen zusammen. Während sie im N-Sottoceneri, in den Gebieten Tamaro-Gambarogno und Cima di Medeglia-Matro verhältnismässig günstig sind – von hier stammen denn auch die meisten einschlägigen Beobachtungen –, sind sie im mittleren und südlichen Malcantone und im Gebiet von Lugano ausserordentlich dürftig. Ausserdem verbietet oft die üppige Vegetation des intensiv kultivierten Landes das Verfolgen eines Aufschlusses.

Die Mächtigkeit der Gänge schwankt innerhalb ziemlich grosser Grenzen. Beim mächtigsten beträgt sie 40 m, in zwei Fällen konnte eine solche zwischen 20 und 25 m festgestellt werden. Etwas häufiger treten 5 bis 10 m mächtige Gänge auf, am häufigsten solche zwischen 1 bis 4 m. Noch schmalere Gänge wurden seltener angetroffen. Es mag dies teilweise daran liegen, dass sie sich der Beobachtung leicht entziehen. Sich verästelnde Apophysen wurden jedoch mehrmals beobachtet. Diese Feststellung sei besonders hervorgehoben, da sie die ausserordentliche Mobilität der Schmelzlösung dartut. Es wird auf diese Frage in anderem Zusammenhang noch zurückzukommen sein.

Im Streichen lassen sich die Gänge nur ausnahmsweise auf grössere Strecken verfolgen. Am N-Hang des Monte Ceneri, oberhalb Cadenazzo und Quartino und weiter westlich, oberhalb Vira, sind 400 bis 500 m lange Gänge festgestellt worden. Ein Gang zwischen Quartino und Contone konnte sogar 1 km weit verfolgt werden, allerdings mit mehreren kurzen Unterbrechungen. Ähnliche Grössenverhältnisse zeigen ein paar Gänge im äussersten Süzipfel des Malcantone am Monte Rocchetta, unmittelbar oberhalb Ponte Tresa. Die Aufschlüsse der sehr zahlreichen Gänge im übrigen Malcantone sind so prekär, dass man über Mächtigkeit und Längserstreckung im Ungewissen bleibt.

Die Gänge können konkordant den sie beherbergenden Gneissen eingelagert sein. Die meisten am N-Hang des Monte Ceneri auftretenden sind solche Lagergänge oder sills. Viel häufiger lässt sich jedoch eine Diskordanz zwischen Gang und Nebengestein beobachten. Diese querschlägigen Gänge oder dykes sind nicht selten an Brüche gebunden. Während die sills auf ihrer ganzen Längserstreckung dieselbe, meistens geringe Mächtigkeit beibehalten, zeigen die dykes oft Einschnürungen und stockartige Ausweitungen, oder sie treten überhaupt als vereinzelte Stöcke mit Durchmesser zwischen 4 und 20 m auf, wie sie besonders im nördlichen Tamarogebiet anzutreffen sind. Der grösste, von mehreren Gängen durchquerte Eruptivstock findet sich jedoch im S-Zipfel des Malcantone, am Monte Rocchetta. Er misst mindestens 200×400 m. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist nur auf der E- und NW-Seite stellenweise entblösst, und es bleibt deshalb ungewiss, wie weit sich der Stock unter dem Moränenmantel gegen S fortsetzt. Die Gänge treten morphologisch im Landschaftsbild nicht in Erscheinung. Oft ist ein Aufschluss auf einen kleinen, aus Schutt hervorragenden oder an einem Strassenbord angeschnittenen Felskopf beschränkt. Viele derartige Aufschlüsse sind in den letzten Jahren der stetig zunehmenden Überbauung zum Opfer gefallen, oder sie sind durch Umzäunung der Beobachtung entzogen.

Über die Verbreitung der Gänge gibt Tafel IV eine generelle Übersicht. Schon ein flüchtiger Blick auf die Karte zeigt, wie ungleich sie auf die beiden tektonischen Einheiten verteilt sind. Dem Gangreichtum der Ceneri-Zone steht die auffällige Gangarmut der Val Colla-Zone gegenüber. Nur in der Umgebung von Lugano treten in ihr mehrere, zum Teil recht mächtige Gänge auf, während die ganze nördliche Val Colla-Zone bis auf ein isoliertes Vorkommen auf dem Grenzkamm am Gazzirola gangfrei ist. Das Ausbleiben der Gänge im mächtigen regional SE einfallenden, aber in sich gefalteten Phyllonit-Stabbiello-Gneiskomplex ist zweifellos auf die Unwegsamkeit dieser Schiefermasse und ihren Widerstand gegen Bruchbildungen zurückzuführen.

Die Gangdichte in der Ceneri-Zone ist nicht überall die gleiche. Von Gangschwärmen durchsetzte Gebiete wechseln mit gangarmen und gangfreien ab. Die grösste Dichte wurde im südlichen Malcantone festgestellt, wo vom Eruptivstock des Monte Rocchetta als Brennpunkt Gangschwärme gegen NE und NW ausstrahlen. Bedenkt man, dass der Felsgrund nur längs Bachrissen und an steilen Talhängen entblösst ist, im übrigen aber unter Moräne verborgen bleibt und sich der Beobachtung entzieht, so muss die Gangdichte noch bedeutender sein, als aus der Karte hervorgeht.

Im oberen Malcantone zeichnet sich eine Ganggruppe zwischen Monte Lema und Monte Polà ab. Ein Schwarm verläuft vom Monte Paglione gegen NE nach Vira und von da in östlicher Richtung dem N-Hang des Monte Ceneri entlang zum Matro. Weiter östlich treten Gänge nur noch vereinzelt auf und setzen schliesslich ganz aus. Auf das völlige Fehlen im N-Abschnitt der Val Colla-Zone wurde bereits hingewiesen. Es ist auffällig, dass auch in dem isoklinal gegen SE einfallenden, an die Val Colla-Zone angrenzenden Schichtkomplex der Ceneri-Zone keine Gänge auftreten, und dass der ebenfalls einheitlich gegen SE fallende mächtige Hornfelsgneiskomplex des Tamaromassivs, von zwei Ausnahmen abgesehen, von den Gängen gemieden wird. Die für die Val Colla-Zone gegebene Begründung der Gangleere gilt zweifellos auch für diese beiden Sektoren der Ceneri-Zone. Ebenfalls tektonisch bedingt ist die grosse Gangdichte im N- und im S-Abschnitt der Ceneri-Zone. Im N ist es die Schlingenbildung, im S, im Malcantone, die Blocktektonik, die Schwächezonen erzeugt und das Eindringen magmatischer Schmelzlösungen begünstigt hat.

Ob die Gangdichte auch von der Art des Nebengesteins abhängt, ist nicht evident. Wohl ist sie in den Orthogneissen am grössten, aber dies liegt wohl im Überwiegen dieser Gesteinsart begründet.

Aus den wenigen Gangvorkommen im italienischen Gebiet zwischen der Landesgrenze und dem Lago Maggiore darf nicht auf Gangarmut geschlossen werden, da dieser Gebietsabschnitt nur kursorisch begangen wurde.

Nicht mit absoluter Sicherheit zu beantworten ist die Altersfrage der Gänge, da schlüssige geologische Beobachtungen, die das Problem zu lösen vermöchten, keine vorliegen und man andere Argumente in Betracht ziehen muss.

Man wird sich wohl in erster Linie fragen, ob die Gänge demselben Magmaherd entstammen wie die Luganer Porphyre und Porphyrite und mit diesen gleichaltrig sind. KELTERBORN (1923) hat der Nachbarschaft der permischen Vulkanite zu Recht Gewicht beigelegt, denn er schreibt: «Die zwischen Lugano und Val Sesia mächtig entwickelten permischen Porphyre und Porphyrite greifen auch in unser Gebiet über. Und zwar ... in mehreren, die Gneise des Malcantone durchsetzenden Gängen.»

BEARTH (1932) misst der Nachbarschaft der permischen Vulkanite überhaupt keine Bedeutung zu und zieht andere Argumente in Betracht.

Er erwähnt, dass die Gänge oft Mylonitzonen queren, ohne Spuren einer mechanischen Deformation zu zeigen. Die Intrusion muss folglich jünger sein als die Störungslinien, deren Anlage wahrscheinlich mit der alpinen Faltung zusammenhänge. Die Entstehung der Gänge könnte demnach zeitlich mit der Intrusion der jungen Granite und Tonalite der insubrischen Linie zusammenfallen. Neben diesen jungen Gängen unterscheidet BEARTH Diabase einer älteren, vielleicht permischen Intrusion. «Das gemeinsame Merkmal dieser Gruppe ist die starke Umwandlung.»

Die Unterscheidung einer älteren und einer jüngeren Gruppe auf Grund des Erhaltungszustandes lässt sich nicht mehr aufrechterhalten. Auf Grund des viel reichhaltigeren Materials, als es seinerzeit BEARTH zur Verfügung stand, lassen sich kontinuierliche Übergänge zwischen beiden Gruppen feststellen, und die Untersuchung hat ausserdem erwiesen, dass von verschiedenen Stellen entnommene Proben ein und desselben Ganges sehr ungleich starke metasomatische Umwandlungen zeigen können.

Die Wahrscheinlichkeit eines Zusammenhanges der Störungslinien des Malcantone mit der alpinen Faltung möchten wir heute, nach Abschluss der Untersuchung des Südtessiner Grundgebirgssockels, bezweifeln. Es ist vielmehr anzunehmen, dass die Anlage dieser Mylonitzonen mit der späthercynischen Faltungsphase zusammenhängt, der auch die Einschuppung der Karbonschollen von Manno, Vira und Caslano zuzuschreiben ist. Das beweist nichts gegen das junge Alter der auf den Störungslinien auftretenden Gänge, aber es schliesst die Möglichkeit nicht mehr aus, ihre Intrusion mit dem permischen Vulkanismus in Zusammenhang zu bringen. Es scheint deshalb naheliegend, anzunehmen, dass sämtliche Gänge des Malcantone gleichaltrig sind und dass sie aus demselben Magmaherd gespeist wurden, dem die permischen Vulkanite entstammen, wie es schon KELTERBORN getan hat.

Eine andere Frage ist, ob auch die Gangschwärme im N der Ceneri-Zone den Gängen des Malcantone altersmässig zugeordnet werden dürfen. Beide Gruppen weichen in mancher Beziehung voneinander ab. Es scheint indessen fraglich, daraus einen Altersunterschied und eine verschiedene Herkunft abzuleiten.



Verwandtschaftliche Beziehungen zwischen Eruptivgesteinen lassen sich oft auf Grund der chemischen Zusammensetzung ableiten. Es soll deshalb im Kapitel über den Chemismus der Ganggesteine untersucht werden, ob der als wahrscheinlich angenommene gemeinsame Ursprung der Gänge und der permischen Vulkanite sich auch im Gesteinschemismus äussert.

## Petrographische Beschreibung

Die grosse Mehrzahl der im Grundgebirge des Sottoceneri auftretenden Gänge ist durch das Vorherrschen eines intermediären bis basischen Plagioklases charakterisiert. Nach Art des mit ihm vergesellschafteten dunkeln Gemengteiles, der Korngrösse und des Gefüges können folgende Ganggesteinsarten unterschieden werden:

Korngrösse Gefüge	Plagioklas				
	Hornblende	Augit	Ti-Hornblende Ti-Augit	Biotit ± Quarz	Ohne primäre Mafite
Feinkörnig	Ho-Spessartit	Augit-Spessartit	Camptospessartit	Kersantit	
Ophitisch	Diabasspessartit				
Trachytisch					Porphyrit
Mittelkörnig	Mikrogabbrodiorit			Mikroquarzdiorit	

Wie aus der Zusammenstellung hervorgeht, sind unter den Gängen Lamprophyre vertreten. Wenn im folgenden diese Bezeichnung vermieden wird, so geschieht es aus dem Grund, weil mit ihr oft die für die Südtessiner Ganggesteine nicht zutreffende Vorstellung verbunden ist, es handle sich um Spaltungsprodukte eines granito-dioritischen Tiefengesteins.

Im folgenden sollen die Haupttypen der Ganggesteine nach Aussehen, Struktur und Mineralbestand geschildert und ihr Verbreitungsgebiet umrissen werden. In der anschliessenden regionalen Beschreibung wird sich Gelegenheit bieten, die Angaben zu ergänzen und auf Besonderheiten näher einzutreten.

### Mikroquarzdiorite und Mikrogabbrodiorite

Verbreitungsgebiet: S-Zipfel des Malcantone und nördliches Tamaromassiv.

Die Vorsilbe «Mikro» soll den hypabyssischen Charakter und die gleichmässig klein- bis mittelkörnige Ausbildung dieser Gesteinsgruppe zum Ausdruck bringen. Wenn sie oft weggelassen wird, so geschieht dies nur der Kürze halber.

Bei den leukokraten Quarzdioriten schwankt der Anteil der dunkeln Gemengteile zwischen 15 und 30%; er wird nur selten unter- oder überschritten. Bei den mesokraten Gabbrodioriten sind die dunkeln Gemengteile mit 30 bis 60% an der Zusammensetzung beteiligt. Der vorherrschende dunkle Gemengteil ist bei den Quarzdioriten Biotit oft von Hornblende begleitet. Bei den Gabbrodioriten ist das Verhältnis umgekehrt. Zur dominierenden Hornblende gesellt sich nur selten und stets nur in geringer Menge Biotit.

Die Mikrobiotitquarzdiorite bilden den Eruptivstock des Monte Rocchetta N Ponte Tresa im S Malcantone. BEARTH, dem nur ein einziges Handstück dieses Vorkommens zur Verfügung stand, bezeichnete das Gestein als Dioritporphyrit. Das klein- bis mittelkörnige, grüngraue oder hellrötlich-dunkelgrün gesprenkelte Gestein hat ein dioritähnliches Aussehen. Bemerkenswert ist das Auftreten heller mafitarmer und dunkler, biotit- und hornblendereicher Schlieren und das gegenseitige Durchdringen von Adern gleicher

Zusammensetzung, aber verschiedener Korngrösse. Seltene dunkelgraue, aphanitische Apophysen und zahlreichere Gänge und Nester von hellrötlichem, granophyrischem Aplit verstärken das unruhige Bild des Eruptivstockes, besonders seiner Randpartien, und deuten seine hybride Natur an, die durch Schiefer-  
einschlüsse noch unterstrichen wird.

Ähnlich wie im Aufschluss und im Handstück äussert sich oft auch im Schliffbild eine schlierige Beschaffenheit des Gesteins. Nur ausnahmsweise beobachtet man porphyrische Struktur, wobei die spärliche mikrogranitische Grundmasse die zahlreichen Einsprenglinge umsäumt.

Vorherrschender heller Hauptgemengteil ist Plagioklas. Die idiomorphen Körner sind oft wasserklar und ausnahmslos stark zonar. Einzelne Zonen und besonders der Kern können durch ein filziges Aggregat eines glimmerartigen Minerals ersetzt sein. Von seltenen Ausnahmen abgesehen, wurde die für Erstarrungsgesteine normale Zonenfolge festgestellt, wie aus folgenden Messergebnissen hervorgeht.

	Anorthitgehalt in %						
Kern	90	90	70	62	62	60	60
Hülle	60	50	33	53	33	34	20

Der schwer abzuschätzende mittlere Anorthitgehalt dürfte wesentlich über dem normalerweise bei den Quarzdioriten festgestellten liegen.

Kalifeldspat, meistens bräunlich getrübt, in Zwickeln und granophyrischen Nestern, ist besonders in Kontaktnähe gegen den Orthogneis anzutreffen. Sein Auftreten dürfte mit den oben erwähnten Granophyr-  
Gängen und -Adern in Zusammenhang stehen. Nach Drehtischmessungen handelt es sich um Natron-  
orthoklas. Der Achsenwinkel  $-2V$  schwankt zwischen  $46$  und  $67^\circ$ .

Der schlecht individualisierte Quarz füllt als letzte Bildung die Interstitien zwischen den übrigen Kom-  
ponenten. Sein Gehalt schwankt zwischen  $10$  und  $25\%$ .

Von den dunkeln Gemengteilen ist Biotit stets, oft als alleiniger Vertreter, vorhanden. Er zeigt, wenn frisch, sehr starken Pleochroismus (schwarzbraun–hellgelb), ist aber oft ausgebleicht, baueritisiert oder randlich in Chlorit umgewandelt.

Häufig wird der Biotit von einer hell- bis dunkelgrünen, seltener bläulichgrünen Hornblende begleitet. Ihr Anteil kann in den hornblendereichen Varietäten den des Biotits übertreffen.

Ein sehr seltener Gemengteil scheint der Pyroxen zu sein. Nur in einem Schliff konnte neben Biotit grünlichgrauer Orthaugit festgestellt werden. Der Achsenwinkel  $+2V \sim 60-80^\circ$  spricht für Enstatit. Er ist von wenigen Körnern eines ähnlich aussehenden Augits begleitet.

Mineralum- und -neubildungen, die der pneumatolytisch-hydrothermalen Phase zuzuschreiben sind, treten in den zentralen Teilen des Stockes relativ wenig auf. Am häufigsten beobachtet man Nester und Wucherungen von Calcit, seltener solche von Chlorit und ausnahmsweise Häufchen von Pinit und Epidot-  
spindeln auf Spaltrissen des Biotits. Auch die oben erwähnte Baueritisierung und Chloritisierung des Biotits gehört dieser Phase an. Häufiger und vielgestaltiger sind metasomatische Neu- und Umbildungen im Rand-  
gebiet des Stockes, in der Kontaktzone zwischen Diorit und Nebengestein. Auf diese hybriden Gesteine wird bei der regionalen Beschreibung eingetreten.

Die Mikrohornblendegabbrodiorite sind auf das nördliche Tamaromassiv beschränkt, wo sie in  $3$  bis  $7$  m mächtigen Gängen und kleineren Stöcken mit Durchmesser bis zu  $25$  m auftreten. Die Struktur des gleichmässig klein- bis mittelkörnigen, schwarzweiss gesprenkelten Gesteins geht, besonders an den Gangrändern, in eine diabasisch-divergentstrahlige über. Nur ausnahmsweise wurden schmale mikrolithi-  
sche Salbänder beobachtet. Es sind demnach mit den körnigen Mikroabbrodioriten Strukturtypen ver-  
bunden, die zu den Diabasspessartiten und den Spessartiten überleiten, mit denen die Mikroabbrodiorite grosse Verwandtschaft zeigen. Andeutung porphyrischer Ausbildung tut sich in der Tendenz der Hornblende kund, in grösseren, idiomorphen Körnern aufzutreten.

Die Farbzahl schwankt zwischen  $30$  und  $60$ . Dominierender heller Hauptgemengteil ist Plagioklas. Hervorstechendes Merkmal ist, wie bei den Quarzdioriten, die überaus stark entwickelte Zonarstruktur, die bei den Gabbrodioriten zu noch extremeren Werten im Anorthitgehalt von Kern und Hülle führt als bei den Quarzdioriten, wie folgende Messergebnisse bezeugen:

Anorthitgehalt in %

Kern	92	90	82	80	80	72	65
Hülle	15	15	60	30	25	20	10

Die Körner sind oft glasklar; es können auch einzelne Zonen und besonders der Kern durch ein feinschuppiges, glimmerartiges Mineral ersetzt oder von Splintern einer farblosen Hornblende durchsetzt sein. Mit der Frische des Plagioklases kontrastiert die manchmal weit vorgeschrittene Saussuritisierung.

Kalifeldspat wurde in geringer Menge nur einmal beobachtet, während Quarz in Zwickeln und Nestchen recht häufig auftritt.

Die olivbraune bis olivgrüne, seltener rötlichbraune, oft in verschiedenen Farbtönen gefleckte und manchmal erzbestäubte Hornblende ist meistens von einem blass bläulichgrünen oder farblosen Saum umrandet und von lichtfarbiger, schilfiger Hornblende begleitet. Biotit ist ein seltener und nur in geringer Menge auftretender Bestandteil. Häufiger tritt Chlorit auf, als hellgrüner oder farbloser, sehr schwach doppelbrechender Pennin in feinschuppigen Aggregaten oder in grösseren, farblosen und stärker doppelbrechenden Täfelchen mit den optischen Eigenschaften des Klinochlors. Ein geringer Klinoisitgehalt ist an starke Saussuritisierung des Plagioklases gebunden, während Titanit besonders in Chlorit führenden Typen auftritt. Nur in wenigen Fällen ist, als letzte Bildung, Calcit in geringer Menge feststellbar.

Kontaktwirkungen, wie sie für den Mikroquarzdioritstock des Monte Rocchetta so bezeichnend sind, fehlen den Mikrogabbrodioritgängen des Tamarogebietes vollständig. Abgesehen von kleinerkörnigen Gangrändern und gelegentlichen zerscherten Salbändern haben sich Gang- und Nebengestein in keiner Weise beeinflusst.

### Diabasspessartite

Die Vorkommen sind auf den Gangschwarm am N-Hang des Cenerirückens zwischen Cadenazzo und Quartino und auf das Gangsystem beschränkt, das vom Vedeggio bei Isonne den Hang gegen NW zum Matrogipfel hinaufzieht. Die Diabasspessartitgänge sind demnach räumlich eng mit den Mikrogabbrodioritvorkommen verbunden, deren östliche Fortsetzung sie darstellen und mit denen sie im Mineralbestand weitgehend übereinstimmen. Der einzige wesentliche Unterschied besteht in der Struktur. Sie ist bei den feinkörnigen, schwarz-weiss gesprenkelten Diabasspessartiten oft schon im Handstück, besonders jedoch im Schliff, als diabasisch-divergentstrahlige bis ophitische zu erkennen.

Die beiden Hauptgemengteile Plagioklas und Hornblende sind zu ungefähr gleichen Teilen vertreten, die Farbzahl schwankt zwischen 40 und 60.

Der Plagioklas ist wiederum auffällig stark zonar, doch sind die Unterschiede im Anorthitgehalt von Kern und Hülle nicht so bedeutend wie in den schon erwähnten Beispielen, wie aus folgenden Bestimmungen hervorgeht:

Anorthitgehalt in %

Kern	95	90	90	90	83	75	75	70	68	60
Hülle	65	70	35	4	60	65	65	65	55	25

Nur selten sind einzelne Zonen oder auch ganze Körner durch Sericit getrübt und der Kern durch semiopaken Saussurit ersetzt. Noch seltener umschliesst der Feldspat Büschel einer fast farblosen Hornblende, oder er ist mit Nadeln und Körnchen derselben gefüllt. Quarz ist ein häufiger, aber nur in wenigen Zwickeln auftretender Bestandteil.

Die meistens olivgrüne, selten dunkelolivbraune oder in diesen Farbtönen gefleckte Hornblende ist stark erzbestäubt. Vereinzelte Körner sind von einem schmalen Saum einer bläulichgrünen Hornblende umgeben oder es sind olivbraune Kerne von hellgrüner, schilfiger Hornblende umrandet.

Pyroxen ist ein seltener Bestandteil. Nur bei einem Gang wurde in einer Probe aus der Gangmitte Augit, von farblosem Uralit umwachsen, festgestellt. In den randlichen Partien des Ganges tritt eine schmutzig-olivfarbene Hornblende und untergeordnet Biotit an Stelle des Pyroxens. Nestchen und Zwickel eines fein-



schuppigen, hellgrünen Pennins und hellgrün-hellgelb pleochroitische Blättchen von Klinochlor sind in vielen Schliffen anzutreffen.

## Spessartite

Von den verschiedenen Ganggesteinsarten des Sottoceneri haben die Spessartite die grösste Verbreitung. Sie fehlen nur dem Gangschwarm am SE-Rand der Ceneri-Zone und sind auch unter den Gangvorkommen der Val Colla-Zone im Gebiet um Lugano nicht vertreten.

Das dunkelgrüne bis schwarze, auch dunkelgrüngraue, seltener bräunlichgraue oder braun- und grün-grau melierte, feinkörnige bis dichte, undeutlich gesprenkelte Gestein ist meistens massig und hat einen splittigen Bruch. Nur selten beobachtet man plattige Absonderung. Porphyrische Struktur nimmt man von blossen Auge selten wahr, da sich die 1–2 mm grossen Einsprenglinge nur undeutlich von der Grundmasse abheben. Hingegen können die in vereinzelt Gängen auftretenden, nesterweise oft recht dicht gedrängten, weissen, 1–3 mm grossen Calcitmändelchen nicht übersehen werden. Nur ganz ausnahmsweise wurden miarolithische Hohlräume und ebenso selten bis erbsengrosse Variolen beobachtet.

Hornblendespessartite herrschen bei weitem über Augitspessartite vor. Die beiden Hauptgemengteile Plagioklas und Hornblende resp. Augit sind als divergentstrahlig angeordnete Leisten ausgebildet. Je nach Korngrösse und Kristallinität können verschiedene Strukturformen unterschieden werden. Von den diabasisch-divergentstrahligen der verhältnismässig grobkörnigen Typen führen allmähliche Übergänge zur pilotaxitischen und intersertalen Struktur bei Abnahme der Korngrösse und schliesslich zu hyalopilitischer Ausbildung bei den aphanitischen Salbändern und Apophysen. Diese mikrokristalline, odinitische Facies der Gangränder ist besonders häufig bei den Spessartiten anzutreffen.

Plagioklas herrscht meistens über die dunkeln Gemengteile vor. Je nach der Korngrösse des Gesteins tritt er in breiten Leisten, in schlanken Prismen oder in Nadeln auf. Seltener bilden schlecht individualisierte und undeutlich abgegrenzte Körner eine schwammige, mehr oder weniger sericitdurchwirkte Grundmasse, in der die Hornblendenadeln eingebettet sind. Leisten und Nadeln sind oft glasklar und stark zonar. Noch deutlicher tritt die Zonarstruktur bei den wenig zahlreichen Einsprenglingen in Erscheinung. Der Unterschied im Anorthitgehalt von Kern und Hülle ist nicht so bedeutend wie bei den Diabasspessartiten und Gabbrodioriten.

	Anorthitgehalt in %									
Kern	100	88	80	80	75	70	70	70	60	
Hülle	65	67	25	24	60	60	27	25	15	

Das Ergebnis der Bestimmungen des Anorthitgehaltes an nur schwach oder gar nicht zonierten Körnern ist in Fig. 9 (S. 36) graphisch dargestellt. Es ist daraus ersichtlich, dass die Plagioklase der Spessartite recht verschiedene Zusammensetzung aufweisen. Nur vereinzelte Körner ergaben einen Anorthitgehalt zwischen 0 und 25 %; etwas häufiger treten solche zwischen 30 und 40 % auf, während zwischen 40 und 60 % eine nur durch ein Korn besetzte Lücke besteht. Von 60 bis 70 % steigt die Frequenz wieder an, erreicht zwischen 70 und 80 % ein deutlich sich abzeichnendes Maximum und klingt gegen den Anorthit zu wieder ab. Der Anorthitreichtum der Spessartitplagioklase liegt beträchtlich über dem für diese Gesteinsart geltenden Mittelwert, wie aus dieser Darstellung hervorgeht. Wo mehrere Körner in einem Schliff vermessen werden konnten, wurde oft eine bemerkenswerte Konstanz im Anorthitgehalt festgestellt.

Erwähnt sei, dass die ermittelten Pole der Spessartitplagioklase oft abseits der Migrationskurven liegen.

Geringe Mengen von Quarz, in Zwickeln und kleinen Linsen, sind für die Spessartite des Gangschwarms am Cenerinordhang charakteristisch. Die Körner zeigen durchwegs eine eigentümliche, sehr stark rollende Auslöschung.

Die Hornblende ist in schlanken Prismen und Nadeln von olivgrüner bis olivbrauner Farbe vertreten. Nur selten gesellen sich dazu vereinzelte dunkelbraune Einsprenglinge. Erzbestäubung macht sich namentlich bei der olivgrünen Hornblende der Quarz führenden Spessartite bemerkbar. In ihnen treten auch oft

Nestchen einer hellgrünen bis farblosen, schilfigen Hornblende auf, und nur selten fehlt ein dunkelbrauner Biotit, der in einigen Fällen mengenmässig nur wenig hinter der Hornblende zurückbleibt.

In wenigen Gängen wird die Hornblende von einem Pyroxen begleitet oder durch diesen ersetzt. Aus der bräunlichvioletten Farbe und der kräftigen Achsendispersion zu schliessen, handelt es sich um einen titanreichen Augit. Zonarstruktur und beginnende Uralitisierung sind Ausnahmeerscheinungen. Farbloser Augit, grünlicher Diopsid und Pigeonit mit kleinem Achsenwinkel wurden nur je einmal festgestellt.

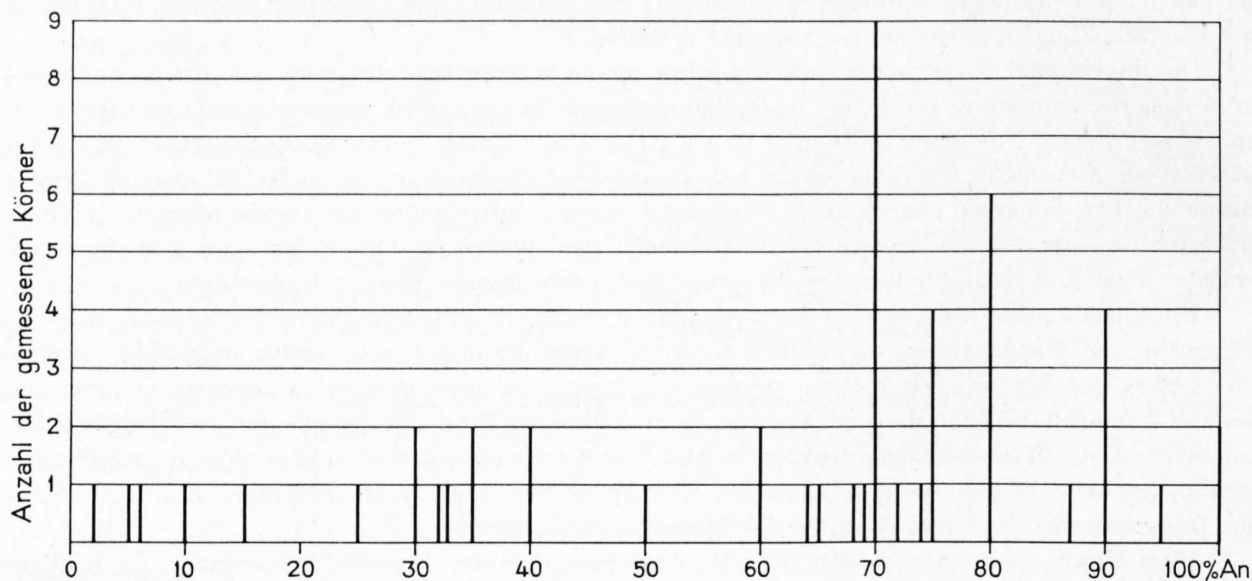


Fig. 9. An-Gehalt der Plagioklase der Spessartite

Ein sehr häufig auftretender Bestandteil, besonders der odinitischen Salbänder und Apophysen, ist der Olivin. Obschon davon nicht die Spur eines Reliktes aufgefunden wurde, lässt sich aus den charakteristischen Konturen und den Umwandlungsprodukten schliessen, dass er im Frühstadium ausgeschieden wurde, aber den später einsetzenden metasomatischen Prozessen zum Opfer gefallen ist. Als Umwandlungsprodukte treten Chlorit, Serpentin, Bowlingit, Bastit und Strahlsteinfalz auf, meistens von Calcit begleitet oder auch vollständig durch ihn verdrängt. Das reichliche Auftreten von Chlorit und Karbonat in Nestern und Mäandeln oder als Zwischenklemmungsmasse ist überhaupt bezeichnend für die Olivin-spessartite des Malcantone. Die Chlorit-Karbonatmetasomatose kann den primären Mineralbestand soweit verdrängen, dass die ursprüngliche Natur des Gesteins nicht mehr erkennbar ist. Recht verbreitet ist Klinozoisit-Epidot in Zwickeln und miarolithischen Hohlräumen, während Klinochlorblättchen auf die Quarz führenden Spessartite beschränkt sind. Erzkörnchen sind stets, oft in grosser Zahl vorhanden, weniger verbreitet ist Titanit.

### Kersantite

Von den zahlreichen Gängen gehören nur ein paar wenige dieser Gesteinskategorie an. Kersantite sind im Gangschwarm am N-Fuss des Cenerihanges spärlich vertreten. Zwei weitere Vorkommen finden sich im Gangsystem des südlichen Malcantone.

Das grauschwarze, mikrolithische bis dichte Gestein tritt in schmalen, nur wenige Dezimeter mächtigen Gängen auf, oder als mehr oder weniger verschiefertes Salband von Spessartitgängen. Entsprechend dem feinen Korn zeigen die Kersantite häufiger Intersertalgefüge und pilotaxitisches Gewebe als diabasisch-divergentstrahlige Struktur. Fluidaltextur beobachtet man besonders in den als Salbänder von Spessartiten auftretenden Kersantiten.

Der Plagioklas tritt in Nadeln und Leisten, seltener in bis 2 mm grossen Einsprenglingen auf. Die Nadeln sind sehr frisch und stark zonar, die grösseren Körner meistens calcit- und chloritbestäubt. Die wenigen Messungen ergaben einen Anorthitgehalt von 70 bis 80%.

Quarz findet sich oft in Interstizien, nur ausnahmsweise als korrodierter Einsprengling.

Der mengenmässig hinter dem Plagioklas zurücktretende Biotit ist stark pleochroitisch (Z = braunschwarz, X = hellgelb). Zum Teil ist er, unter Abscheidung von Erzstaub, in Chlorit umgewandelt. Er wird oft von einer hell- bis schmutziggrünen, erzbestäubten, seltener von brauner Hornblende begleitet.

Während einsprenglingsartig hervortretende, bis 2 mm grosse Klinochlortäfelchen in den Quarz führenden Kersantiten oft reichlich auftreten, gehören Epidot und zonarer Klinozoisit zu den seltenen Übergemengteilen. Calcit tritt in 1 bis 2 mm grossen, oft von feinschuppigem Chlorit umrahmten Mändelchen und, seltener, pseudomorph nach Olivineinsprenglingen auf. Erzkörnchen sind oft in grosser Zahl vorhanden.

### **Metamorphe Spessartite und Kersantite**

Die wenigen Vorkommen — je zwei Gänge — sind auf das Val di Caneggio (oberes Val d'Isonne) beschränkt. Äusserlich unterscheiden sie sich kaum von den nicht metamorphen Gängen. Erst im Schliff gewahrt man, dass sowohl das Gefüge als auch der Mineralbestand eine Änderung durch teilweise Umkristallisation erfahren haben. Die diabasisch-divergentstrahlige Struktur beim Spessartit und die feinkörnigere, intersertale des Kersantites sind nur noch reliktmässig erhalten, im übrigen durch eine dünnflaserige Anordnung der Mineralkomponenten ersetzt.

Der Plagioklas hat seine ursprüngliche Natur weitgehend bewahrt. Die Nadeln und schlanken Prismen sind sehr frisch und stark zonar (Anorthitgehalt 30–75%), die gröberen Leisten und seltenen Einsprenglinge sind mehr oder weniger sericitisiert. Der Quarz dürfte, wo er reichlicher auftritt, sekundären Ursprungs sein. Die Hornblende ist schmutzig-grün; gelegentlich ist ein olivbrauner Kern erhalten. Der Biotit des Kersantites ist nur schwach pleochroitisch. Als sekundäre Bildungen treten reichlich Klinozoisit, Titanit und Chlorit auf, während Muskowit und Karbonat spärlicher vertreten sind.

### **Camptospessartite**

Struktur und Zusammensetzung der Camptospessartite stimmen weitgehend mit den Spessartiten überein. Die Trennung erfolgte auf Grund der dunkeln Gemengteile, die bei den Camptospessartiten einen noch ausgesprochenen Titanreichtum aufweisen dürften als bei den Spessartiten. Die Vorkommen beschränken sich auf zwei Gänge im Malcantoneschwarm. Da die zahlreichen Spessartite des Malcantone ebenfalls Titanaugite und -hornblenden führen, ist es weitgehend dem subjektiven Empfinden anheimgestellt, wo man die Grenze zwischen beiden durchziehen soll.

Die Plagioklasnadeln und -leisten sind sehr frisch und stark zonar. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 60 und 80%. In den odinitischen Salbändern bilden die feinen Plagioklasnadelchen radialstrahlige, arboreszierende Aggregate. Wo der Feldspat weniger gut individualisiert in verzahnten Körnern auftritt, ist er stark verglimmert und oft karbonatisiert.

Der farbige Gemengteil ist bei einem der Gänge ein violettbrauner Titanaugit, in den beiden andern eine dunkelolivbraune Titanhornblende, die von farblosem Augit begleitet wird. Stark pleochroitischer Biotit ist nur in wenigen winzigen Schuppen vorhanden, während Erz- und Titanitkörner reichlich vertreten sind. Talk und Pennin mit lavendelblauen und purpurnen Interferenzfarben treten pseudomorph nach Olivineinsprenglingen auf. Calcit, in Wucherungen und Mändelchen, ist verbreitet, nur sporadisch wird Epidot in Nestern angetroffen.

### **Quarzdioritporphyr**

Dieser Gesteinstypus ist auf ein isoliertes Vorkommen bei Mezzovico im Vedeggiotal und auf ein paar Gänge im südlichen Malcantone beschränkt, wo ihr Auftreten offensichtlich mit dem Mikroquarzdioritstock des Monte Rocchetta zusammenhängt.



Von der grauen oder grüngrauen, seltener gelblich- oder rötlichgrauen, aphanitischen bis feinkörnigen Grundmasse heben sich die weissen bis rötlichweissen, 1–2 mm grossen Feldspateinsprenglinge deutlich ab. Dunkelgraue Quarzeinsprenglinge und Täfelchen von  $\pm$  zersetztem Biotit sind spärlicher vorhanden. Das Verhältnis Einsprenglinge zu Grundmasse schwankt in weiten Grenzen, und von den sehr einsprenglingsreichen klein- bis mittelkörnigen mikroquarzdioritähnlichen Typen lassen sich Übergänge zu einsprenglingsarmen, feinkörnigen bis aphanitischen Vertretern feststellen.

An der Zusammensetzung der feinkörnigen, mikrogranitischen oder felsitischen Grundmasse nehmen Plagioklas, Quarz und, meistens untergeordnet, Biotit teil. Nur selten treten einige Augit- und Orthaugitkörner dazu. Dieselben Mineralbestandteile treten auch als Einsprenglinge auf. Die Quarzkörner sind meistens korrodiert, der Plagioklas oft stark zonar. Seine Zusammensetzung schwankt in weiten Grenzen. Im Gang von Mezzovico beträgt der Anorthitgehalt nur 0–3 %, und die Einsprenglinge sind von Augit-Hornblende- und Klinoisitkörnern durchsiebt. Häufiger wurden Anorthitgehalte zwischen 35 und 60 % festgestellt. Noch basischer ist der stark zonare Plagioklas der einsprenglingsreichen, Mikroquarzdiorit ähnlichen Typen. An zonierten Körnern wurden für die Kerne 90 % An, für die Hüllen 60 und 65 % An bestimmt. Wo nur eine vereinzelte, breitere Zone der Messung zugänglich war, ergaben sich Werte von 80 und 90 % An. Die Bemerkung, dass der Anorthitgehalt der Mikroquarzdiorit-Plagioklase wesentlich über dem normalerweise bei diesen Gesteinen festgestellten liege, gilt demnach auch für die Mehrzahl der Quarzdioritporphyrite.

Vorherrschender dunkler Gemengteil ist ein kräftig pleochroitischer Biotit (X = hellgelb, Z = schwarzbraun). Neben ihm tritt Pyroxen stark zurück. Nur in 3 von über 20 Schläffen ist Augit sowohl in der Grundmasse als auch als Einsprengling vorhanden, und nur in einem einzigen Schliff wurde neben Augit auch Orthaugit festgestellt. Der Pyroxen ist teilweise in Uralit oder in einen Pilitilz umgewandelt. Andere Mafite wurden keine beobachtet, hingegen kann in einem Schliff aus den Umrissen von Chloritpseudomorphosen geschlossen werden, dass Hornblende ursprünglich vorhanden gewesen sein muss.

Die Quarzdioritporphyrite zeigen, wie die Mikroquarzdiorite, mit denen sie räumlich verbunden sind, die Auswirkungen pneumatolytisch-hydrothormaler Prozesse. Sie äussern sich seltener in der Bildung charakteristischer Übergemengteile, wie Turmalin, der im Schliff durch seine intensive blaue, grüne und braune Färbung auffällt, als vielmehr durch die sehr verbreiteten metasomatischen Umbildungen, die besonders in einer Verglimmerung und Karbonatisierung der Feldspatkomponente bestehen. Der Plagioklas der Grundmasse sowohl als auch die Einsprenglinge sind ihr weitgehend zum Opfer gefallen. Von den Einsprenglingen sind oft nur noch ein paar glasklare Inseln oder ein ganz schmaler, stark zonarer Saum übriggeblieben, der Rest ist durch ein Glimmergitter mit Karbonatknötchen ersetzt. Es hat den Anschein, als ob der Plagioklas gegenüber der Glimmer-Karbonatmetasomatose sich um so widerstandsfähiger erwies, je ausgeprägter der Zonabau entwickelt war.

Der Biotit ist diesem Prozess auf seine Art erlegen. Die Alkalien und Erdalkalien wurden ausgelaugt, es blieb ein opakes Erzskelett zurück, und zwischen die Spalttrisse haben sich oft Calcitlamellen eingenistet.

### **Porphyrite und Quarzporphyrite**

Dieser Gesteinstypus ist im Gangschwarm des mittleren und des S Malcantone vertreten. Porphyrische Struktur ist schon im Handstück auffällig. Die weissen, 2 bis 8 mm grossen Feldspateinsprenglinge und die weniger zahlreichen grauen, dipyramidalen Quarzkörner heben sich von der grünlichgrauen Grundmasse deutlich ab. Farbige Gemengteile sind von blossem Auge keine wahrnehmbar, hingegen können oft Calcitmändelchen beobachtet werden.

Die schon im vorigen Kapitel erwähnte Verglimmerung und Karbonatisierung der Feldspatkomponente und die Chloritisierung, respektive Ausbleichung des Biotites oder sein Ersatz durch ein Erzskelett, treten bei den Porphyriten und Quarzporphyriten in noch stärkerem Masse in Erscheinung als bei den Quarzdioritporphyriten. Die metasomatischen Um- und Neubildungen haben den ursprünglichen Mineralbestand weitgehend ersetzt. Der Umstand erschwert oder verunmöglicht eine zuverlässige Diagnose des Gesteinscharakters. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass in dieser Ganggruppe Gesteine von recht heterogenem Charakter zusammengefasst sind.

Vorherrschender Gemengteil ist Plagioklas, der in zwei Generationen auftritt: in der Grundmasse und als Einsprengling. Der Plagioklas der Grundmasse ist in der Form von gedrunenen Prismen, von schlanken Leisten, von Nadeln oder von schlecht individualisierten Körnern ausgebildet. Nur ganz vereinzelt wurden eisblumenartige, arboreszierende Plagioklasskelette beobachtet.

Die Struktur der Grundmasse wird durch die Grösse und Gestalt des Plagioklases bedingt. Bei leistenförmiger Ausbildung ist sie diabasisch-divergentstrahlig. Bei abnehmender Korngrösse geht sie in die pilotaxitische über und schliesslich in ein feinfilziges Gewebe winziger Plagioklasnadelchen. Fliessgefüge ist stellenweise angedeutet. Porphyrite mit ausgeprägter trachytischer Fluidaltexur wurden zu einer besonderen Gruppe vereinigt, die Gegenstand des nächsten Kapitels bildet. Schlecht individualisierter Feldspat bedingt körnige, undeutlich mikrogranitische Struktur, die um so verwischer erscheint, je stärker Vergrümmung und Karbonatisierung sich bemerkbar machen.

Die starke Trübung des Plagioklases der Grundmasse durch Sericit- und Karbonatstaub verunmöglicht eine Bestimmung seiner Zusammensetzung. Auch die Einsprenglinge sind meistens durch Sericitgitter mit Karbonatwucherungen oder durch ein glimmerähnliches Mineral mit moirierter Auslöschung ersetzt, die das Zustandekommen deutlicher Konoskopbilder verhindern. Es muss offengelassen werden, ob es sich dabei um einen Glimmer oder um einen mejonitreichen Skapolith handelt. An inselartig ausgesparten, frischen Plagioklasresten konnte der Anorthitgehalt ermittelt werden. Wo in einem Schliff mehrere Körner bestimmt werden konnten, ergaben sich nur geringe Schwankungen im Anorthitgehalt, wie aus folgenden Daten hervorgeht: An 0–6 %; 5–11 %; 20–30 %; 30–40 %. Zonarstruktur wurde nicht beobachtet.

Kalifeldspat konnte nur einmal festgestellt werden in der Grundmasse neben Plagioklas und als vereinzelter Einsprengling, von einer Oligoklasschale umwachsen.

Quarz, wo vorhanden, tritt in der Grundmasse und als mehr oder weniger stark korrodierte Einsprenglinge auf, die, wie schon BEARTH (1932) feststellte, von einer hellen, kryptokristallinen Corona umgeben sind, die um so ausgeprägter ist, je stärker die Körner korrodiert sind. Als sekundärer Bestandteil findet er sich in Nestern und als Begleiter des Kalkspates in Mandeln.

Die Porphyritgänge sind durchwegs sehr arm an dunkeln Gemengteilen; oft fehlen sie ganz. Am häufigsten ist Biotit anzutreffen. Meistens ist er ausgebleicht, chloritisiert oder durch ein Erzskelett ersetzt. Er kann sowohl in der Grundmasse wie als Einsprengling auftreten.

Hornblende ist weniger verbreitet. Sie kommt als Bestandteil der Grundmasse in hellgrünen Splitterchen oder als winzige braune Prismen vor. In einem Schliff wurden Einsprenglinge einer blassbraunen, kaum pleochroitischen Hornblende mit einem Achsenwinkel um 90° und seltenen Zwillingslamellen festgestellt. In einem anderen waren, nach den Umrissen zu schliessen, ebenfalls Hornblendeeinsprenglinge vorhanden, die jedoch durch ein faseriges Mineral mittlerer Doppelbrechung und stark unternormalen Interferenzfarben ersetzt sind, das zu winzigen + Sphärolithen gruppiert ist. Die gleichen Sphärolithe treten ausserdem in Mädelchen auf.

Vertreter der Pyroxenfamilie wurden nicht beobachtet, wohl aber Chloritpseudomorphosen, deren achteckige Umrisse auf das ursprüngliche Vorhandensein von Augit schliessen lassen.

Nicht näher bestimmbare chloritische Substanz in Nestern und Zwickeln oder die Grundmasse durchtränkend fehlt kaum in einem Schliff, ebensowenig wie Erz in Form von Körnchen oder Stäbchen, die oft sehr zahlreich vorhanden sind.

### Trachytische Porphyrite

Das Verbreitungsgebiet dieser Ganggruppe fällt weitgehend mit dem der Porphyrite und Quarzporphyrite zusammen. Ausser im S Malcantone findet sich nur noch ein isoliertes Vorkommen in der nördlichen Ceneri-Zone, am Eingang des Val d'Isonne, unmittelbar E von Bironico. In ihrem Aussehen stimmen die beiden Gesteinsarten weitgehend überein, mit dem Unterschied, dass bei den trachytischen Porphyriten die porphyrische Struktur weniger auffällig ist, da die Einsprenglinge höchstens 1–2 mm erreichen. Um so deutlicher heben sich die oft vorhandenen weissen Calcitmädelchen vom grünlichgrauen, dichten Gestein ab. Unterscheidungsmerkmal von den Porphyriten schlechtweg ist das ausgesprochene Fliessgefüge der Plagioklasnadeln der Grundmasse. Die Bezeichnung trachytisch bezieht sich auf diese Fluidaltexur.

Vorherrschend und zugleich einziger primär magmatischer Bestandteil ist Plagioklas. Alle übrigen Gesteinskomponenten sind postmagmatisch, während der metasomatisch-hydrothermalen Phase entstanden. Der Umwandlung in chlorit- und bowlingitartige Produkte und der teilweisen Karbonatisierung sind namentlich die spärlichen farbigen Gemengteile vollständig erlegen. Verglimmerung und Karbonatisierung hat besonders der Feldspatkomponente mehr oder weniger stark zugesetzt. Dass über die systematische Stellung so hochgradig umgewandelter Gesteine grosse Unsicherheit herrscht, braucht kaum hervorgehoben zu werden. Sie findet, wie übrigens schon bei der vorhergehenden Ganggruppe, in der vagen Bezeichnung Porphyrit ihren Ausdruck.

Die feinen Plagioklasnadeln der Grundmasse entziehen sich einer genaueren Bestimmung. Der Anorthitgehalt konnte nur an unversehrten, sehr oft zu glomerogranularen Knäueln vereinigten Einsprenglingen festgestellt werden, und die Bestimmungen waren auch da oft mit Schwierigkeiten verbunden.

In ein paar Schliffen variiert der Anorthitgehalt zwischen 0 und 4 %. Viel häufiger wurde ein solcher von 40 % mit nur ganz geringen Abweichungen von diesem Wert bestimmt. Sehr frische, kleine, zum Teil zonare Einsprenglinge in einer hyalopilitischen Grundmasse des Salbandes einer Apophyse ergaben für mehrere Körner 90 % An. An einem zonierten Korn wurde ebenfalls 90 % An für den Kern und 70 % für die Hülle gemessen. In allen erwähnten Beispielen stimmten das Relief und der Achsenwinkel mit den nach der Fedoroff-Methode ermittelten Werten überein.

Sehr häufig ergab die Messung einen Pol, von dem in Ermangelung einer weiteren morphologischen Bezugsrichtung nicht entschieden werden konnte, ob er auf der 010-Migrationskurve im Abschnitt zwischen 0 und 8 % oder zwischen 28 und 35 % An interpretiert werden soll. In solchen Fällen können Relief und Achsenwinkel helfen, den Entscheid zu treffen. Aber hier stellten sich wieder Schwierigkeiten ein. Wegen der starken Calcit-Chloritbestäubung und einer sehr oft vorhandenen bräunlichen, diffuswolkigen Trübung kann das Relief nicht mit Sicherheit bestimmt werden, und auch die Ermittlung des Achsenwinkels ist mit grosser Unsicherheit behaftet. Sehr oft ergaben sich Diskrepanzen zwischen den verschiedenen Werten, und es musste deshalb in vielen Fällen offengelassen werden, ob Albiklas oder ein saurer Andesin vorliegt.

Albitzwillinge herrschen bei weitem vor; recht häufig wurden auch Verwachsungen nach dem Karlsbadergesetz beobachtet, gewöhnlich in Verbindung mit schmalen Albitlamellen. Periklinzwillinge sind bedeutend seltener, und nur je einmal wurde ein Manebachzwilling und der Komplex Albit-Ala festgestellt. Ebenfalls nur sehr selten sind Spaltrisse nach 001 vorhanden.

Ein geringer Gehalt an Quarz kommt zuweilen in der Grundmasse vor, ob als primärer Bestandteil oder der postmagmatischen Phase angehörend, bleibe dahingestellt. Als Einsprengling wurde er nicht beobachtet.

Bezeichnend ist das völlige Fehlen primärer, dunkler Gemengteile. Ob welche in der Grundmasse je vorhanden waren, lässt sich nicht feststellen. Hingegen kann zuweilen aus den Umrissen von Pseudomorphosen auf das frühere Vorhandensein von Hornblende-einsprenglingen geschlossen werden. Das Material dieser Neubildungen unter Wahrung der Gestalt des Wirtes besteht aus Bowlingit oder Pennin-Schuppen und -Rosetten, gewöhnlich mit mehr oder weniger Karbonat vermischt. Solche Pseudomorphosen wurden etwa in einem Drittel der untersuchten Schliffe beobachtet. Seltener anzutreffen sind Neubildungen von Calcit und Erz nach einem nicht identifizierbaren Mafiteinsprengling.

Die Grundmasse besteht aus einem Karbonat-Chloritschwamm, in dem die Plagioklasmikrolithe und die oft zahlreich vorhandenen Erzkörnchen eingebettet sind. Feinschuppiger oder rosettenförmiger Pennin tritt auch in Zwickeln auf, das Karbonat, meistens Calcit, seltener ein ankeritisches, in Mandeln, die oft von Quarz begleitet und von Chloritrosetten umsäumt sind. In vereinzelten Fällen ist das Karbonat in fein-gezähnelten Knötchen in der Grundmasse verteilt.

Abschliessend mag noch auf die grosse Ähnlichkeit der trachytischen Porphyrite mit den Keratophyren und den Weillburgiten der Lahnmulde hingewiesen werden. Die Übereinstimmung besteht in bezug auf die Vorherrschaft des Feldspates, den beträchtlichen Chlorit- und Karbonatgehalt und das ausgezeichnete Fliessgefüge der Feldspatmikrolithe. Eine Verwandtschaft besteht indessen nicht, denn dem Alkalifeldspat der Lahngesteine steht der Plagioklas unserer Porphyrite gegenüber.



## Karbonatisierte Ganggesteine

Die Karbonatisierung, verbunden mit Verglimmerung und Chloritisierung, kann so stark überhandnehmen, dass der ursprüngliche Mineralbestand und infolgedessen der Gesteinscharakter nicht mehr mit Sicherheit ermittelt werden kann. Diese tiefgreifende metasomatische Ummineralisation, sowohl der Grundmasse als auch der Einsprenglinge, macht sich besonders bei schmalen Gängen, Apophysen und Salbändern bemerkbar. Sie ist eine charakteristische und sehr verbreitete Erscheinung im Gangschwarm des Malcantone, fehlt jedoch bezeichnenderweise den Gangvorkommen der nördlichen Ceneri-Zone.

Im dichten, seltener sehr feinkörnigen, hell- bis dunkelgrüngrauen oder schwarzen Gestein sind oft kleine Einsprenglinge und, seltener, weisse Calcitmändelchen sichtbar. Die ursprüngliche Struktur der Grundmasse ist meistens noch deutlich erkennbar, und aus den Umrissen der Einsprenglinge und der Natur ihrer Umwandlungsprodukte kann oft auf das primär vorhanden gewesene Mineral geschlossen werden. Entsprechend dem odinitischen Charakter vieler karbonatisierter Ganggesteine ist pilotaxitische Struktur am häufigsten anzutreffen. Nur selten geht sie, bei größerem Korn, in eine diabasisch-divergentstrahlige über. Viel häufiger wird sie durch hyalopilitische Ausbildung abgelöst. Nicht selten dürfte ursprünglich eine vitrophyrische Grundmasse vorgelegen haben. Weniger häufig wurde eine durch Ummineralisation stark verwischte mikrogranitische Struktur beobachtet.

Die Grundmasse besteht aus meistens vollständig verglimmerten Plagioklasnadelchen und Erzkörnchen, die in einem Karbonat-Chloritschwamm eingebettet sind. Ausser seltenen Biotitschüppchen in den mikrogranitischen Gangtypen wurden keine farbigen Gemengteile beobachtet.

Unter den Einsprenglingen herrscht Plagioklas vor. Er ist, wie der Grundmassfeldspat, verglimmert oder, seltener, skapolitisiert. Nur in einem Schliff konnte an glasklaren Körnern der Anorthitgehalt bestimmt werden; er schwankt zwischen 70 und 80%. Quarzeinsprenglinge und solche von ausgelaugtem und durch ein Erzskelett ersetzttem Biotit sind auf die wenigen mikrogranitischen Gänge beschränkt.

Von den farbigen Gemengteilen tritt am häufigsten Olivin auf, der in den hyalopilitischen bis vitrophyrischen, odinitischen Apophysen als einziger Einsprengling vorhanden ist. Obschon vollständig durch sekundäre Minerale ersetzt, unter denen Karbonat stets und oft allein anwesend ist, kann er an den charakteristischen Umrissen unschwer erkannt werden. Neben dem Karbonat tritt oft Pennin, Bowlingit und Talk auf. Als nächst häufiger Einsprengling erscheint Pyroxen, ebenfalls vollständig in Karbonat und Talk umgewandelt, während durch Chlorit und Karbonat ersetzte Hornblende seltener angetroffen wird.

Aus den angeführten Beobachtungen über Struktur und ursprünglichem Mineralbestand kann geschlossen werden, dass die karbonatisierten Gänge Quarzporphyrite, Porphyrite und am häufigsten Spessartite umfassen, unter den letztgenannten besonders gerne odinitische Apophysen und Salbänder.

## Zersetzte Ganggesteine

Im Anschluss an die karbonatisierten Ganggesteine mögen noch Gänge erwähnt werden, die mit den karbonatisierten die Sericitisierung und Chloritisierung gemein haben, jedoch keinen oder nur einen ganz geringen Karbonatgehalt aufweisen. Sie sind durch ein paar wenige, auf das Malcantone und das anschließende italienische Gebiet beschränkte Vorkommen belegt. Die Bezeichnung «zersetzt» im Sinne von «verwittert» trifft nur für die spärlichen kieshaltigen Gänge zu, die sich schon makroskopisch an ihrer braunrötlichen, durch Eisenoxydpigmentierung hervorgerufenen Verfärbung erkennen lassen. Im übrigen ist der ursprüngliche Mineralgehalt postmagmatischen, hydrothermalen Prozessen zum Opfer gefallen. In einem Gang wurde ein nicht näher bestimmbarer Zeolith beobachtet. Ein Gehalt an Prehnit und Klinozoisit in zwei weiteren Vorkommen lässt auf Reaktion mit dem Nebengestein schliessen.

## Felsophyrische Quarzporphyrite

Diese Gesteinsgruppe ist auf das südliche Malcantone und die nähere Umgebung von Lugano beschränkt. Die zahlreichen Gangvorkommen im letztgenannten Gebiet gehören alle dieser Kategorie an. Sie

unterscheidet sich von den übrigen Gängen des Sottoceneri durch die helle Farbe und bekundet schon dadurch und durch das aphanitische Aussehen ihren ausgesprochen felsitischen Charakter.

In frischem Zustand ist das Gestein weiss mit einem Stich ins Grünliche, der besonders dann auffällig ist, wenn die Probe befeuchtet wird. Ein Stich ins Rötliche verrät beginnende Verwitterung. Bei Zunahme derselben treten zahlreiche limonitische Flitterchen und okrige Haarklüfte auf, und das Gestein ist von einem Netzwerk brauner, limonitisch durchtränkter Verwitterungskrusten durchsetzt.

Die felsophyrische, seltener mikrogranitische, bei nadeliger Ausbildung des Plagioklases zuweilen schwach fluidale Grundmasse ist hochgradig sericitisiert und chloritisiert und von zahlreichen Äderchen und gezähnelten Nestchen eines pseudopleochroitischen Karbonats durchwirkt. Frische Proben brausen deshalb sehr stark beim Betupfen mit warmer HCl. Die Rostfärbung der verwitterten Gänge ist dem reichlichen Auftreten dieses ankeritischen Karbonats zuzuschreiben, das dem oxydierenden Einfluss der Atmosphärien ausgesetzt leicht zerfällt, unter Hinterlassung eines limonitischen Rückstandes.

Wo Biotitschuppen in der Grundmasse auftreten, sind sie stets gebleicht und baueritisiert.

Die kleinen, wenig zahlreichen Einsprenglinge, die dem unbewaffneten Auge verborgen bleiben, sind auch im Schliff wenig auffällig. Am häufigsten tritt Plagioklas auf, der ebenfalls mehr oder weniger sericitisiert und karbonatisiert ist und sich deshalb nur undeutlich von der ähnlich beschaffenen Grundmasse abhebt. Die Bestimmung an frischen Individuen ergab einen Gehalt von 0–4 % An. Viel seltener als Plagioklas, der zuweilen glomerogranulare Häufchen bildet, tritt Quarz als Einsprengling auf. Die korrodierten Körner sind manchmal von einer schmalen Korona umsäumt. Die nur in wenigen Schliffen beobachteten, spärlichen Einsprenglinge farbiger Gemengteile sind vollständig karbonatisiert. Nach den Umrissen zu urteilen, scheint Biotit relativ am häufigsten vorhanden gewesen zu sein. In je zwei Schliffen konnte aus den Konturen auf Hornblende, respektive Pyroxen geschlossen werden. Turmalin ist ebenfalls ein selten beobachteter Gemengteil. In einem Vorkommen tritt er in bläulichschwarzen, erbsengrossen Kugeln auf, die im Schliff als hellgelb-blauschwarz pleochroitische, quarzdurchsiebte Knoten erscheinen. In einem andern Gang ist der Turmalin von blossen Auge nicht wahrnehmbar. Erst im Schliff erkennt man feine, stark pleochroitische, zu winzigen Sonnen gruppierte Nadelchen. Dieses Vorkommen zeichnet sich ausserdem durch das Vorhandensein vollständig in Pinit umgewandelter Cordieritdrillinge aus.

## Regionale Beschreibung

In der vorangehenden petrographischen Beschreibung finden sich nur summarische Angaben über die Verbreitung der verschiedenen Ganggesteine, und die geologische Kartenskizze der Tafel IV vermittelt ebenfalls nur eine generelle Übersicht.

Zur Unterstützung und Illustration der regionalen Beschreibung wurden deshalb von den Gebieten mit grösserer Gangdichte Detailkarten entworfen. Als Unterlage dienten die Originalaufnahmen 1:10 000. Über Lage und Umriss dieser als Textfiguren wiedergegebenen Karten gibt Tafel IV Auskunft. Es ist daraus ersichtlich, dass die Gangschwärme der nördlichen Ceneri-Zone (Fig. 10 bis 16), des mittleren und südlichen Malcantone (Fig. 17 bis 21), der nördlichen Collina d'Oro SW von Lugano (Fig. 22 bis 24) und der Morcote-Halbinsel (Fig. 25 bis 27) auf diesen Karten dargestellt sind. Von den Gebieten, in denen nur vereinzelte Gänge auftreten, wurden keine Detailkarten entworfen. Es konnte um so eher davon Abstand genommen werden, als Blatt Tesserete des geologischen Atlases 1:25 000 über die meisten dieser Vorkommen genau Aufschluss gibt (die Umrisse des Blattes mit den Randkoordinaten 98–110/707.5–725 sind auf Tafel IV angegeben). In den «Erläuterungen» sind überdies die Fundorte der Gänge durch Angabe der Koordinaten festgehalten. Von den auf den Detailkärtchen dargestellten Gängen können die Koordinaten mit genügender Genauigkeit mit Hilfe des am Rand eingezeichneten Netzes abgelesen werden. Die Gesteinsart ist neben dem Gang durch Initialen bezeichnet. Wo die Mächtigkeit festgestellt werden konnte, ist sie neben dem Gang vermerkt.

## Nördliche Ceneri-Zone

Eine Häufung der Gänge ist im Gebiet zwischen Cadenazzo und Vira–Magadino feststellbar. Bei Vira biegt der Gangschwarm gegen SW ab und verliert sich jenseits der Landesgrenze. Als letzter Ausläufer wurde auf italienischem Gebiet ein vereinzelter Gang gefunden, der in einem linken Seitentälchen des Valle Molinera, E vom Lago Delio, ansteht (Koord. 703.30/104.13). Der Schliff dieses feinkörnigen, grüngrauen Gesteins zeigt ein sperriges Gefüge von vollständig verglimmerten Plagioklasleisten und zahlreichen Stäbchen und Körnchen eines opazitisierten Mafites. In Zwickeln tritt Chlorit und wenig Quarz auf. Im übrigen wurden im Paragneiskern der Schlingenfalte im Ufergebiet zwischen S. Nazzaro und Kap Pino keine Gänge festgestellt, und auch die mächtige isoklinal gegen SE bis S einfallende Hornfelsgneisplatte, die im SE an die Schlinge anschliesst, ist auffallend gangarm. BÄCHLIN (1937), der dieses Gebiet aufgenommen hat, fand darin nur zwei Gänge, am Tamaro (Koord. 710.20/106.88) und am E-Hang des Grates, der vom Tamaro gegen N zur Poncione del Macello zieht (Koord. 710.62/107.84).

Der erwähnte, 1 m mächtige Gang, der wenig unterhalb der oberen Kaserne ansteht, ist ein Hornblendemikrodiorit von undeutlich porphyrischem Aussehen. Bis 2 mm grosse, idiomorphe Prismen einer olivbraunen Hornblende liegen in einer kleinerkörnigen Grundmasse von  $\pm$  sericitisiertem, xenomorphen Plagioklas, untergeordnetem Kalifeldspat und Klinozoisit. Ein hellgrüner, sehr schwach doppelbrechender Chlorit bildet Nester; Quarz ist nur wenig, Karbonat noch spärlicher vorhanden.

Der zweite, 2 m mächtige Gang ist an einem Fusspfad 600 m N der Alphütten von Campo aufgeschlossen. Die Zusammensetzung des dunkelgrauen, schwarzgesprenkelten, mikrolithischen Gesteins stimmt mit derjenigen des vorerwähnten Ganges überein. In Anbetracht der geringen Korngrösse wurde jedoch der Gang zu den Hornblendespessartiten gestellt. Ein sehr schmaler Hornblendespessartitgang wurde im Grenzgebiet zwischen der Injektionszone und dem Hornfelsgneiskomplex unweit der Passhöhe von Corte di Neggio festgestellt. Das von Myloniten begrenzte Gängchen ist in einem Bachriss 100 m W der Spitzkurve bei Kote 1281 m der Strasse nach Indemini aufgeschlossen (Koord. 708.50/107.22). Das graue, dichte, splitterige Gestein zeigt eine für die odinitische Facies der Hornblendespessartite typische feinpilotaxitische Struktur. Olivbraune Hornblendenadeln und schlecht individualisierte Körner eines basischen Plagioklases sind von Titanit, Epidot, Erz und Calcit begleitet. Das Karbonat tritt als Infiltration auf Haarrissen und pseudomorph nach einem nicht identifizierbaren Einsprengling (Olivin ?) auf.

In der Injektionszone des SE Astes der Schlinge nehmen die Gänge an Zahl und zum Teil auch an Mächtigkeit zu. Von SW gegen NE fortschreitend sind folgende Vorkommen festgestellt worden: Im Quellgebiet des Valle Molinera (Koord. 705.30/105.25) auf italienischem Gebiet, in der Nähe der Überschiebungsfläche der Injektionsgneisse über dem Hornfelsgneiskomplex, ein schmaler Gang eines grüngrauen, mikrolithischen Gesteins, das seinem Aussehen nach zu den Spessartiten gehören dürfte, von dem jedoch kein Schliff vorliegt. Wenig weiter nördlich, am Monte Paglione (Landesgrenze, Koord. 705.67/106.35) steckt in den in Blöcke aufgelösten Orthogneissen ein 1 m mächtiger, grauer, schwarzgesprenkelter Augitspessartitgang. Die Struktur ist typisch diabasisch-körnig. Die frischen Plagioklasleisten herrschen über den hellbraunvioletten, randlich uralitisierten Augit vor. Spiessige Uralitwucherungen, Ilmenitstäbchen, Uralitfilznester mit Chlorit und Karbonat vervollständigen das mikroskopische Bild.

Weiter gegen NE fortschreitend, gelangen wir in das Verbreitungsgebiet der Mikrogabbrodioritgänge. Im Valle Cedullo, das bei S. Nazzaro in den See mündet, ist auf Kote 1100 m (Koord. 706.13/107.58) ein 3 m mächtiger Gang schlecht aufgeschlossen. Ein ähnlicher, schwer zugänglicher Gang wurde am rechtsseitigen Talhang des V. Cedullo (Koord. 706.42/108.10) gefunden. In beiden Vorkommen zeigt das mittelkörnige, weiss-dunkelgrün gesprenkelte Gestein im Schliff diabasisch-divergentstrahliges Gefüge. Der sehr stark zonare, glasklare Plagioklas ist nur selten von Sericitschüppchen und Uralitnadelchen durchsetzt oder in opaken Saussurit umgewandelt. Die olivbraun-schmutzgrün gefleckte Hornblende geht randlich oft in spiessigen, hellgrünen bis farblosen Strahlstein über. Sporadisch tritt Biotit auf, verbreiteter sind Nester eines hellgrünen Chlorits mit anomalen Interferenzfarben. Quarz ist nur in wenigen Zwickeln vorhanden. In den feinkörnigen, porphyrischen Salbändern ist der Plagioklas fast vollständig verglimmert, und in einem wirren Gewebe von Uralitfasern und -spiesen tritt auch Klinozoisit und wenig Karbonat auf.



Die beiden vorerwähnten Gänge stellen die südlichsten Vorkommen des Mikrogabbrodiorit-Gangsystemes dar, das sich vom Quellgebiet des Valle Cedullo gegen NE bis an den Fuss des Cenerirückens zwischen Magadino und Quartino verfolgen lässt. Das Gebiet ist, wie aus Tafel IV hervorgeht, auf den Detailkärtchen Fig. 10 und 11 dargestellt.

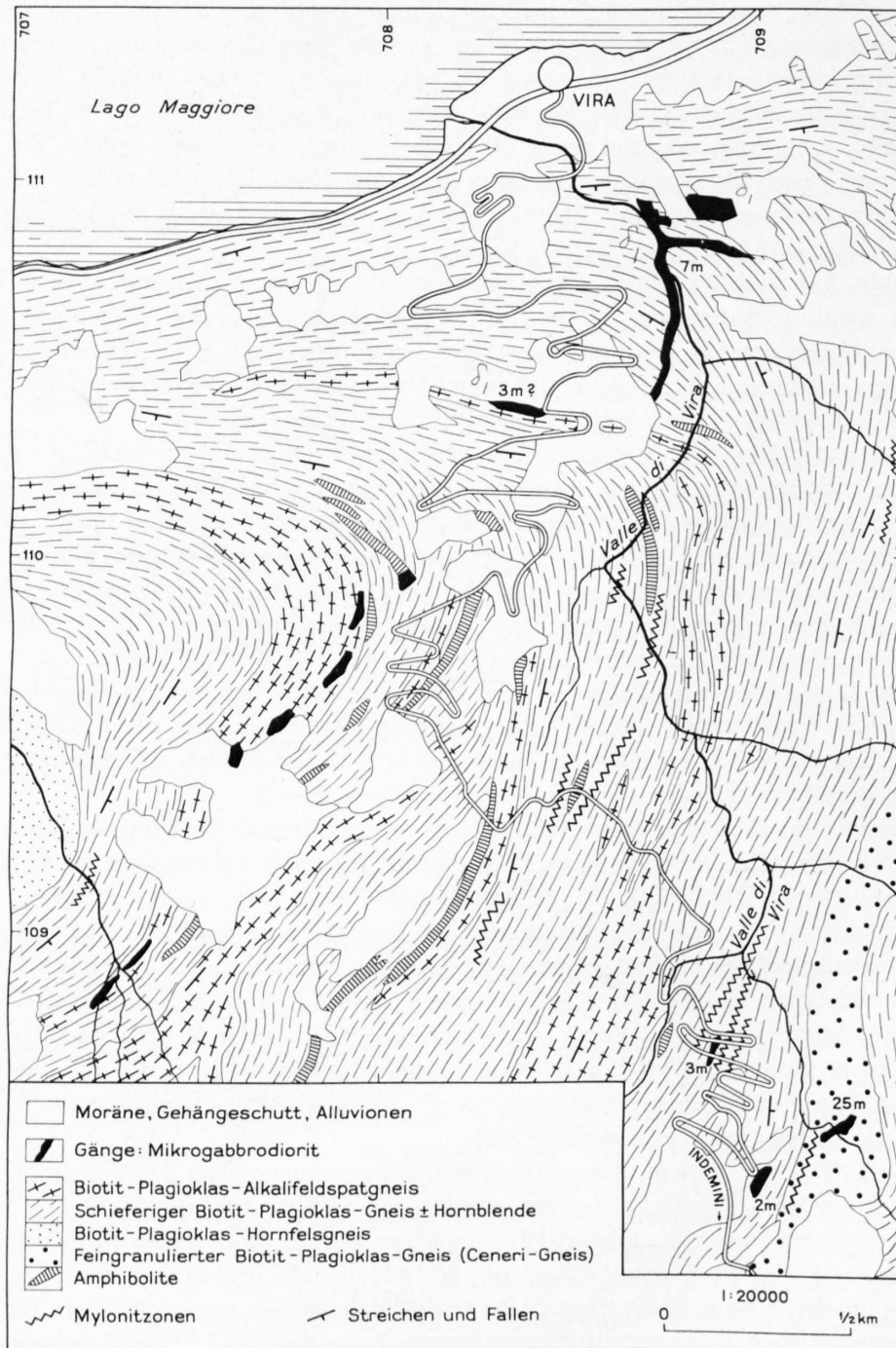


Fig. 10. Gangvorkommen im Gebiet S Vira, nach Aufnahmen von R. BÄCHLIN

Die Kartenskizze Fig. 10 zeigt einen Ausschnitt der hier sehr deutlich in Erscheinung tretenden Schlingenfalte. Ein SSW-NNE streichender Gangzug ist in die Schlingenumbiegung eingedrungen, die offenbar einer Schwächezone entspricht. Abseits von diesem Gangzug treten in der SE-Ecke des Kärtchens drei wei-

tere Gänge im ESE einfallenden Faltenschenkel auf. Sämtliche in Fig. 10 dargestellten Gänge gehören zu den Mikrogabbrodioriten, und die von den verschiedenen Vorkommen entnommenen Proben zeigen nur geringe Abweichungen voneinander und von den oben beschriebenen zwei Gängen des Valle Cedullo.

Das Mengenverhältnis der beiden Hauptgemengteile Plagioklas und Hornblende des mittel- bis feinkörnigen, schwarz-weiss gesprenkelten Gesteins schwankt zwischen 1:1 und 3:2. Der xenomorphe basische Plagioklas ist stark zonar und sehr frisch, bis auf den saussuritisierten oder mit Sericit- und Strahlsteinfilz gefüllten Kern. Die idiomorphe, in olivgrünen und braunen bis braunroten Tönen gefleckte Hornblende ist oft von einem Saum von farblosem oder bläulichgrünem Strahlstein umwachsen oder von ebensolchen Spiessen durchwirkt. Erzbestäubung ist nur selten beobachtbar; die kleineren Hornblendekörner sind dann vollständig, die grösseren Tafeln nur fleckenweise erzbestäubt.

Nicht selten ist ein geringer Gehalt an Quarz vorhanden. Sporadisch treten ferner Klinochlorblättchen und, besonders in den feinkörnigen und gelegentlich zerscherten Salbändern, Nester eines feinschuppigen, schwach doppelbrechenden Chlorites auf, die von Epidot begleitet sein können. Biotit, in wenig zahlreichen kleinen Schuppen, scheint auf den im untersten Valle di Vira anstehenden Gang beschränkt zu sein.

Die drei in der SE-Ecke des Kärtchens Fig. 10 auftretenden Gänge, von denen zwei an der Strasse Vira-Indemini, der dritte im obersten Valle di Vira anstehen, weichen insofern vom beschriebenen Typus ab, als sie eine deutliche Tendenz zu porphyrischer Ausbildung zeigen. Idiomorphe Körner einer olivbraunen Hornblende liegen in einer schlecht individualisierten Grundmasse von  $\pm$  stark saussuritisiertem Plagioklas, Quarz, Epidot-Klinozoisit, Chlorit, schilfigem Strahlstein und spärlichem Karbonat. In den beiden Gängen an der Indemini-Strasse treten auch vereinzelt, bis 10 mm grosse Hornblendeeinsprenglinge auf. Im feinkörnigen Salband des in der Viraschlucht anstehenden Ganges sind im Schliff wenig zahlreiche, in Uralitfilz umgewandelte Einsprenglinge feststellbar; nach den Umrissen zu schliessen, scheint es sich um Pseudomorphosen nach einem Pyroxen zu handeln.

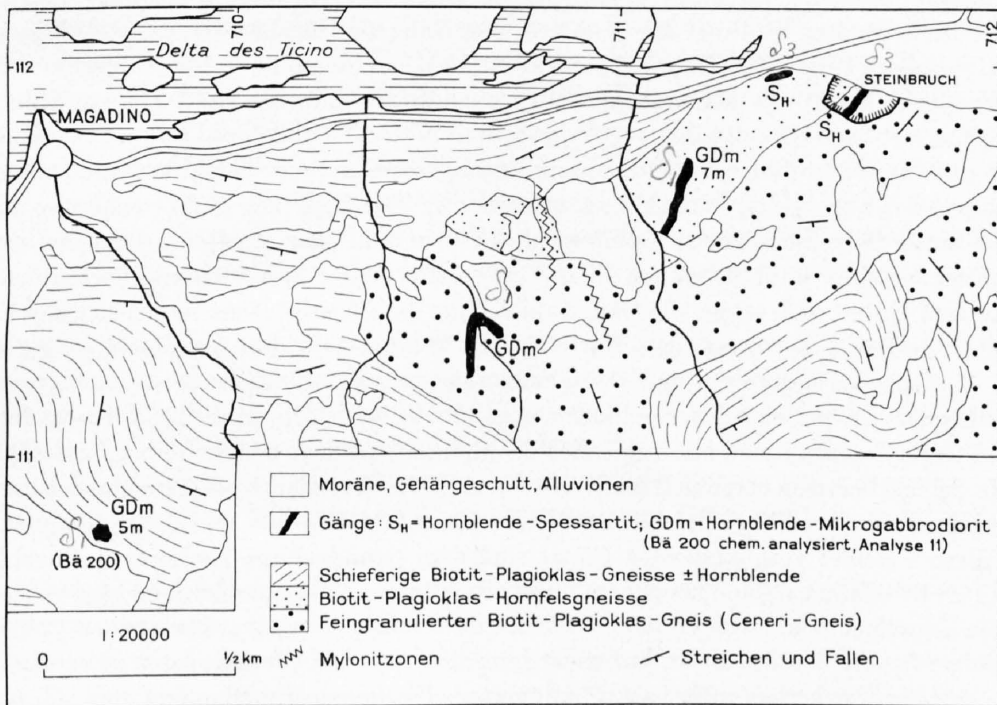


Fig. 11. Gangvorkommen im Gebiet S und E Magadino, nach Aufnahmen von R. BÄCHLIN und M. REINHARD

Das im NE an Fig. 10 anschliessende Gebiet ist auf der Kartenskizze Fig. 11 dargestellt. Es umfasst einen Abschnitt des Grundgebirges, der durch wirre Tektonik gekennzeichnet ist: zu Schlingen und Wirbeln gestaute Paraschiefer umfliessen starre, von Mylonitzonen durchsetzte Schollen von Ceneri-Gneis.

Die Mikroabbrodioritgänge finden hier ihre Fortsetzung und ihr NE-Ende. Von den drei zu diesem Gesteinstypus gehörenden Gängen tritt der westlichste, stockförmige, in schieferigen Paragneisen auf. Die sehr frische Probe Bā 200 dieses Vorkommens wurde chemisch analysiert (vgl. Analyse 11). Der mittlere Gang liegt im Ceneri-Gneis, und der dritte und letzte steckt diskordant in Hornfelsgneissen. Im Handstück und im Schliff stimmen alle drei Vorkommen mit den oben beschriebenen Mikroabbrodioriten überein.

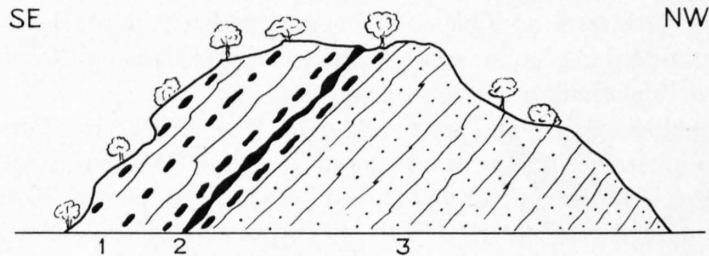


Fig. 12. Steinbruch zwischen Quartino und Ponte

- 1 einschussreicher Ceneri-Gneis
- 2 Lagerung von Hornblendespessartit
- 3 Hornfelsgneis

Von den beiden am N-Fuss des Cenerirückens auftretenden schmalen Lagergängen ist der östliche in einem aufgelassenen Steinbruch zwischen Quartino und Ponte blossgelegt (Fig. 12).

Das grünlichgraue, sehr feinkörnige Gestein ist verharnischt, und auf Klüftchen hat sich Kalkspat abgelagert. Die Verharnischung macht sich auch im Schliff bemerkbar. Schlieren von feinem Feldspat-Chloritgekröse umflossen Inseln, in denen die ursprüngliche diabasisch divergentstrahlige Struktur und der primäre Mineralgehalt noch erhalten sind und die gestatten, den Gang als Hornblendespessartit zu identifizieren. Der sehr kräftig zonare Plagioklas (Kern 88 % An, Hülle 15 %) ist bis auf die zuweilen verglimmerten Kerne sehr frisch, und dasselbe gilt von den schlanken, olivgrünen Hornblendeprismen. Nester von Klinochlor sind von Nadeln eines farblosen Strahlsteins durchspießt.

Der 200 m W vom Steinbruch am Bahnanschnitt freigelegte und nur undeutlich von den umgebenden Hornfelsgneissen sich abhebende, schmale Lagergang ist der Verschieferung und Zerschierung noch stärker verfallen. Spärliche diabasisch-divergentstrahlige Relikte und ein paar erhalten gebliebene, stark zonare Plagioklaskörner sprechen dafür, dass auch dieses Vorkommen zu den Spessartiten gehören dürfte.

Nach kurzem Unterbruch setzen die Gänge am N-Fuss des Cenerirückens zwischen Quartino und Cadenazzo erneut ein. Das Gebiet ist auf dem Kärtchen Fig. 13 dargestellt. Das Grundgebirge besteht hier aus schieferigen Biotitplagioklasgneissen und Zweiglimmergneissen mit Einlagerungen von flaserigen Biotitplagioklasorthogneissen und spärlichen schmalen Amphibolitlinsen. Die zahlreich auftretenden Mylonit-schiefer und Ultramylonitfelse sind wahrscheinlich der alpinen Orogenese zuzuschreiben. Der isoklinal gegen S einfallende Schichtkomplex setzt sich im W an einem SE-NW streichenden Bruch gegen die stark verfaltete Ceneri-Gneisscholle ab (vgl. Tafel IV und W-Rand von Fig. 13).

Die in diesem Gebiet vorkommenden Gänge sind dem Grundgebirge konkordant eingelagerte sills. Sie treten in Parallelscharen auf und können im Streichen 500 m weit, ausnahmsweise sogar, von ganz kurzen Unterbrüchen abgesehen, 1 km weit verfolgt werden. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen  $\frac{1}{2}$  und 3 m. Das Auffinden einiger flacher, 1–2 dm dicker Linsen ist den guten Aufschlussverhältnissen zu verdanken, wie sie besonders in der Rundhöckerlandschaft am alten Saumpfad zwischen Quartino und dem Monte Ceneri gegeben sind.

Grünlichgraue, dichte bis mikrolithische Gesteinstypen herrschen vor. Sie zeigen im Schliff die für Spessartite typische pilotaxitische bis intersertale Struktur. Viel seltener begegnet man, besonders in den mächtigeren Gängen, gröberkörnigen, schwarz-weiss gesprenkelten Partien mit diabasisch-divergentstrahligem Gefüge, wie es den Diabasspessartiten eigen ist. Unter diesen Gegebenheiten ist es unmöglich, auf der Karte eine Abtrennung der Diabasspessartite von den Spessartiten vorzunehmen.



Der Plagioklas ist, wie bei den Mikrogabbrodioriten, frisch und sehr stark zonar, mit Extremwerten im Anorthitgehalt zwischen Kern (95 % An) und Hülle (4 % An). Die olivgrüne Hornblende ist durchwegs stark erzbestäubt, und Erz findet sich ausserdem in zahlreichen Körnchen.

Quarz, in Zwickeln als primärer Bestandteil, ist stets vorhanden; seltener finden sich grössere Körner, die als Fremdkörper anzusprechen sind. Auffällig am Quarz ist eine eigenartige rollende Auslöschung.

Biotit, in kleinen Schuppen, ist ein stetiger Begleiter der Hornblende, die er in seltenen Fällen mengenmässig erreicht. Einen typischen, nur selten fehlenden und oft reichlich vorhandenen Bestandteil bilden die bis 2 mm grossen Klinochlorblättchen. Sie sind oft parallel gestellt und für die plattige Absonderung verantwortlich. Schieferige Ausbildung findet sich besonders in den randnahen Partien der Gänge, wo sich zu den parallel gestellten Klinochlorblättchen noch scharenweise Scherflächen einstellen. Alle Anzeichen sprechen dafür, dass die Gänge am N-Fuss des Cenerirückens eine wenn auch schwache Metamorphose durchgemacht haben.

Der viel Klinochlor und weniger Biotit führende Hornblendespessartit T 318 (Koord. 714.09/111.66) wurde chemisch analysiert (siehe Analyse Nr. 8).

Aus den Angaben über den Mineralbestand geht hervor, dass die Spessartite wegen des fast nie fehlenden und oft reichlich vorhandenen Biotits gegen die Kersantite hin tendieren.

Das Überhandnehmen des Biotits auf Kosten der Hornblende geht in der Tat bei ein paar wenigen Gängen so weit, dass sich Kersantite einstellen. Der Befund, dass sie nur in schmalen Linsen oder als Salbänder auftreten, lässt vermuten, dass ihre Entstehung auf eine Reaktion zwischen dem Schmelzfluss und dem an Biotit reichen Nebengestein zurückzuführen ist. Auf die gleiche Ursache dürfte der recht beträchtliche Quarzgehalt einiger der untersuchten Kersantitproben zurückzuführen sein. Der Plagioklas ist stark zonar, und sein Anorthitgehalt schwankt in denselben Grenzen wie beim Spessartit. Die bis 2 mm grossen Klinochlorblättchen stehen mengenmässig kaum hinter dem feinschuppigen Biotit zurück. Das Strukturbild ist ähnlich demjenigen der Spessartite, nur tritt fluidale Anordnung, Verschieferung und Zerschierung deutlicher hervor.

Kersantitgänge wurden an folgenden Stellen gefunden: Eine 2 dm dicke Linse am Saumpfad Quartino-Monte Ceneri (Koord. 712.90/111.82). Der E-W streichende, 500 m lange Spessartitgang 10 m N dieser Linse hat an seinem W-Ende kersantitische Salbänder. Dasselbe gilt für den oben erwähnten, chemisch analysierten Klinochlor und Biotit führenden Hornblendespessartit. Ein 1 m mächtiger Gang ist in einem Tobel ca. 200 m S Contone aufgeschlossen (Koord. 714.80/111.65). Die 2 dm dicke Kersantitlinse an der Ceneristrasse bei der Abzweigung des Weges nach Robasacco (Koord. 715.80/111.33) ist einem Hausbau zum Opfer gefallen. Auch die guten Aufschlüsse in den Spessartitgängen an der Ceneristrasse wenig oberhalb Cadenazzo sind heute nicht mehr vorhanden, sondern liegen unter dem Makadam der stark verbreiterten Strasse begraben.

Die Profilskizzen 14a, b und c im ungefähren Massstab 1:3000 durch den N-Fuss des Cenerihanges zeigen die starke Störung, die das Gebiet nach dem Eindringen der Gänge erfahren hat.

In der Ceneri-Zone E und S von dem in Fig. 13 dargestellten Gebiet sind nur noch vereinzelte schmale Gänge aufgefunden worden, die zudem nur auf ganz kurze Strecken aufgeschlossen sind. Eine Ausnahme bildet der Diabasspessartitgang, der sich, von mehreren längeren Unterbrüchen abgesehen, vom Vedeggio E Isona hangaufwärts bis zur Militärstrasse W vom Matro auf eine Länge von beinahe 1½ km verfolgen lässt (Fig. 15).

Wie aus der Untersuchung einer grösseren Anzahl von Schliffen hervorgeht, schwankt der Mineralbestand der von verschiedenen Stellen des Ganges entnommenen Proben nur in engen Grenzen. Der zonare Plagioklas ist recht frisch; nur der Kern ist bei grösseren Individuen manchmal stark saussuritisiert, und in randnahen Partien des Ganges ist der Feldspat oft sericitisiert. Der mittlere Anorthitgehalt dürfte für die Kerne 70–75 %, für die Hüllen 60–65 % betragen. Die olivbraune Hornblende wird  $\pm$  stark von einem hellgrünen bis farblosen, schilfigen oder wirrfaserigen Strahlstein verdrängt. Die Struktur ist meistens typisch suböphitisch-diabásisch-divergentstrahlig. Die sehr frische Probe C 14 wurde chemisch analysiert (Analyse Nr. 12). Das unterste, südlichste, im Bachbett des Vedeggio aufgeschlossene Gangstück zeigt insofern eine Besonderheit, als im Ganginnern der dunkle Gemengteil durch Augit vertreten ist, der im Salband nur noch sporadisch auftritt, im übrigen durch olivgrüne Hornblende ersetzt ist. Die Proben C<sub>8</sub> aus der Gangmitte

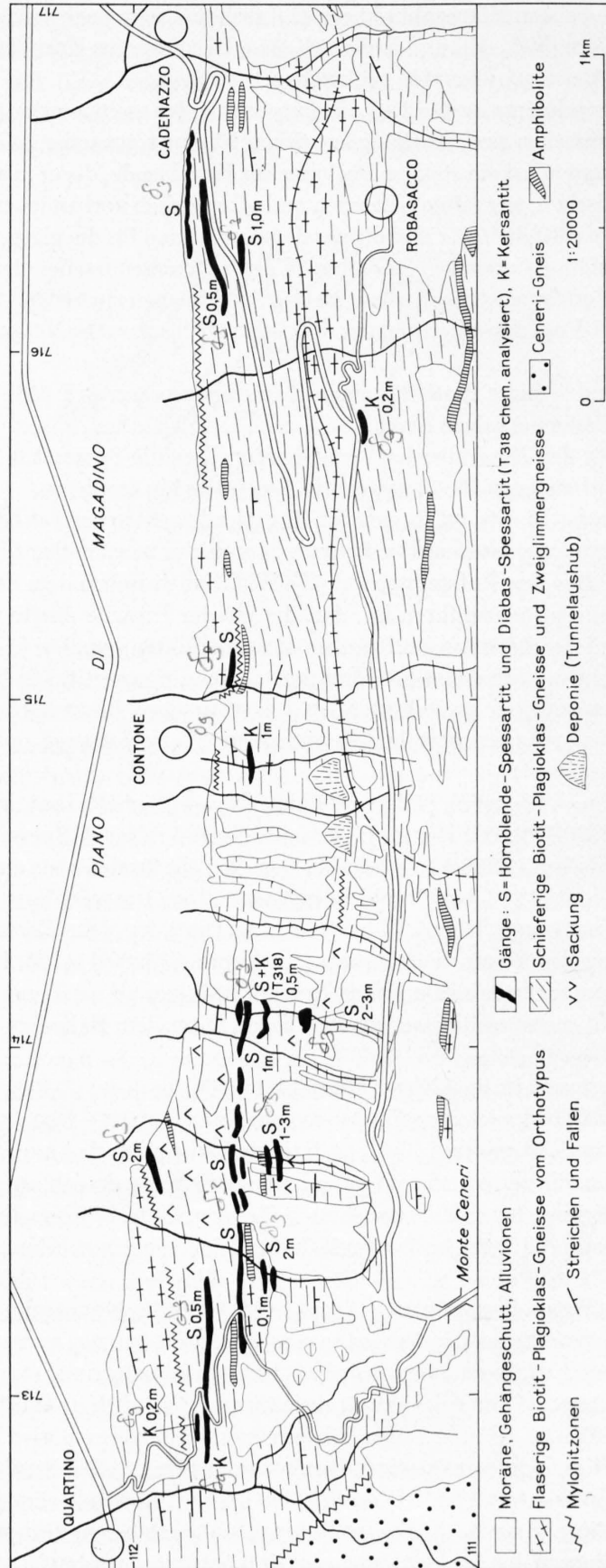


Fig. 13. Gangvorkommen zwischen Quartino und Cadenazzo, nach Aufnahmen von M. REINHARD

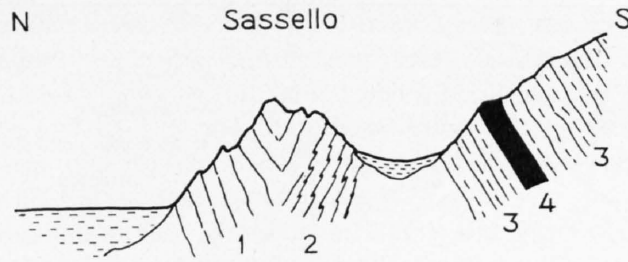


Fig. 14a. Profil 1 km E von Quartino

- 1 Orthogneis
- 2 Gneismylonit
- 3 Muskowitschiefergneis
- 4 Hornblendespessartitgang

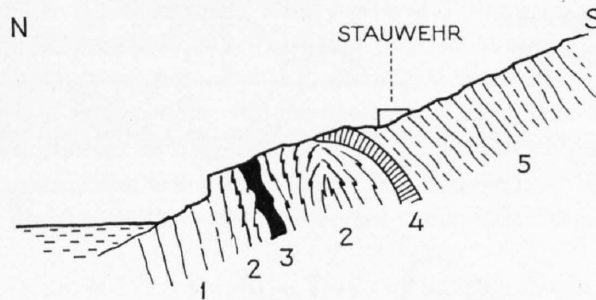


Fig. 14b. Profil bei Contone

- 1 Orthogneis
- 2 Gneismylonit
- 3 Diabasspessartitgang
- 4 Amphibolit
- 5 Muskowitschiefergneis

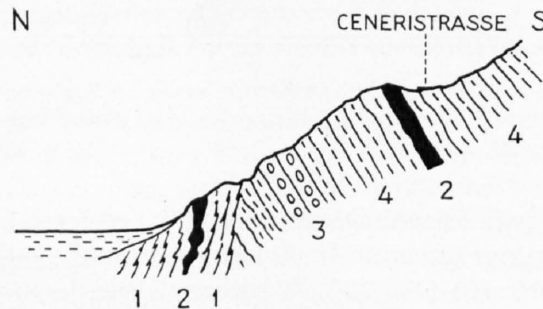


Fig. 14c. Profil 500 m W Cadenazzo

- 1 Gneismylonit bis Ultramylonit
- 2 Hornblendespessartitgang
- 3 Muskowitgneis mit bis faustgrossen Kaliefeldspatäugen
- 4 Muskowitschiefergneis

und C<sub>9</sub> vom Salband wurden chemisch analysiert (Analysen Nrn. 13 und 14). Die weitgehende Übereinstimmung aller drei Analysen ist ein weiterer Beweis für die gleichbleibende Zusammensetzung des Ganges in seiner ganzen Erstreckung.

Eine Besonderheit anderer Art zeigt das stockförmige, isolierte Gangstück 200 m SE vom Matro, insofern es stellenweise zahlreiche Einschlüsse des Nebengesteins birgt. Die letzten Spuren des N-Endes des Ganges stellen zwei Apophysen dar. Der Aufschluss ist in Fig. 16 abgebildet. Das grüngraue, dichte Gestein ist ein odinitischer Hornblendespessartit. Die Struktur ist pilotaxitisch. Die farblose Hornblende übertrifft mengenmässig den stark sericitisierten Plagioklas. Zoisit ist in ein paar Körnchen vertreten. Ähnliche odinitische



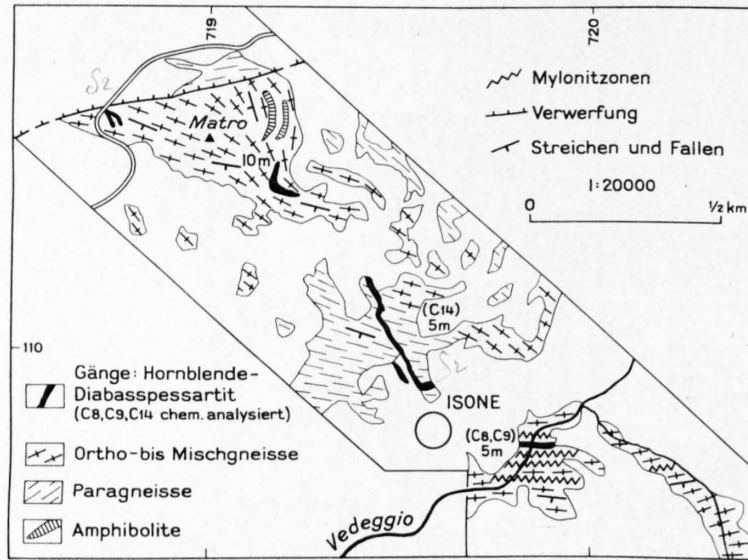


Fig. 15. Die Gangvorkommen im Gebiet Isonne-Matro, nach Aufnahmen von M. REINHARD

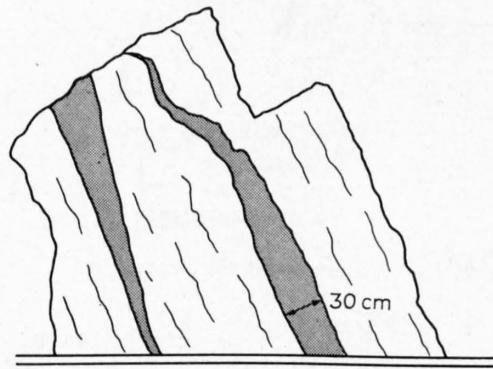


Fig. 16. Doppelapophyse von Hornblendespessartit in Orthogneis an der Kammstrasse 300 m WNW vom Matro-Gipfel  
Höhe des Aufschlusses 2 m

Apophysen begleiten übrigens auch das gut aufgeschlossene Gangstück N Isonne. Ein Schliff lässt die ursprüngliche hyalopilitische Struktur erkennen. In einer kryptokristallinen Grundmasse schwimmen stark zonare, frische Plagioklasleisten (65–95% An), Nadelchen einer hellgrünen Hornblende und bis 1/2 mm grosse, in einen Strahlsteinfilz umgewandelte Einsprenglinge, die Pseudomorphosen nach Olivin darstellen dürften. Ein Prehnitgängen quert den Schliff.

Wie aus der geologischen Übersichtskarte (Tafel IV) ersichtlich, sind in der übrigen NE Ceneri-Zone nur noch vereinzelte Gänge festgestellt worden. Eine Linse eines Epidot führenden Hornblendespessartits ist am Bahneinschnitt SE Cadenazzo blossgelegt (Koord. 717.48/111.90). Ein 1/2 m mächtiger Lagergang wurde 2 km weiter E in einem Wegeinschnitt beobachtet (Koord. 719.55/112.50). Das dunkelgrünlichgraue, feinkörnige Gestein ist ein weiteres Beispiel eines schwach metamorphen Kersantits. Zonare Plagioklaskörner (30–75% An) sind von Fläserchen eines feinschuppigen Biotits mit vereinzelten grösseren Blättchen und vermischt mit Chlorit, Muskowit und Karbonat umflossen. Ein ähnlicher Gang ist von SPICHER im oberen Val d'Isonne (Valle di Caneggio) aufgefunden worden (Koord. 721.03/110.70). 500 m weiter talaufwärts quert ein Gang das Bachbett (Koord. 721.29/111.15). Neben verzahnten Körnern von zonarem Plagioklas und olivbrauner Hornblende, die von hellgrünlichgrauer umwachsen ist, tritt reichlich Klinozoisit und Titanit und spärlicher Quarz, Chlorit und Karbonat auf. Es liegt offenbar ein Hornblendespessartit in metamorpher Facies vor.

Ebenfalls ein metamorpher Spessartit dürfte in einer konkordant den Hornfelsgneissen eingelagerten Bank vorliegen, die im Talkessel des obersten Val di Caneggio ausstreicht (Koord. 725.03/110.88). Schmutzgrüne Hornblende herrscht über Plagioklas vor, der in frischen Leisten und in wenig zahlreichen grösseren, stark sericitisierten Körnern auftritt. Erz- und Titanitkörnchen und Nester von Chlorit und Quarz vervollständigen das mikroskopische Bild. Ursprüngliche Struktur und Mineralbestand sind so stark verwischt, dass es fraglich scheint, ob ein Ganggestein vorliegt.

Auf dem schweizerisch-italienischen Grenzkamm, am Monte Segor, NE vom Gazzirola (Koord. 726.84/109.07) ragt ein kleiner Felskopf aus dem Schutt, als einziger Zeuge eines Hornblendespessartitganges. Die ein sperriges Gitter bildenden frischen Plagioklasleisten sind weniger stark zonar, und der zwischen 30 und 40% betragende Anorthitgehalt ist niedriger als sonst bei den Spessartiten. Die stark erzbestäubte, olivbraune Hornblende wird von fast opakem Titanit, wenig Zoisit und von Karbonat in Zwickeln begleitet.

Der in der NE-Ecke von Tafel IV eingezeichnete Gang im La Valletta, einem linken Seitental des oberen Valle Morobbia (Koord. ca. 729.5/112.5) wurde nicht anstehend beobachtet; die Probe stammt von losen Blöcken. Das grünlichgraue, schwarz gesprenkelte, dichte Gestein ist ein in der N Ceneri-Zone sonst selten vertretener Augitspessartit. Neben vorherrschenden, stark getrübbten Plagioklasleisten und hellbraunrötlichem, von einem schmalen Hornblendesaum umwachsenen Augit tritt reichlich Titanit und weniger Erz und Karbonat auf. Die schwarzen Sprengel werden von Chloritnestern gebildet.

Im S des an Fig. 13 angrenzenden Gebietes treten an den Hängen des Vedeggiotales vereinzelte Gänge auf. Mit ihnen betreten wir den Abschnitt des Sottoceneri, der auf Blatt Tesserete des geologischen Atlases 1:25 000 dargestellt ist.

Bei den vier Vorkommen am N Rand von Blatt Tesserete handelt es sich um schmale Linsen und Apophysen, von denen eine auf der rechten Talseite, W vom S-Portal des Ceneri-Tunnels, ansteht (Koord. 714.10/109.84), die drei anderen am W-Hang der Cima di Medeglia gefunden wurden (Koord. 715.12/109.65; 715.80/109.51; 716.04/109.55). Die Proben aller vier Vorkommen stimmen weitgehend miteinander überein. Es sind Hornblendespessartite in sehr feinkörniger, odinitischer Facies, entsprechend der geringen Mächtigkeit der Apophysen. Der schlecht individualisierte und stark sericitisierte Plagioklas bildet zusammen mit Fremdquarz eine Mesostasis, in der zahlreiche olivgrüne Nadeln und wenige olivbraune Einsprenglinge von Hornblende eingebettet sind. Vereinzelte Einsprenglinge ohne charakteristische Umrisse sind vollständig durch einen Filz von farbloser Hornblende und Chlorit ersetzt. Epidot und Titanit sind auf ein paar Nestchen beschränkt.

1½ km südlich von den drei letzterwähnten Vorkommen kann, unmittelbar E von Bironico, in einer Runse ein ½ m mächtiger Gang beobachtet werden, der sich etwa 30 m hangaufwärts verfolgen lässt (Koord. 715.80/108.15). Er wird von einem Bruch in den verharnischten Orthogneissen begleitet, dem auch die Bildung der Runse zuzuschreiben ist. Die Schliffe der von verschiedenen Stellen des Ganges entnommenen Proben lassen keine Unterschiede erkennen. Das Gefüge des hellgrauen, dichten Gesteins ist trachytisch bis pilotaxitisch. Die frischen Plagioklasnadeln und -leisten und die bis 2 mm grossen Einsprenglinge (30 bis 40% An) sind in einer quasiisotropen Mesostasis eingebettet. Mafite sind keine vorhanden, wohl aber zahlreiche winzige semiopake Körnchen und vereinzelte Nestchen eines feinschuppigen Chlorits. In einem Schliff beobachtet man ein Gängchen von glasklarem Albit (0–2% An). Der Gang ist ein Vertreter des im übrigen auf das südliche Malcantone beschränkten trachytischen Porphyrites. Probe C<sub>16</sub> wurde chemisch analysiert (vgl. Analyse Nr. 17).

Ein leicht auffindbarer und mühelos zugänglicher Augitspessartitgang kann an der Ceneristrasse ungefähr 1 km S von den letzten Häusern von Bironico beobachtet werden, unmittelbar nachdem die Strasse das Bächlein Leguana überquert hat (Koord. 715.35/107.05). Der bis 1 m mächtige Gang bildet eine wenig tiefe Kerbe in den Orthogneis-Rundhöckern; er kann, mit Unterbrüchen, etwa 50 m weit verfolgt werden. Im dunkelgrauen, feinkörnigen Gestein beobachtet man 1 mm grosse, schwarze Kügelchen, die im Schliff als Nester von winzigen Chloritrosetten erscheinen. Die Plagioklasnadeln und -leisten sind sehr frisch und stark zonar (65–100% An). Ausser bräunlich-violetten Augitkörnern ist stark bestäubter, fast opaker Titanit reichlich vertreten. In seltenen Einsprenglingen, die aus einem Filz von Chlorit, Talk und Strahlsteinnadelchen bestehen, könnte man Pseudomorphosen nach Olivin vermuten.

Es mag noch ein isolierter, 4–5 m mächtiger Dioritporphyritgang erwähnt werden, der in einem Kastanienhain  $\frac{1}{2}$  km N von Mezzovico ansteht (Koord. 714.15/105.72). Die Struktur des feinkörnigen grauen, weiss gesprenkelten Gesteins ist uneinheitlich. Stellen mit undeutlich diabasisch-divergentstrahligem Gefüge wechseln mit xenomorphkörnigen ab. Die grösseren Individuen des sauren Plagioklases (0–3% An) sind von Augit-Hornblende- und Klinozoisitkörnchen durchsiebt, und der farblose, schlecht individualisierte Augit ist zum Teil durch Uralit und Chlorit ersetzt. Neben Quarz treten auch reichlich semiopake Titanitkörner auf.

### Nördliches Malcantone

Wie schon erwähnt wurde, ist der einheitlich gegen SE einfallende Hornfelsgneiskomplex des Tamaro-Valle Vedasca auffällig arm an Gängen. Er trennt den Gangschwarm der nördlichen Ceneri-Zone von demjenigen des Malcantone, dessen nördlichste Ausläufer bis nahe an den Monte Polà reichen. Von hier bis in die Gegend von Breno sind die Gänge jedoch noch wenig zahlreich, und ihre Mächtigkeit bleibt meistens unter 1 m. Vom Entwurf einer Detailkarte wurde deshalb abgesehen, um so mehr, als das Gebiet im Bereich des Blattes Tesserete des geologischen Atlases liegt.

Ein Hornblendespessartitgang von unfrischem Aussehen ist auf italienischem Gebiet in einer Runse eines linken Seitentälchens des Val Vedasca aufgeschlossen, unmittelbar N der Alphütten von Fontanella (Koord. 708.75/102.75). Das graue odinitische Salband besteht aus einem Filz von Plagioklas- und Hornblendenadeln und wenigen  $\pm$  prehnitisierten Plagioklaseinsprenglingen. In der hellgrünlichgrauen, porphyrischen Gangmitte herrschen Plagioklasleisten vor; sie sind mit Prehnit- und Klinozoisitkörnchen besetzt. Prehnit, Chlorit und Quarz treten auch in Nestern auf, und Körnchen von semiopakem Titanit sind reichlich vertreten, während die Hornblende verschwunden ist.

Ein weiterer Hornblendespessartitgang ist auf dem Kamm zwischen Monte Magno und Monte Polà auf kurze Strecke entblösst (Koord. 709.86/103.06). Im grauen, feinkörnigen Gestein sind zahlreiche weisse, bis 2 mm grosse Kalkspatmändelchen vorhanden. Der stark sericitisierte Plagioklas herrscht über die braune Hornblende vor. Ein hellgrüner, stahlblau polarisierender Chlorit ist auf wenige Nestchen beschränkt. Wohl derselbe Gang bildet 200 m weiter im N einen aus dem Schutt hervorragenden Felskopf.

In einer 5 cm starken Apophyse, die BÄCHLIN in der Schlucht des Val Agario, bei der Einmündung eines linksseitigen Zuflusses, aufgefunden hat (Koord. 710.94/103.00), begegnen wir zum erstenmal in der regionalen Beschreibung einem karbonatisierten Ganggestein, wie es im Malcantoneschwarm öfters vertreten ist, der N Ceneri-Zone jedoch vollständig fehlt. Aus der Struktur des grauen, dichten, splitterigen Gesteins kann auf ein Gängchen in odinitischer Facies geschlossen werden. Das ursprüngliche pilotaxische Grundgewebe ist erhalten geblieben, während von dem primären Mineralbestand keine Spur mehr vorhanden ist. Calcitnadelchen, Erzkörnchen und chloritische Substanz bilden die mikrolithische Grundmasse, in der zahlreiche Einsprenglinge eingebettet sind: leistenförmige von skapolithisiertem Plagioklas und seltenere isometrische, die Pseudomorphosen nach einem Mafit darstellen dürften.

Ein schmaler Gang eines dichten, grauschwarzen, odinitischen Spessartits ist im Bächlein NW von den Alphütten Coransù aufgeschlossen (Koord. 710.87/102.28). Die Grundmasse besteht aus frischen Plagioklasnadelchen und stark zersetzten Augitkörnchen, die Einsprenglinge aus schlanken,  $\pm$  skapolithisierten Plagioklasleisten und aus vollständig in gelblichen oder grünlichen Bowlingit umgewandelten Olivin.

Ebenfalls um eine odinitische Apophyse handelt es sich bei der im Bächlein W von den Alphütten von Firinescio aufgeschlossenen Linse (Koord. 710.20/101.45). In der karbonatisierten Grundmasse sind stark zersetzte Plagioklasnadeln, Erz- und Titanitkörnchen und wenig zahlreiche Einsprenglinge von skapolithisiertem Plagioklas und von Bowlingit, pseudomorph nach Olivin, eingebettet. Ein Schliff durch eine 2 cm dicke aphanitische Apophyse in biotitreichen Paragneissen zeigt fluidale hyalopilitische Struktur. Im dunkelbraunen Glas schwimmen wenig zahlreiche, winzige, frische Plagioklasnadelchen und Einsprenglinge von skapolithisiertem Plagioklas und von Bowlingit.

Das feinkörnige, grünlichgraue, schwarz gesprenkelte Gestein einer auf dem Verbindungskamm zwischen Zettone und Torri austreichenden Linse (Koord. 710.15/101.05) erweist sich als ein zersetzter Gang. Die



Grundmasse besteht aus sericitisierten Plagioklasnadeln, Erzkörnchen und chloritischer Substanz, die spärlichen Einsprenglinge aus ebenfalls sericitisiertem Plagioklas und aus Bastit, pseudomorph nach Pyroxen.

Der an der Wegumbiegung W von den Hütten der Alpe di Mageno anstehende, mikrolithische, dunkelgraue, schwarzgesprenkelte Gang (Koord. 709.87/100.85) gehört zu den seltenen Camptospessartiten. Die Plagioklasleisten sind sehr frisch (60–75 % An), ebenso der bräunlich-violette Titanaugit. Grünlicher, feinfaseriger Pilit und Talk treten in Nestern und in Pseudomorphosen nach Olivin auf. In der sehr feinkristallinen, chloritischen Zwischenklemmungsmasse sind Erz- und Titanitkörnchen und spärliche Biotitnadeln eingeschlossen. Die Probe 10 R dieses Ganges wurde chemisch analysiert (vgl. Analyse Nr. 9).

Die Grundmasse eines schmalen, in einer Runse der E-Wand des Poncione di Breno blossgelegten karbonatisierten Ganges (Koord. 709.60/100.52) besteht zu je  $\frac{1}{3}$  aus sehr frischen Plagioklasleisten, Erzkörnern und Karbonat mit wenig Biotit. Die zahlreichen Einsprenglinge bestehen mehrheitlich aus glasklarem Plagioklas (70–80 % An) und wenigen Pseudomorphosen von Talk nach Olivin und von Talk, mit Karbonat vermischt, die vermutlich Pyroxen ersetzen.

Bei einem hellgrauen, aphanitischen, von Quarz- und Karbonatschnüren und -nestern durchsetzten Gestein mit spärlichen bis 2 mm grossen, weissen Einsprenglingen, das an der Strasse Breno–Aranno im Kastanienwald schlecht aufgeschlossen ist (Koord. 711.30/98.72) zweifelt man im Gelände, ob ein Ganggestein vorliegt. Der Schliff gibt darüber, trotz der weitgehenden Karbonatisierung und Silifizierung eindeutig Auskunft. Die stark zersetzte, karbonatdurchtränkte mikrolithische Grundmasse scheint aus Plagioklas, Pyroxen und Erzkörnchen bestanden zu haben. Der Plagioklas der Einsprenglinge ist der Zersetzung weniger stark anheimgefallen. Im rostig anwitternden, von Chaledonadern durchsetzten Salband sind in der vitrophyrischen, ockerinfiltrierten Grundmasse wenige, vollständig isotropisierte Plagioklaseinsprenglinge eingebettet.

### Mittleres Malcantone

In diesem Abschnitt des Sottoceneri begegnen wir einem Gebiet, in dem der Felsgrund nur in einigen Hügelzügen und längs Bachläufen und Talhängen entblösst ist, im übrigen jedoch der Beobachtung durch Moränenschüttung und entsprechender üppiger Vegetation entzogen ist. Da das Gebiet ausserhalb des geologischen Atlasblattes Tesserete liegt und zahlreiche Gänge aufweist, wurden nach den Originalaufnahmen geologische Kartenskizzen entworfen, die es erleichtern sollen, der regionalen Beschreibung zu folgen.

Während im E-Teil des mittleren Malcantone keine Gänge gefunden wurden, ist der W-Abschnitt, der in Fig. 17 dargestellt ist, verhältnismässig reich an solchen, und die Mannigfaltigkeit der Gesteinsart ist grösser als bei den Gängen der N Ceneri-Zone. Die räumlich beschränkten Aufschlüsse bedingen, dass ein Gang nicht auf grössere Entfernung verfolgt werden kann, und es ist schwierig zu beurteilen, welche von den oft weit voneinander liegenden Aufschlüssen demselben Gang angehören. Die folgenden Ausführungen werden sich deshalb auf die Inventarisierung der nachgewiesenen Gangfragmente und eine kurze Charakterisierung des Gesteinstypus beschränken.

Die Gangvorkommen auf Fig. 17 sollen von E gegen W fortschreitend behandelt werden. Die beiden W von Miglieglia eingezeichneten dürften demselben Gang angehören. Sie stellen die nördlichsten Ausläufer dar der sonst auf das S Malcantone und die Gegend von Lugano beschränkten felsophyrischen Quarzporphyrite. Der 600 m WNW vom Dorf an einem Alpweg schlecht aufgeschlossene Gang ist schon in seinem äussern Aussehen ein typischer Vertreter dieses Gangtypus. Die felsitische Grundmasse des grünlichweissen, aphanitischen Gesteins besteht aus saurem Plagioklas, Sericitflittern, baueritisierten Biotitnadeln und Quarz. Kleine, stark getrübe Plagioklaseinsprenglinge sind nur spärlich vorhanden. Der 400 m weiter im WSW das Bachtobel querende Quarzporphyritgang ist deutlicher porphyrisch; die bis 3 mm grossen, weissen Plagioklaseinsprenglinge und seltenere, graue, dipyramidale, bis 5 mm grosse Quarzkörner heben sich gut vom dichten, grünlichgrauen Grund ab. Die mikrogranitische Grundmasse besteht aus  $\pm$  sericitisiertem Plagioklas und gleichviel ausgefranzten Körnern eines ankeritischen Karbonats, wenig Quarz und Chlorit.

Verlängert man die Verbindungslinie der beiden besprochenen Vorkommen gegen SW, so stösst man auf weitere Gangstücke, die in den Bachrissen N Bombinasco aufgeschlossen sind. Alle auf derselben Geraden

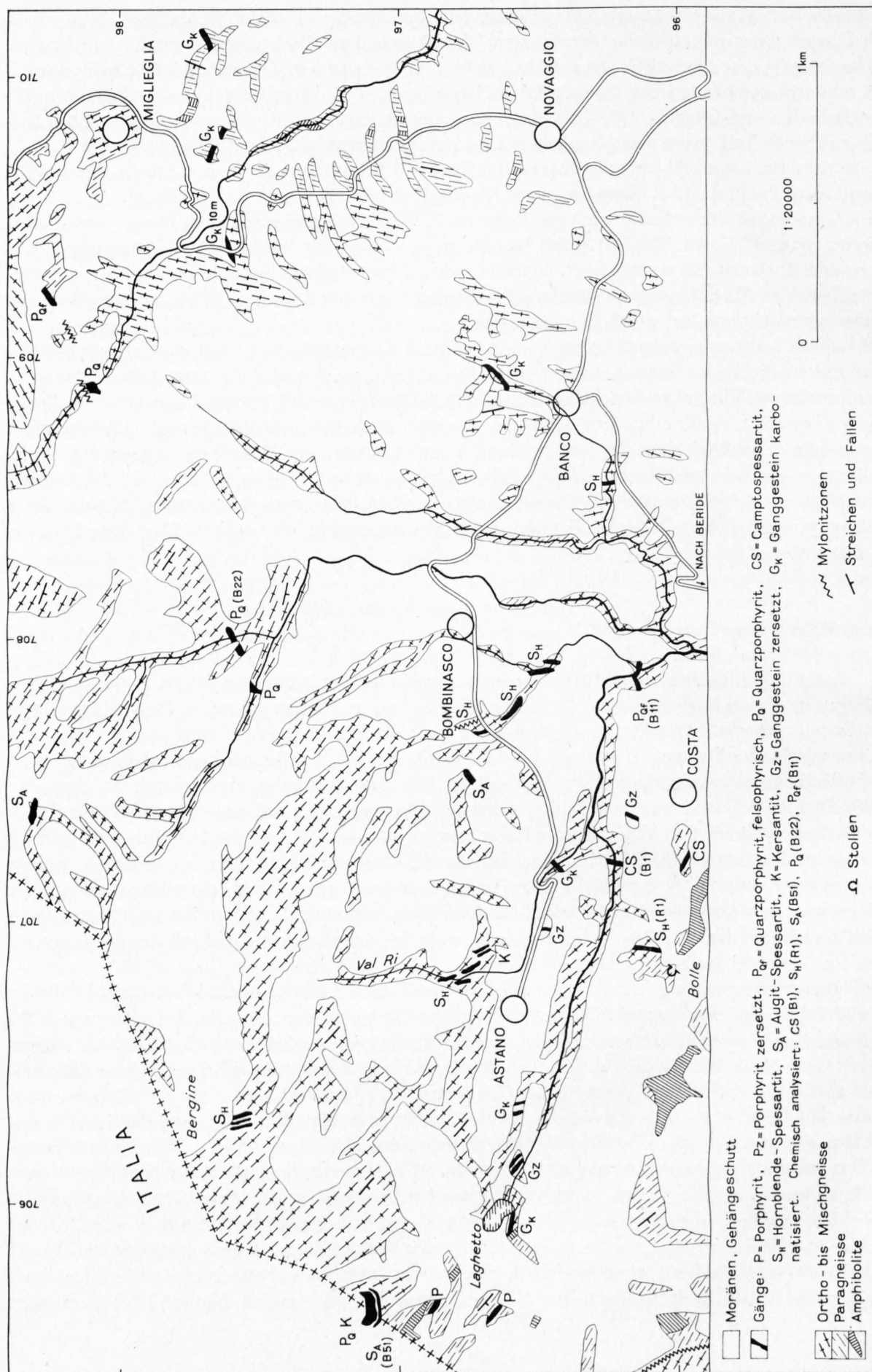


Fig. 17. Die Gangvorkommen im Gebiet zwischen Novaggio-Migliaglia und der Landesgrenze (mittleres Malcantone) nach Aufnahmen von P. GRAETER

ausstreichenden Gangfragmente gehören wohl demselben Gang an, doch wird das Gestein, von E gegen W fortschreitend, zusehends basischer, was sich schon in der stetig dunkler werdenden Farbe äussert. Der Gang N Bombinasco ist ein dunkelgrünlichgrauer, aphanitischer Quarzporphyrit mit wenig zahlreichen, bis 5 mm grossen Plagioklas- und Quarzeinsprenglingen und unregelmässig verteilten Calcitmändelchen. Die intersertale Grundmasse besteht aus stark sericitisierten und karbonatisierten Plagioklasleisten und untergeordneten  $\pm$  chloritisierten Biotitlamellen und braunen Hornblendenadeln. Die Plagioklaseinsprenglinge sind ebenfalls, bis auf den frischen Kern, weitgehend sericitisiert und karbonatisiert und die Quarzeinsprenglinge stark korrodiert. Im braunen, karbonatinfiltrierten Glas des Salbandes beobachtet man kleine Einsprenglinge von verglimmtem Plagioklas, Erzkörnchen und Calcitmändelchen. Dieser Quarzporphyritypus wurde chemisch analysiert. Die frische und relativ wenig karbonathaltige Probe B 22 (Analyse 5) wurde der Gangmitte des Vorkommens N Bombinasco entnommen.

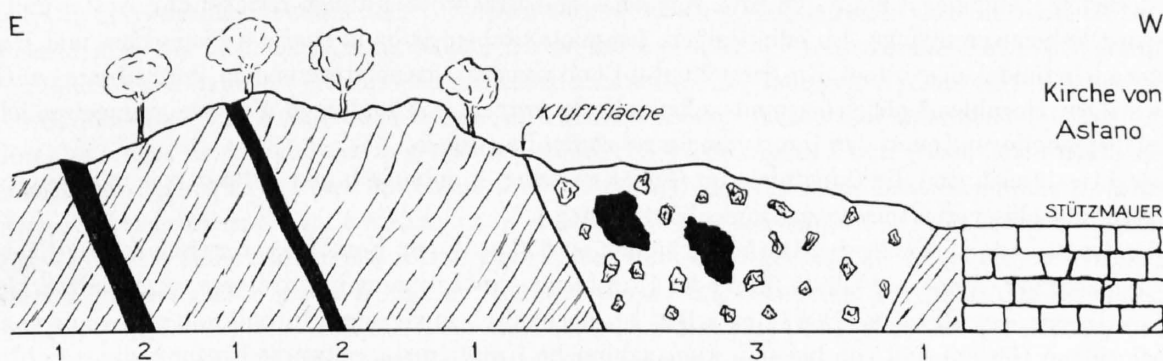


Fig. 18. Profil an der Strasse bei der Kirche von Astano

- 1  $\pm$  zersetzter Biotitgneis
- 2 zersetztes Ganggestein
- 3 Brekzienzone, 15 m breit, mit 2 Gangfragmenten

Nach GRAETER, briefliche Mitteilung

S von Miglieglia durchbricht ein E-W streichender, schon von KELTERBORN (1923, S. 219) beschriebener Gang in stumpfem Winkel die biotitreichen Gneisse. Er tritt zwar nur an vier Stellen auf ganz kurze Strecken zutage, aber es unterliegt keinem Zweifel, dass alle vier Vorkommen demselben Gangzug angehören. Von den vier Fundstellen ist nur die am W-Ende des Ganges gelegene, von der Strasse Novaggio-Miglieglia angeschnittene, gut aufgeschlossen und leicht zugänglich. Der Gang ist hier an die 10 m mächtig. Das grünlich dunkelgraue, dichte Gestein mit wenig zahlreichen, 1 bis 5 mm grossen, weissen oder rötlichen Feldspateinsprenglingen, weissen Calcitmändelchen und dunkelbrauner, etwas poröser Verwitterungsrinde, macht einen frischen Eindruck, der allerdings von der Schliffuntersuchung nicht bestätigt wird. In der durch Karbonatstaub wolkig getrübbten, kryptofelsophyrischen Grundmasse sind noch einige Feldspatfetzchen und Hornblendenädelchen neben zahlreichen Erz- und Leukoxenkörnchen erkennbar. Von den sehr spärlichen Einsprenglingen ist der Feldspat vollständig durch Karbonat verdrängt, der Quarz korrodiert und die Biotit-schüppchen weitgehend durch Pennin und Karbonat ersetzt.

Die drei weiteren Zeugen desselben Ganges sind in Bachrissen S und SE Miglieglia äusserst dürftig aufgeschlossen. Der Gesteinscharakter bleibt überall derselbe. Es dürfte ursprünglich ein Quarzporphyrit vorgelegen haben, dessen Mineralbestand einer Karbonatmetasomatose weitgehend zum Opfer gefallen ist.

W von Novaggio, unweit Banco, sind im Kärtchen zwei Gänge verzeichnet. Der N vom Dorf gelegene ist am Weg aufgeschlossen, der von Novaggio am W-Hang des Alnedo-Bovaggiohügels zum Weiler Paz führt. Er war schon KELTERBORN (1923, S. 226) bekannt und ist von ihm als Olivindiabas bezeichnet und ausführlich beschrieben worden. Der 1 m mächtige, von Apophysen begleitete Gang durchbricht diskordant die Gneisse. Das im Ganginnern äusserst feinkörnige, am Salband und in den Apophysen dichte, dunkelgrünlichgraue Gestein zeigt längs Klüften braune Verwitterungsrinden und lässt von unbewaffnetem Auge



braune, kaum 1 mm grosse, limonitisch zersetzte Einsprenglinge erkennen. Die intersertale Grundmasse besteht aus frischen Plagioklasleisten ( $\sim 50\%$  An) mit teilweise chloritischem Kern und einer chloritischen Mesostasis mit Magnetitkörnchen und Calcitstäbchen, die wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Hornblende darstellen. Die idiomorphen, von einem Limonitsaum umrahmten Olivineinsprenglinge sind vollständig in ein Talk-Chlorit-Magnetit-Karbonatgemisch umgewandelt. Maschenstruktur ist gelegentlich noch deutlich abgebildet. In einem Schliff durch das Salband erkennt man in der hyalopilitischen Grundmasse feinste, vollständig chloritisierte Feldspatnadelchen in einer chloritischen, entglasten Mesostasis mit Magnetitkörnchen. Die Olivineinsprenglinge sind durch Calcit mit Magnetitsaum ersetzt. Aus der Schliffuntersuchung kann geschlossen werden, dass ein odinitischer Spessartitgang der Karbonatmetasomatose zum Opfer gefallen ist.

SW von Banco ist im Bach ein Hornblendespessartitgang blossgelegt. Die olivbraunen Hornblendepismen des dunkelgrauen, feinkörnigen Gesteins überwiegen über den stark bestäubten, schlecht individualisierten Plagioklas. Chlorit, Pilitfilz, Karbonat und Erzkörnchen füllen Zwickel und Nester und die seltenen Olivineinsprenglinge. Im odinitischen, feinpilotalischen Salband sind die Plagioklas- und Hornblendenadeln fluidal angeordnet. Ein 3 mm breites Band von aggregatpolarisierendem, dunkelbraunem Glas mit winzigen Hornblendenadelchen und vollständig in grünen Bowlingit und Karbonat umgewandelten Olivineinsprenglingen trennt den Gang vom umgebenden Biotitgneis.

Recht zahlreich sind die Gangfunde im Gebiet zwischen Bombinasco und Astano, was mit den etwas besseren Aufschlussverhältnissen zusammenhängen mag.

An der Strasse, die die beiden Dörfer verbindet, ist 350 m W von Bombinasco, zwischen zwei Bächen, ein 1 m mächtiger, Augit und Olivin führender Hornblendespessartitgang in zerrüttete, ausgewalzte, feinkörnige Gneisse eingedrungen. Der Gang selbst ist mechanisch unversehrt. Im mikrolithischen, grünlichgrauschwarzen Gestein sind von blossen Auge zahlreiche 1 mm grosse, schwarze Einsprenglinge sichtbar. Die pilotaxitische Grundmasse besteht aus olivbraunen Hornblendenadelchen und aus Plagioklasleisten und arboreszierenden Plagioklasbüscheln. Die kleinen, wenig zahlreichen Einsprenglinge von farblosem Augit sind teilweise in Calcit umgewandelt, und die Olivineinsprenglinge sind durch stahlblau und purpur polarisierenden Chlorit ersetzt. Derselbe Chlorit, mit Karbonat und Epidot vermischt, tritt auch in Nestern auf. BEARTH (1932), dem auch eine Probe von diesem Fundort vorlag, stellt den Gang zu den Camptoniten. Man kann sich fragen, ob er zu den Camptospessartiten zu stellen sei; aber weder die Eigenschaften der Hornblende noch die des Augits sprechen für diese Zuteilung.

Kaum 200 m WNW vom Gang an der Strasse ist im Wald ein Felskopf eines dichten, dunkelgrauen, schwarzgesprenkelten, miarolithisch-porösen, Hornblende und Olivin führenden Augitspessartits entblösst. Die diabasisch-divergentstrahlige Grundmasse besteht aus sehr frischen Plagioklasleisten und ungefähr gleichviel Augitkörnern. Braune Hornblende und Biotit sind nur spärlich vertreten, hingegen ist das Gestein mit Epidot durchwirkt, der auch in den miarolithischen Poren auftritt. Die schwarzen Sprengel entsprechen Chloritpseudomorphosen nach Olivineinsprenglingen.

Unterhalb, SE von der Gangfundstelle an der Strasse Bombinasco–Astano, wurden im Tälchen noch drei weitere Vorkommen festgestellt, die wohl alle, mitsamt den beiden besprochenen, demselben Gangzug angehören und die auch alle in ihrer Zusammensetzung weitgehend miteinander übereinstimmen. So sind beispielsweise allen, von verschiedenen Fundstellen entnommenen Proben Chloritpseudomorphosen nach Olivineinsprenglingen gemeinsam. Das Mengenverhältnis der dunkeln Gemengteile der Grundmasse schwankt hingegen, indem die stets vorhandene und manchmal allein anwesende, olivbraune Hornblende von Augit begleitet oder sogar übertroffen werden kann. Nur selten treten weisse Calcitmändelchen auf, und sporadisch können zahlreiche, in Schlieren verteilte, 1–2 mm grosse Kügelchen beobachtet werden, die sich durch ihre hellere Farbe vom dunkelgrünlichgrauen Grund abheben und sich im Schliff als mafitfreie Variolen von arboreszierendem Plagioklas erweisen. Recht kräftige Karbonatisierung macht sich besonders in den odinitischen Salbändern und Apophysen bemerkbar.

Weiter im S, wo das Tälchen mit den besprochenen Gangvorkommen in die von W herkommende, schluchtartige Talkerbe mündet, durchbricht ein Quarzporphyritgang diskordant die Gneisse. Das grünlichweisse, splitterige, aphanitische Gestein besteht aus einem felsophyrischen bis mikrogranitischen, sericit- und karbonatbestäubten Plagioklas-Quarzgemisch mit Muskowitflittern und seltenen,  $\pm$  sericitisierten

Einsprenglingen von sauerem Plagioklas. Die von diesem Gang entnommene Probe B 11 wurde chemisch analysiert (vgl. Analyse Nr. 2).

Ein Gangschwarm kann in vereinzelt aufgeschlüssen vom Valle Ri bei Astano gegen S bis an den Kartenrand von Fig. 17 verfolgt werden. Es sind darunter besonders Hornblendespessartite vertreten. Das Gestein von der obersten Fundstelle im Valle Ri zeigt eine schlierige Beschaffenheit. Der feinkörnige, dunkelgraue, weissgesprenkelte, Pyrit führende Gang wird von schwarzen, aphanitischen Apophysen durchsetzt, die im Schliff ein sehr feinnukleolithisches Gemenge von  $\pm$  zersetztem Plagioklas und untergeordnet Hornblende, Biotit und Erz erkennen lassen und im Kontakt mit dem gröber kristallinen Gestein in ein dunkelbraunes, aggregatpolarisierendes Glas mit vereinzelt winzigen Einsprenglingen von frischem Plagioklas und von serpentinisierendem und karbonatisiertem Olivin übergehen. Die Partie mit gröberem Korn und diabasisch-divergentstrahliger Struktur besteht aus gedrungenen Leisten von stark sericitisiertem Plagioklas, schlanken Prismen einer braunen Hornblende und kleinen Einsprenglingen von serpentinitisiertem und karbonatisiertem Olivin. Karbonat ist ausserdem in Nestern vorhanden. In Schliffen durch das odinitische Salband kann ausserdem in Zwickeln ein pigeonitischer Pyroxen mit sehr kleinem Achsenwinkel festgestellt werden.

Auch der etwa 30 m weiter unten im Tälchen ausstreichende Gang gehört, nach seinem Aussehen zu urteilen, demselben Typus an. Die untersten, im Park des Albergo della Posta auftretenden Gänge fallen dadurch auf, dass sie, in Schlieren angereichert, zahlreiche weisse,  $\frac{1}{2}$  bis 2 mm grosse Calcitmändelchen enthalten. Der Plagioklas ist stark mit Calcit- und Chloritstaub besetzt. Reichlicher als braune Hornblende ist intensiv pleochroitischer Biotit vorhanden (Z braunschwarz, X hellgelb). Er ist zum Teil unter Abscheidung von Magnetit in Chlorit umgewandelt. Schuppiger Chlorit umrahmt auch die Calcitmändelchen. Welchem Mafit die wenig zahlreichen, vollständig in Chlorit und Karbonat umgewandelten Einsprenglinge angehören, kann mangels charakteristischer Umrisse nicht entschieden werden. Das Gangvorkommen wurde auf Grund des über die Hornblende vorherrschenden Biotites zum Kersantit gestellt.

In der SE-Fortsetzung der Gänge im Valle Ri ist durch Korrektur der Strasse bei der Kirche von Astano, 300 m ESE vom Dorfkern, ein Aufschluss mit Gängen geschaffen worden, der in Fig. 18 wiedergegeben ist. Die starke Zersetzung und rostige Anwitterung hängt zweifellos mit einer diffusen Vererzung zusammen. Die mit feinverteiltem Kies schwach imprägnierten, relativ frisch aussehenden, dunkelgrünlichgrauen, aphanitischen Gangfragmente der Brekzienzone lassen wohl im Schliff ein typisches pilotaxisches Strukturbild erkennen, vom ursprünglichen Mineralbestand ist jedoch keine Spur mehr vorhanden. Die sperrig angeordneten Hornblendenädelchen sind vollständig opak, der Feldspat der Grundmasse ist zersetzt und die Einsprenglinge sind durch Calcit, Chalcedonsphärolithe und Chlorit ersetzt.

200 m ESE vom Aufschluss bei der Kirche von Astano quert ein Gang das Bachtobel und bildet darin einen Wasserfall. Die intersertale Grundmasse des grünlichgrauen, feinkörnigen Gesteins wird von stark sericitisierten und karbonatisierten, gedrungenen Plagioklasleisten gebildet. Die Zwickel sind mit Karbonat, Quarz, Chlorit und Erzkörnchen gefüllt. Die 1 mm grossen Plagioklaseinsprenglinge sind, wie der Grundmasseplagioklas, hochgradig karbonatisiert und sericitisiert. Mafite sind keine, Calcitmändelchen nur wenige vorhanden.

Den 200 m weiter im S, ebenfalls in einem Bachtobel einen Wasserfall bildenden Gang hat BEARTH (1932) als Camptonit bezeichnet. Die Plagioklasleisten (60–70% An) der intersertalen Grundmasse sind recht frisch. Die kurzprismatische, braune Hornblende wird von seltenen, schwach violetten Augitkörnchen und von vereinzelt Biotitschuppen begleitet. Die Olivineinsprenglinge sind durch ein filziges Talk-Karbonatgemisch ersetzt. Die Probe B 1 dieses Vorkommens wurde chemisch analysiert (vgl. Analyse Nr. 16). Aus der Absorptionsfarbe der Hornblende und der chemischen Analyse des Gesteins kann auf eine titanreiche Hornblende geschlossen werden, und die Bezeichnung Camptosspessartit für diesen Gang scheint deshalb gerechtfertigt.

Unweit von diesem Gang ist am Wegrand der Strasse Astano-Costa ein isolierter, schlechter Gneisaufschluss mit einer stark zersetzten Gangapophyse sichtbar.

Der 200 m W vom Weiler Costa eingezeichnete, 1 m mächtige Camptosspessartitgang könnte die Fortsetzung des vorerwähnten gleichartigen Ganges darstellen, mit dem er grosse Ähnlichkeit zeigt.

Für den von BEARTH ebenfalls zu den Camptoniten gestellten Gang, der in der Nähe des Stolleneinganges Bolle der verlassenen Goldmine den Gneis diskordant durchbricht, scheint die Zuordnung zu den Hornblendespessartiten gegebener, auch wenn eine Ähnlichkeit mit den Camptosspessartiten offensichtlich



ist. Die olivbraunen Hornblendenadeln und spärlicheren, farblosen Augitkörner sind den stark zersetzten, xenomorphen Plagioklaskörnern eingebettet. Calcit und Chlorit treten in Zwickeln und Nestern auf. Von diesem Vorkommen wurde die Probe R 1 chemisch analysiert und unter Analyse Nr. 15 angeführt.

Ein Gangzug lässt sich von Astano gegen W und N bis zur Landesgrenze verfolgen. Die Vorkommen sind auf einem schmalen Streifen angeordnet, in dem sie öfters als Doppelgänge auftreten, wie es z. B. für die beiden Fundorte zwischen dem Dorf und dem Laghetto der Fall ist. Das grünlichgraue, weissgesprenkelte Gestein mit dicker limonitischer Verwitterungsrinde des Doppelganges 350 m W Astano stimmt mit demjenigen beim Laghetto überein, und die Schiffe lassen gleicherweise starke Sericitisierung des Feldspates und Karbonatisierung erkennen. Die bräunliche Farbe und poröse Beschaffenheit des zwischen beiden Vorkommen gelegenen Doppelganges weisen auf starke Zersetzung des Gesteins.

Der hellgrünlichgraue, dichte, undeutlich porphyrische Porphyritgang W vom Laghetto ist mit dem 200 m weiter nördlich gelegenen identisch. Die ausgefranzten Lamellen und arboreszierenden Gebilde des Grundmasseplagioklases sowohl als auch die wenigen Plagioklaseinsprenglinge sind sehr frisch und gestatten eine zuverlässige Bestimmung des 0 bis 6% betragenden Anorthitgehaltes. Ausser Albiklas sind nur noch ein paar wenige gebleichte Biotitnadeln vorhanden, und der Gang W vom Laghetto ist von einem feinen Karbonatnetz durchwirkt.

Das einzige Beispiel eines zusammengesetzten Ganges stammt von P. 649 (Siegfriedatlas 1:25 000, Blatt Sessa) auf der Landesgrenze, unweit vom Zollübergang bei Cimavalle. Die Hauptmasse wird von einem Quarzporphyrit eingenommen. Die bis über 5 mm grossen, weissen Feldspateinsprenglinge und die weniger zahlreichen grauen, dipyramidalen Quarzeinsprenglinge heben sich deutlich von der hellgrünlichgrauen felsitisch dichten Grundmasse ab. Diese besteht aus einem sperrigen Gefüge von sericitbestäubten Plagioklasleisten, spärlichen, gebleichten Biotitschuppen und zahlreichen gezähnelten Karbonatkörnchen. In den wolkig getrübten Plagioklaseinsprenglingen sind frische Inseln ausgespart, an denen ein Anorthitgehalt von 5–11% bestimmt wurde. In einem der Schiffe konnte in der Grundmasse schlecht individualisierter Kalifeldspat und unter den Einsprenglingen ein ebensolches Korn mit einem Plagioklassaum beobachtet werden.

Auf der S Seite steht der Quarzporphyrit in Kontakt mit einem dunkelgrünlichgrauen, feinkörnigen Augitspessartit. Die divergentstrahlig angeordneten Plagioklasleisten sind sericitbestäubt. Die graubräunlichen Augitkörner füllen, zusammen mit Talk, Chlorit und Karbonat, die Zwickel des Feldspatgitters. Die von diesem Fund stammende Probe B 51 wurde analysiert (vgl. Analyse Nr. 10).

Am Kontakt mit dem Augitspessartit wird der Quarzporphyrit dunkler, und die Quarz- und Feldspateinsprenglinge nehmen an Zahl und Grösse ab. Die Plagioklasleisten der Grundmasse und die wenigen Einsprenglinge sind bis auf seltene Reste sericitisiert und karbonatisiert. Sie sind in einen Karbonat-Chlorit-Titanit-Schwamm eingebettet. Eine schmale kersantitische Schale, in der sich neben stark zersetzten Plagioklasnadeln tiefbraun-hellgelb pleochroitische Biotitschuppen einstellen, trennt den Quarzporphyrit vom Augitspessartit. Aus diesen Befunden geht hervor, dass die Intrusion des Quarzporphyrites nach der des Spessartites erfolgte. In dieselbe Richtung deuten Einschlüsse von Spessartit im Quarzporphyrit, die in erratischen Blöcken beobachtet wurden, die von diesem Aufschluss her stammen dürften.

Bei Bergine, unweit der Landesgrenze, treten im Orthogneis drei schmale, grauschwarze Gänge von olivinführendem Hornblendespessartit auf, die weitgehend miteinander übereinstimmen. Die intersertale Grundmasse besteht aus frischen Plagioklasleisten (74–80% An), schlanken Prismen einer braunen Hornblende und Erzkörnchen. Nur spärlich treten Einsprenglinge von frischem Plagioklas auf, häufiger sind solche von in Talk und Karbonat umgewandelten Olivin. Karbonatmändelchen sind stellenweise dicht gedrängt. Nur in einem Schliff wurden vereinzelte Prismen eines grünlichen Diopsides festgestellt. Sehr typisch ist das feinplutaxitische, einige Millimeter vom Gneiskontakt hyalopilitische Salband entwickelt.

Ein letztes, isoliertes, auf Fig. 17 dargestelltes Gangvorkommen ist am N-Rand der Karte unweit der Landesgrenze eingezeichnet. Das bräunlich-grünlichgrau gescheckte Gestein zeigt im Schliff eine inhomogene Beschaffenheit, indem gröberkörnige Partien mit diabasisch-divergentstrahligem Gefüge von feinerkörnigen, plutaxitischen Schlieren durchdrungen werden. Die frischen Plagioklasleisten und -nadeln (60% An) herrschen über den hellbräunlich-violetten Augit und die Erzkörnchen vor. Die Zwickel sind mit einem gelben, bowlingitartigen Mineral und dunkelbraun-hellgelb pleochroitischen Biotitschuppen, die wenigen Nestchen mit einem Karbonat gefüllt.



## Südliches Malcantone

Verfolgt man die Gangvorkommen des S Malcantone anhand der Übersichtskarte Tafel IV, so fallen einem zwei Gangschwärme auf, die gegen einen gemeinsamen Brennpunkt konvergieren. Der westliche dieser Schwärme ist in Fig. 19, der östliche in Fig. 20, dargestellt und vom Brennpunkt ist die Detailkarte Fig. 21 entworfen worden.

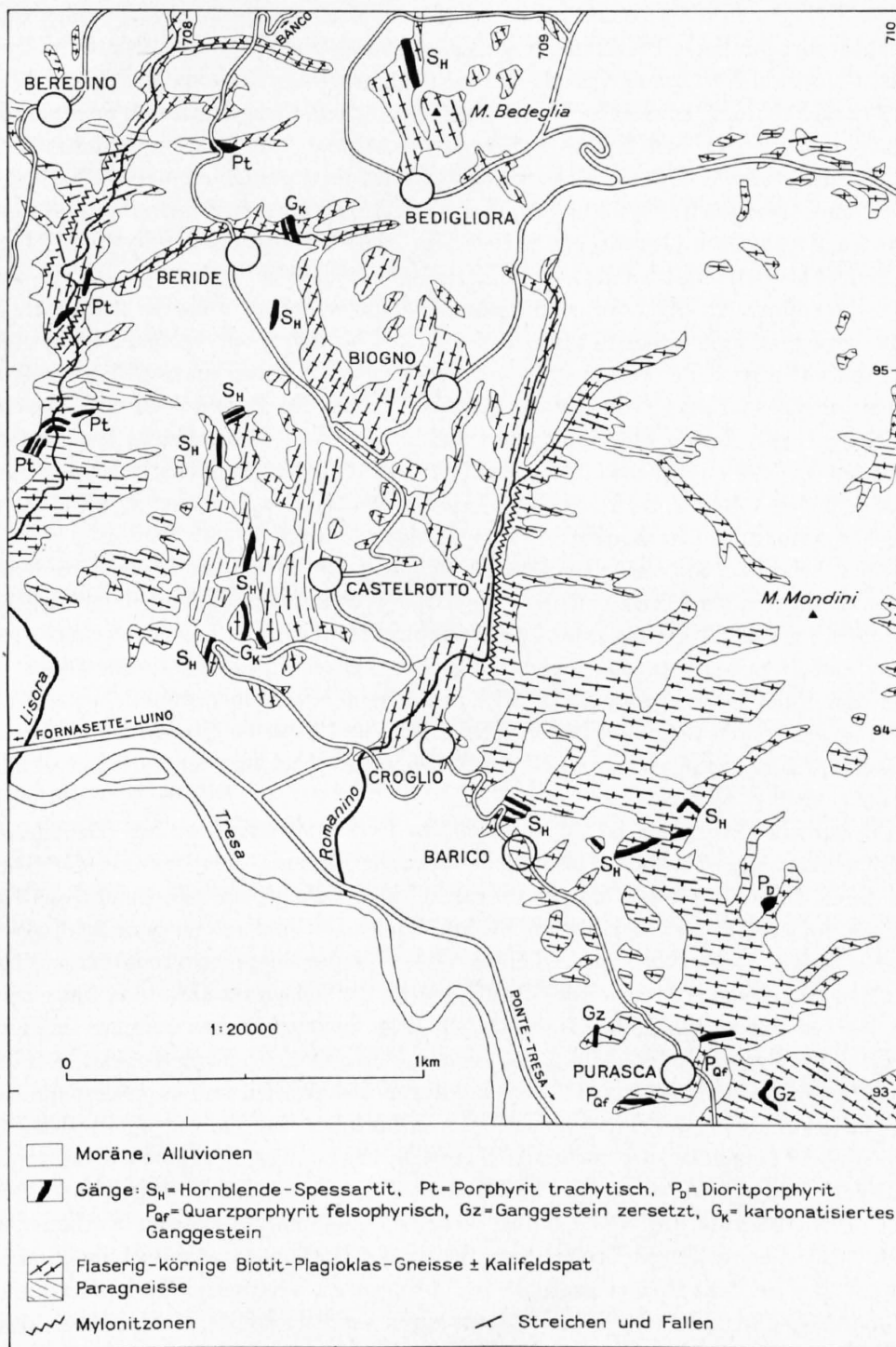


Fig. 19. Die Gangvorkommen im Gebiet zwischen Bedigliora und Purasca (S Malcantone)  
Nach Aufnahmen von P. GRAETER

Die in den erwähnten Textfiguren umrissenen Gebiete umfassen nicht alle Gangvorkommen des S Malcantone. Ausserhalb, westlich des in Fig. 18 umrahmten Abschnittes, treten im Hügellande S der Alluvialebene von Sessa noch drei schmale Porphyritgänge auf, die in Bachrissen N des Tresaknies unterhalb Ponte Cremenaga schlecht aufgeschlossen sind (Koord. 706.48/94.57; 706.50/94.41; 706.60/94.40). In allen drei Fällen besteht die Grundmasse des grünlichgrauen, dichten Gesteins aus schlecht verzwilligten Körnern und Leisten von sericit- und karbonatbestäubtem Plagioklas. Primäre farbige Gemengteile sind entweder keine oder nur in geringen Mengen vorhanden. In einem Vorkommen sind es ein paar Splitter einer grünen Hornblende, in einem andern einige Schuppen eines gebleichten Biotits. Die wenigen, vom unbewaffneten Auge nicht wahrnehmbaren Plagioklaseinsprenglinge sind ebenfalls  $\pm$  sericitisiert und karbonatisiert. In Zwickeln ist Chlorit, in Nestern ein Chlorit-Karbonat-Quarzgemisch ausgeschieden.

Zu Fig. 19 zurückkehrend, können im W-Ast des S Malcantone-Gangschwarmes zwei parallele, N-S gerichtete Gangzüge und eine zwischen Croglia-Barico und Purasca massierte Ganggruppe unterschieden werden.

Der westliche der beiden N-S streichenden Gangzüge folgt der tief eingeschnittenen Talkerbe der Lisora. An ihm nehmen ausschliesslich trachytische Porphyrite teil. Sie stimmen im Mineralbestand weitgehend mit den vorerwähnten Porphyriten überein, nur ist bei den Lisora-Gängen das trachytische Fließgefüge der Grundmasse-Plagioklasleisten fast bei allen Vorkommen sehr typisch entwickelt. Die sericit- und karbonatbestäubten Einsprenglinge (28–42% An) sind besonders dann schon von blossen Auge nicht übersehbar, wenn sie zu glomerogranularen Knäueln gruppiert sind, was bei den trachytischen Porphyriten besonders häufig zutrifft und offenbar der Fließbewegung zuzuschreiben ist. Bemerkenswert ist wiederum das vollständige Fehlen primärer farbiger Gemengteile. Häufiger als bei den Porphyriten mit pilotaxitischem bis intersertalem Gefüge sind winzige, bis 2 mm grosse, weisse Karbonatmädelchen zu beobachten und damit zusammenhängend eine stärkere Karbonatisierung der Feldspäte. Beim nördlichsten Vorkommen des Gangzuges, im Tälchen 300 m N Beride, an der Strasse Beride-Banco, ist das Karbonat zum Teil ausgelaugt, und das braungefärbte, limonitisch imprägnierte Gestein ist stark zersetzt.

Am östlichen, beinahe 2 km weit verfolgaren Gangzug sind Hornblendespessartite beteiligt, die in einigen Fällen allerdings so stark karbonatisiert respektive zersetzt sind, dass die ursprüngliche Natur des Gesteins nicht mehr festgestellt werden kann. In einem konkordant den Orthogneissen eingelagerten, bräunlich-dunkelgrau melierten, feinkörnigen, undeutlich gesprenkelten Hornblendespessartitgang am N-Hang des Monte Bedeglia findet dieser Gangzug sein N Ende. Abgesehen von einer bräunlichen, diffusen Trübung sind die sperrig angeordneten Plagioklasleisten recht frisch, und dasselbe gilt von den schlanken, hellolivgrünen Hornblendeprismen. Erzkörnchen und Chlorit füllen die Zwickel, und der Karbonatgehalt beschränkt sich auf ein paar verästelte Äderchen.

Das nächst südliche Gangstück ist im nördlich von Beride vorbeifliessenden Bächlein oberhalb der Strasse als Doppelgang aufgeschlossen. Das feinpilotaxitische Feldspat-Chloritgewebe der Grundmasse ist zu Dreiviertel durch Karbonat ersetzt, und die winzigen Einsprenglinge, wahrscheinlich von Olivin, sind der Karbonatisierung vollständig verfallen. Weisse Zeolithmädelchen sind auf ein paar Schlieren beschränkt.

Die weiteren Zeugen dieses Gangzuges sind längs einer Geraden ausgerichtet und lassen sich von Beride gegen S bis an den Hügelrand SW Castelrotto verfolgen, wo der Felsgrund unter den Alluvionen der Tresa verschwindet. Die von den verschiedenen Gangstücken entnommenen Proben stimmen im Handstück und im Schliff so weitgehend miteinander überein, dass sich eine Einzelbeschreibung erübrigt. Nur die Intensität der stets beobachteten Karbonatisierung ist Schwankungen unterworfen und kann ausnahmsweise bis zur fast vollständigen Verdrängung des ursprünglichen Mineralbestandes führen. Die pilotaxitische Grundmasse besteht aus unfrischem Plagioklas, der nur selten in Leisten, viel häufiger in xenomorphen, verzahnten Körnern ausgebildet ist, in denen die olivgrünen oder braunen Hornblendenadeln eingebettet sind. Nur selten treten vereinzelte Augitkörner auf, viel häufiger werden Pseudomorphosen von Karbonat, Chlorit und Serpentin nach Olivineinsprenglingen beobachtet, Chlorit und Karbonat treten auch in Mädelchen und in der Mesostasis auf, hier von Erzkörnchen begleitet. In den schwarzen odinitischen Salbändern und Apophysen ist in der hyalopilitischen Grundmasse die Fliesstextur durch parallelgestellte, winzige Plagioklas- und Hornblendenädelchen deutlich abgebildet.

Im Gegensatz zu den beiden besprochenen, recht einheitlich zusammengesetzten Gangzügen sind an der im SE anschliessenden Ganggruppe verschiedene Gesteine beteiligt.

Der dreifache Gang, im Tälchen unmittelbar nördlich Barico schlecht aufgeschlossen, und die Gänge, welche östlich vom Dorf hangaufwärts ziehen, gehören alle zu den Hornblendespessartiten und stimmen weitgehend mit jenen des oben besprochenen Gangzuges überein. Die gedrungenen Plagioklasprismen und xenomorphen Körner sind oft sericit- und calcitbestäubt oder limonitisch pigmentiert, gelegentlich aber auch recht frisch und – eine Ausnahme bei den Malcantone-Spessartiten – auffällig zonar, mit Anorthitgehalten von 50 % für den Kern und 25 % für die Hülle. Die olivgrüne oder braune Hornblende ist nicht selten unter Erzausscheidung zersetzt und dann beinahe opak. Sehr schön ist wiederum bei den odinitischen Salbändern und Apophysen in der hyalopilitischen Grenzschicht gegen das Nebengestein die Fliessbewegung abgebildet.

Der 500 m NNE von Purasca im Orthogneis eingeschlossene Dioritporphyritgang zeigt grosse Verwandtschaft mit dem Gestein des Mikroquarzdioritstockes des Monte Rocchetta N Ponte Tresa. In der Grundmasse sowohl als auch unter den Einsprenglingen des holokristallinen, hellgrau-schwarz gesprenkelten Gesteins herrscht Plagioklas über die übrigen Gemengteile vor. Er ist, bis auf einen schmalen, stark zonaren Saum (55–60 % An) vollständig verglimmert. Neben intensiv pleochroitischen Biotitschuppen sind vereinzelte, teilweise in Uralit und Pilit umgewandelte Augiteinsprenglinge vorhanden. Quarz ist nur spärlich in der Grundmasse vertreten, häufiger werden Karbonatnester angetroffen.

Von den vier um Purasca gruppierten Gangvorkommen gehören zwei zu den felsophyrischen Quarzporphyriten. Das grünlichweisse, rostig anwitternde Gestein ist stark sericitisiert und karbonatisiert, und die ursprüngliche Natur kann nur in ausgesparten Inseln erkannt werden. Bei den beiden anderen, ebenfalls karbonatisierten und ausserdem stark zersetzten, dunkelgrauen Gängen dürften, aus dem Strukturbild zu schliessen, odinitische Spessartite vorgelegen haben. Die vier Gänge von Purasca sind die südlichsten Ausläufer des W-Astes des Malcantoneschwarmes. Von hier bis zum Eruptivstock des Monte Rocchetta, 1 km weiter im SE, sind keine Gänge beobachtet worden, woran allerdings der dichte Baum- und Unterholzbestand der steilen oberen und die dicke Moränenbekleidung der unteren Hänge mitschuldig sein dürften.

Der kürzere E-Ast des Malcantone-Gangschwarmes lässt sich von Agno bis in den Eruptivstock des Monte Rocchetta hinein auf eine Länge von 4½ km verfolgen. Er ist auf den Kartenskizzen der Fig. 20 und 21 dargestellt. In diesem Gangzug sind ausschliesslich verschiedene Varietäten von Porphyriten und Quarzporphyriten vertreten. Bemerkenswert ist das vollständige Fehlen der sonst auch im Malcantone sehr verbreiteten Hornblendespessartite.

Wie aus Fig. 20 zu entnehmen ist, treten Gänge zwischen Agno und Magliasina ausschliesslich im Randgebiet der Hügelregion auf, wo sie an den moränenverkleisterten Hängen in Bachrinnen auf ganz kurze Strecken blossgelegt sind. Von den zwanzig in diesem Raum nachgewiesenen Gängen gehören drei zu den Quarzdioritporphyriten mit den folgenden Fundorten: 500 m N Agno (2 m mächtig); unmittelbar nördlich Vernate beim Dorfbrunnen; oberster von vier Gängen im Tälchen 450 m SW Vernate. Alle drei Vorkommen liegen auf einer NE–SW streichenden Geraden. Das Gestein hat ein granitporphyrisches Aussehen. Einsprenglinge von weissem bis hellrötlichem Plagioklas, grauem Quarz und verwittertem Biotit heben sich vom grünlichgrauen aphanitischen Grund ab. Die mikrogranitische Quarz-Feldspatgrundmasse ist stark sericitisiert und karbonatisiert und die Biotitschuppen sind gebleicht. Dasselbe gilt von den Einsprenglingen. Längs Spaltrissen sind im kräftig pleochroitischen, aber meistens baueritisierten Biotit Karbonatlamellen eingelagert.

Die übrigen Gänge gehören zur Gruppe der Porphyrite. Es können zwei Typen unterschieden werden, die ohne scharfe Grenze ineinander übergehen: die trachytischen Porphyrite mit fluidalem Gefüge der Grundmasseplagioklasnadeln und die Porphyrite schlechtweg mit wenig charakteristischer und, wegen starker Zersetzung, verwischter Struktur. Karbonatisierung ist beiden eigen. Sie kann so weit überhandnehmen, dass sie, als auffälligstes Merkmal, zur Charakterisierung des Gesteinstypus dient. Hand in Hand mit der Karbonatisierung kann eine starke Sericitisierung und Chloritisierung festgestellt werden. Beispiele solcher Gänge finden sich im SW Abschnitt von Fig. 20 im Tal der Magliasina W von Neggio und in den Tälchen S von Pura. Der Gang in der Magliasina ist stark verwittert und das Karbonat ausgelaugt. Im aphanitischen, hellgrünlichgrauen Gestein des oberen, westlichen der beiden Gänge 450 m S Pura, beobachtet man zahlreiche weisse, spindelförmige Calcitmändelchen. Die Grundmasse ist, unter Abscheidung sekundären Quarzes, fast vollständig karbonatisiert, und auch von den wenigen Plagioklaseinsprenglingen sind nur noch spärliche Reste erhalten. Der untere Gang ist grobkörniger und dunkelgrün gesprenkelt. Die



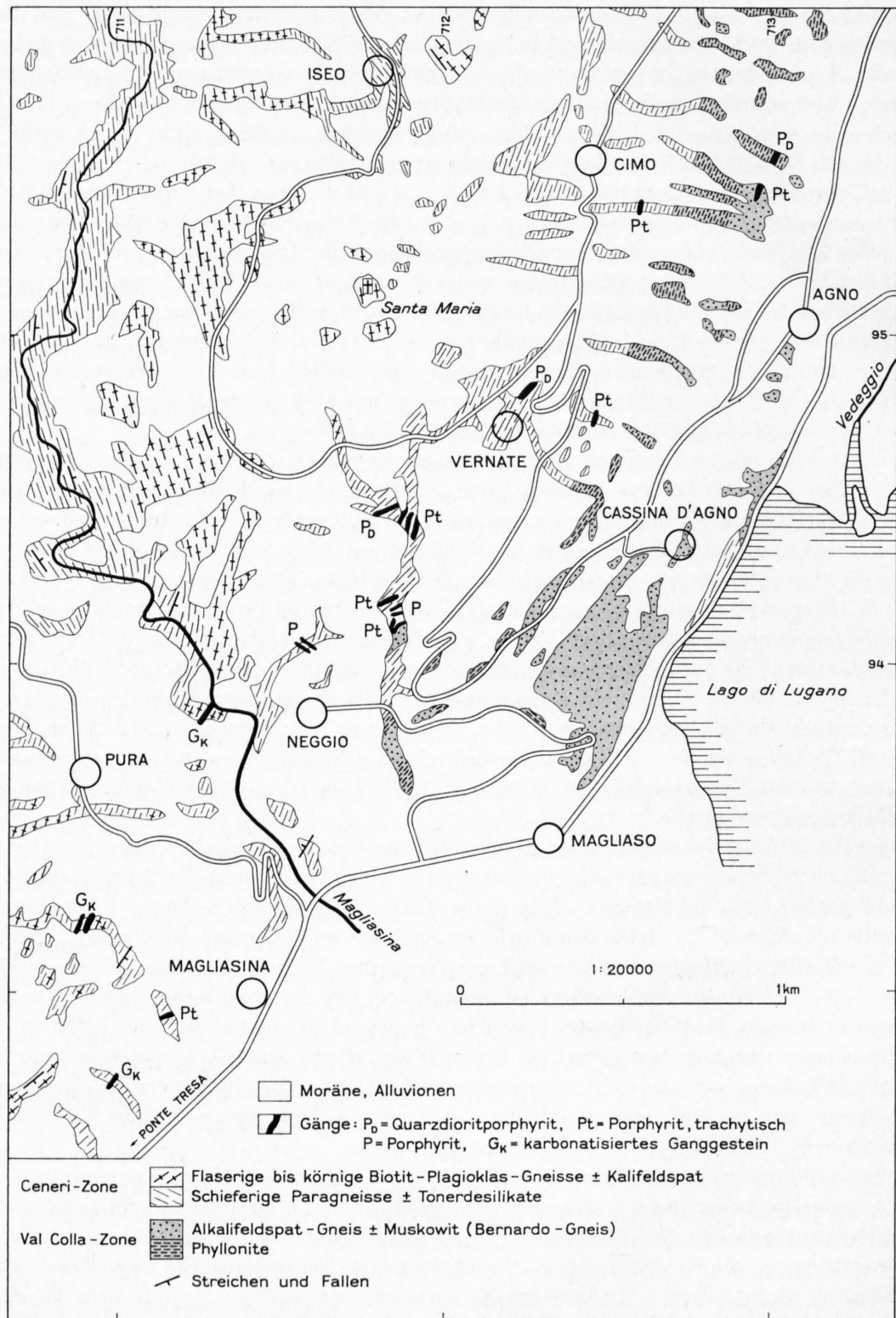


Fig. 20. Die Gangvorkommen im SE-Malcantone, nach Aufnahmen von P. GRAETER und M. REINHARD

mikrolithische Grundmasse besteht aus Feldspat, Glimmerschüppchen und Karbonat. Unter den zahlreichen Einsprenglingen beobachtet man Plagioklas, Biotit und, seltener, Hornblende, die alle fast vollständig karbonatisiert sind, die dunkeln unter ihnen unter Erzabscheidung. Ähnliches Aussehen und gleiche Zusammensetzung hat auch der südlichste der in Fig. 20 dargestellten Gänge.

Die trachytischen Porphyrite sind über den ganzen Gangschwarm verteilt. Sie treten entweder als Einzelgänge oder in Ganggruppen, zusammen mit Quarzdioritporphyriten oder mit Porphyriten auf. Im dunkelgrünlichgrauen, feinkörnigen bis dichten, meistens schwarz gesprenkelten Gestein sind nur selten vereinzelte kleine Einsprenglinge sichtbar. Recht verbreitet sind hingegen weisse Mädelchen und Äderchen von Karbonat.

Die Plagioklasnadeln der Grundmasse sowohl als auch die Einsprenglinge können stark von Sericit, Chlorit und Karbonat durchsetzt sein, doch bleiben meistens frische Inseln ausgespart, die eine Bestimmung zulassen. Der Anorthitgehalt schwankt zwischen 30 und 45 %; in einem Fall wurde ein solcher von 4 % festgestellt. Öfters kann mangels anderer Bezugsflächen als der des Albitgesetzes 010 nicht entschieden werden, ob Albit oder Oligoklasandesin vorliegt. Nur vereinzelt werden Pseudomorphosen von Bowlingit, Chlorit oder Antigorit nach fraglichen Hornblendeinsprenglingen beobachtet. Chlorit tritt auch in Zwickeln der Grundmasse auf oder in Mädelchen, zu Rosetten gruppiert und von Karbonat begleitet.

Die Porphyrite schlechtweg sind auf wenige Vorkommen beschränkt. Zwei Gänge der unteren, im Tälchen W von Vernate aufgeschlossenen Ganggruppe und der Doppelgang 200 m N von Neggio gehören dazu. Das hellgrünlichgraue, fast dichte, undeutlich porphyrische Gestein besteht aus einer feinkörnigen, stark sericitisierten und karbonatdurchwirkten Feldspatgrundmasse und aus sericitbestäubten, von Karbonat weitgehend aufgezehrten Plagioklaseinsprenglingen. An klaren Partien konnte der Anorthitgehalt zu 36–40 % bestimmt werden. Andere Einsprenglinge, nach den Umrissen zu urteilen ursprünglich ebenfalls Plagioklas, sind durch ein feinschuppiges oder zu Sphärolithen mit + Achsenkreuz gruppiertes, glimmerartiges Mineral mit stark unternormalen Interferenzfarben ersetzt. Nur in einem Schliff konnten vereinzelte Chloritpseudomorphosen festgestellt werden, die nach den Umrissen auf einen ursprünglichen Pyroxengehalt schliessen lassen.

#### **Der Mikroquarzdioritstock am M. Rocchetta, sein Kontakthof und Gangfolge**

Die SW Fortsetzung des Gangschwarmes von Fig. 20 und der Mikroquarzdioritstock sind auf dem Detailplan Fig. 21 dargestellt. GRAETER, auf dessen gründlichen Felduntersuchungen die Karte beruht, hat vom Mikroquarzdioritstock, den Kontaktgesteinen und den Gängen weit über hundert Proben geschlagen. Das Resultat der Schliffuntersuchung ist beim Entwurf der Kartenskizze mitverwendet und in stark vereinfachter Form dargestellt worden. Als topographische Grundlage diente eine Vergrösserung des Katasterplanes 1:10 000.

Die Gänge unterscheiden sich in keiner Weise von jenen des in Fig. 20 dargestellten Gebietes von Agno, deren SW Fortsetzung sie ja darstellen. Es sind die gleichen porphyritischen Gesteinsarten: Dioritporphyrit, trachytische Porphyrite und Porphyrite schlechtweg, denen wir auch hier begegnen. Die Feldspatkomponente ist wiederum ausnahmslos mehr oder weniger, zum Teil sehr stark, ja vollständig verglimmert und karbonatisiert, und der Biotit ist baueritisiert oder chloritisiert.

Ausser diesen Gängen treten noch zwei weitere auf, die sich von den feinkörnigen bis dichten, undeutlich porphyrischen Porphyritvarietäten durch gleichmässig körnige Struktur und dioritähnliches Aussehen unterscheiden und im Schliff mit dem Mikroquarzdiorit des Stockes weitgehend übereinstimmen. Bei einem dieser Mikroquarzdioritgänge (Koord. 710.30/92.62) ist der Plagioklas fast vollständig durch ein Gitterwerk feiner Glimmerschüppchen ersetzt, und auch der Quarz ist von einem ähnlichen Glimmerfilz durchwoben. Der Biotit ist baueritisiert, und in Nestern haben sich Karbonat und Chlorit angesiedelt. Die Verglimmerung und das Vorhandensein von Körnern und Kristallskeletten eines blau-gelb pleochroitischen Turmalins sind Zeugen einer pneumatolytisch-hydrothermalen Einwirkung. Eine ähnliche postmagmatische Beeinflussung zeigt auch ein unweit von dem Mikroquarzdioritgang gelegener Dioritporphyritgang (Koord. 710.34/92.56), der reichlich Turmalin mit verschiedenen Absorptionsfarben (blau-grün-braun) führt.

Der andere Mikroquarzdioritgang wurde in unmittelbarer Nachbarschaft des W Endes des Quarzdioritstockes aufgefunden. Der vorherrschende, stark zonare Plagioklas ist nur schwach verglimmert, und der  $\pm$  chloritisierte Biotit ist oft mit einer hellgrünen Hornblende verwachsen. Der Quarz füllt die zwischen den idiomorphen Plagioklaskörnern ausgesparten Zwickel.

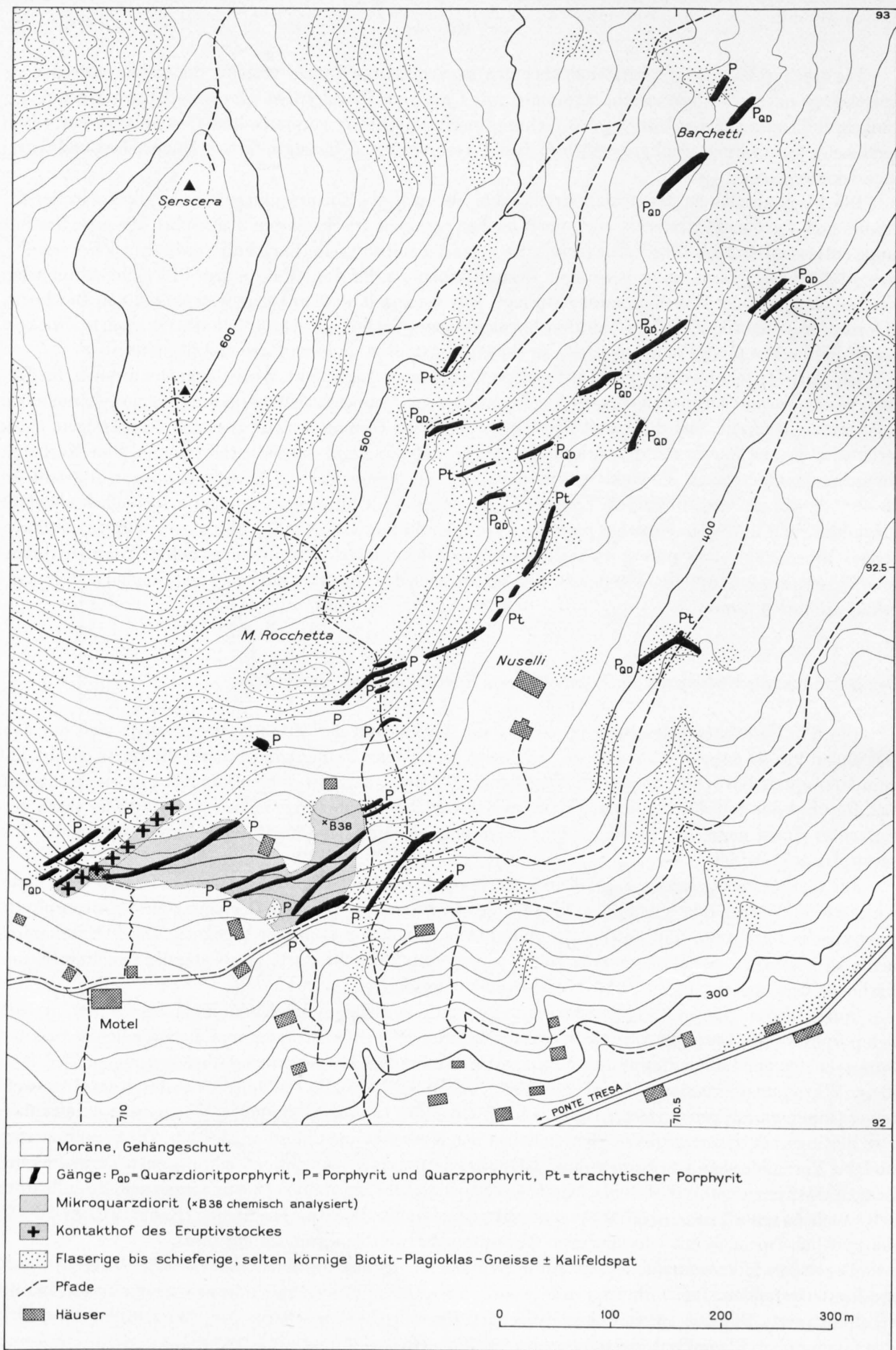


Fig. 21. Geologische Kartenskizze 1:5000 des Eruptivstockes und seiner Ganggefolgschaft am M. Rocchetta im Südzipfel des Malcantone N Ponte Tresa

Nach Aufnahmen von P. GRAETER. Topographie nach Katasterplan 1:10 000



Wie aus Fig. 21 ersichtlich, queren mehrere Gänge auch den Mikroquarzdioritstock. Wie die benachbarten Gänge im Gneis, gehören auch sie ausschliesslich zu den gewöhnlichen Porphyriten und sind, wie jene, sehr stark verglimmert und karbonatisiert, was sich schon durch das häufige Auftreten von Calcitmändelchen kundtut. In Kontaktnähe mit den Gängen zeigt auch der Quarzdiorit eine kräftige Glimmer-Karbonatmetasomatose.

Der Mikroquarzdiorit des Stockes ist bereits charakterisiert worden. Zu der auf S. 32 gegebenen Beschreibung ist nichts Wesentliches mehr beizufügen. Es sei nur noch erwähnt, dass die Probe B 38 chemisch analysiert worden ist (vgl. Analyse Nr. 7).

Der Kontakthof zwischen dem Mikroquarzdiorit und dem Nebengestein ist nur im W und, auf kurze Strecken, im E des Eruptivstockes dürttig aufgeschlossen, und die Darstellung auf dem Kärtchen Fig. 21 ist notgedrungen stark schematisiert. Um den verwickelten Verhältnissen gerecht werden zu können, müsste eine Karte in grösserem Massstab entworfen werden, und dazu reichen die Unterlagen nicht aus.

Am Kontakt mit dem Nebengestein nimmt die Korngrösse des Quarzdiorits nur unmerklich ab, und nur selten ist porphyrische Struktur schwach angedeutet. Der Plagioklas ist bis auf eine schmale Hüllzone stark verglimmert und teilweise auch karbonatisiert und der Biotit weitgehend chloritisiert. Nur selten können vereinzelte Granatkörner oder Skelette eines blauschwarz absorbierenden Turmalins beobachtet werden. Häufiger stellt sich Kalifeldspat ein, der meistens stark braun getrübt und zuweilen isotropisiert ist. Typisch für den Kontakthof ist die oft zu beobachtende Durchaderung mit miarolithischen Granophyrgängen, die sowohl im Quarzdiorit als auch im Gneis auftreten. Das blassrötliche, dichte, poröse Gestein könnte von der Morcotehalbinsel stammen, so ähnlich sieht es den dortigen granophyrischen Quarzporphyren der permischen Vulkanite. Ebenso häufig wie von sauren Gängen sind der Quarzdiorit und die Gneisse im Bereich des Kontakthofes von porphyritischen und quarzporphyritischen Gängen und Apophysen durchdrungen. Die Plagioklaseinsprenglinge sind vollständig verglimmert, während die Nadelchen der Grundmasse oft unversehrt blieben. Die Quarzeinsprenglinge zeigen starke Korrosion, und der Biotit ist gebleicht oder chloritisiert. In Mandeln und Nestern haben sich Karbonat und Chlorit angesiedelt.

Die Gneisse des Grundgebirges zeigen im Kontakthof und in einer am S Rand des Eruptivstockes eingeschlossenen Scholle pneumatholytisch-hydrothermale Einwirkung. Sie äussert sich im sporadischen Auftreten von stark pleochroitischem Turmalin (Z blauschwarz, X hellgelb), in der vollkommenen Verglimmerung des Plagioklases und in einer wolkigen Trübung des Kalifeldspates. Wo Biotit als alter Bestandteil in grösseren Lamellen auftritt, ist er gebleicht. Er kann aber auch als Neubildung in feinnadeligen Zeilen erscheinen. Granat, blaugrüne Hornblende und Klinozoisit scheinen auf die kontaktnahen Gneisse beschränkt zu sein. Noch in weitem Abstand vom Eruptivstock sind die Gneisse auffällig stark gebleicht, als Folge einer Auslaugung des Biotits durch hydrothermale Lösungen. Ganz ähnliche Einwirkungen, wie sie der Quarzdiorit auf die Gneisse ausgeübt hat, erfuhr das Grundgebirge bei Morcote unter dem Einfluss der permischen vulkanischen Aktivität.

### **Gebiet von Lugano-Collina d'Oro**

Trotz prekärer Aufschlussverhältnisse wurden im üppig bewachsenen, intensiv kultivierten und von mächtigen Moränen- und Fluvioglazialablagerungen bedeckten Hügelgelände von Lugano-Paradiso und der N Abdachung der Collina d'Oro mehrere Gangvorkommen festgestellt, die, von zwei Ausnahmen abgesehen, alle zu den felsophyrischen, sauern Quarzporphyriten gehören. Das von Lugano, Paradiso, Agnuzzo und Montagnola begrenzte Gebiet ist in Fig. 22 dargestellt. Zu der auf S. 41 gegebenen Charakterisierung der felsophyrischen Quarzporphyrite ist nicht viel beizufügen. Das dichte, grünlichweisse oder bei beginnender Verwitterung rötlichweisse Gestein mit dicker, brauner (limonitischer) Verwitterungsrinde besteht vornehmlich aus einer stark sericitisierten und reichlich ankeritisches Karbonat führenden, felsitischen Grundmasse und spärlichen winzigen Einsprenglingen eines ebenfalls  $\pm$  sericitisierten und karbonitisierten, sauern Plagioklases. Die seltenen Quarzeinsprenglinge sind von einer schmalen Corona umsäumt. Ausnahmsweise beobachtet man vollständig karbonatisierte Einsprenglinge eines Mafites.

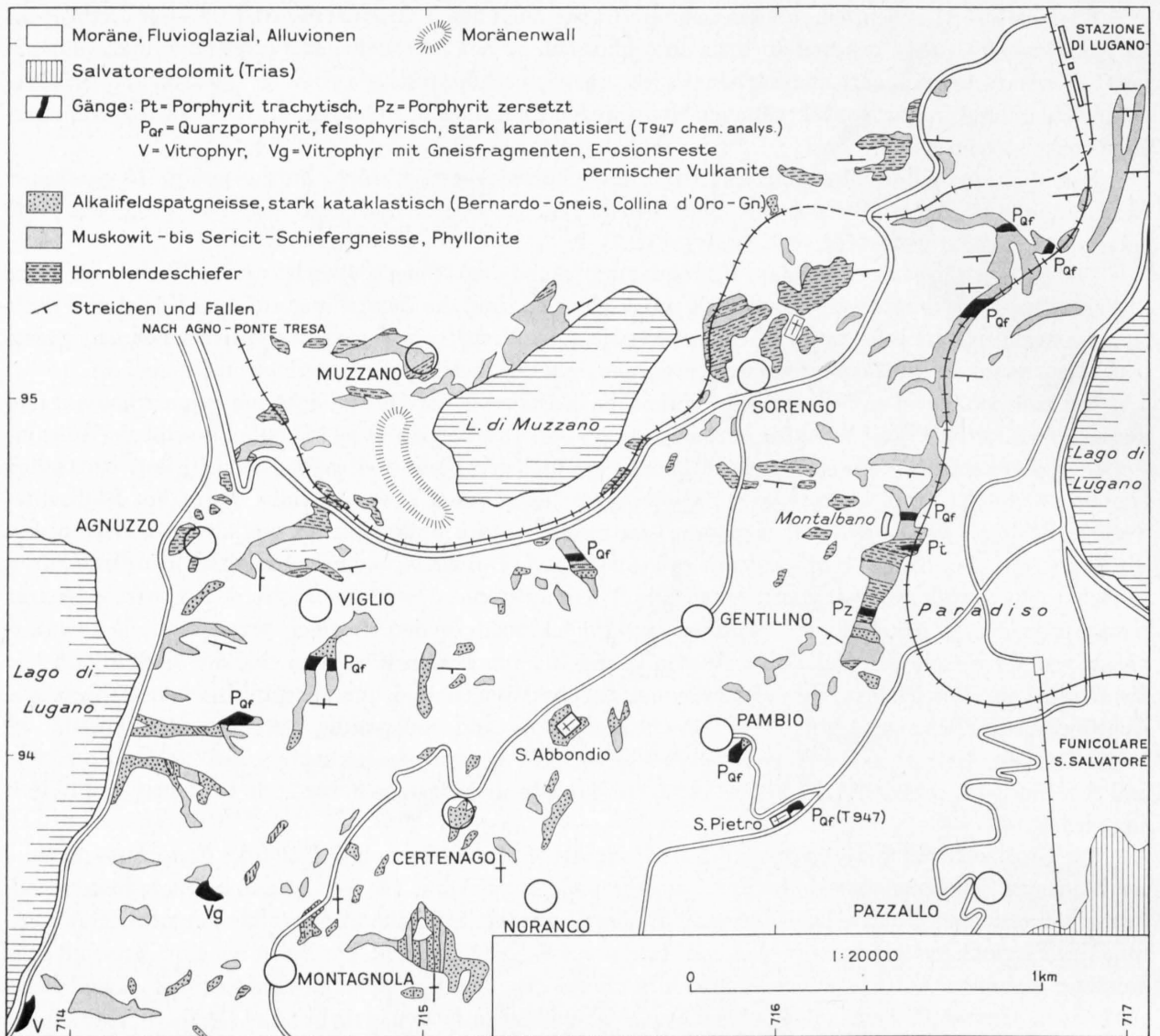


Fig. 22. Die Gangvorkommen im Gebiet zwischen Lugano-Paradiso, Agnuzzo-Montagnola (Collina d'Oro), nach Aufnahmen von M. REINHARD

Von den felsophyrischen Quarzporphyritgängen, die in einem schmalen Streifen auftreten, der vom Bahnhof von Lugano WSW-wärts bis nach Pambio und S. Pietro verfolgt werden kann, sind die schönsten und mächtigsten Vorkommen nur sehr schwer oder gar nicht mehr zugänglich. Dies gilt für den Gang, der im Hof der Kirche von S. Pietro an der Strasse Paradiso-Figino aufgeschlossen war (Koord. 716.07/94.15), heute aber leider zugemauert ist. Das frische, relativ wenig Karbonat führende Gestein, von dem die Probe T 947 chemisch analysiert worden ist (vgl. Analyse Nr. 1), zeichnet sich durch den Gehalt an Turmalin aus, der in erbsengrossen, bläulichschwarzen Knoten auftritt.

Einstweilen noch nicht verbaut ist ein Quarzporphyritgang, der 300 m NW von S. Pietro in einem Bachriss am SE Ausgang von Pambio in verruschelten Bernardo-Gneissen auftritt.

Nur mit spezieller Erlaubnis der Bahndirektion zugänglich ist ein 40 m mächtiger Quarzporphyritgang, der etwa 700 m im SSW von der Station von Lugano im Bahneinschnitt blossgelegt ist (Koord. 716.58/95.25). Er steckt in Sericitschiefergneissen und ist durch eine Schieferscholle zweigeteilt.

Ebenfalls nur im Bahneinschnitt aufgeschlossen ist, 700 m weiter im S von diesem Gang, ein 2 m mächtiges Vorkommen von trachytischem Porphyrit in einer schmalen Hornblendeschieferscholle (Koord. 716.40/94.58). Im dichten, dunkelgrauen Gestein sind ganz sporadisch winzige Feldspateinsprenglinge sichtbar.

Die trachytische Grundmasse ist stark karbonatdurchsetzt, und auch die Plagioklaseinsprenglinge sind grösstenteils karbonatisiert. Dunkle Gemengteile sind keine vorhanden, wohl aber recht zahlreiche Erzkörnchen.

Kaum 100 m N von diesem Gang ist am Strässchen zum Montalbano ein stark verwitterter, feinlamierter Gang von dichtem, weissen, rostig anwitternden, felsophyrischen Quarzporphyrit sichtbar (Fig. 23). Er steckt in 60–90° S fallenden, wild gefalteten und gestauten Sericitschiefergneissen mit zahlreichen Quarzkauern und -schnüren, die von 40–60° N fallenden Scherflächen durchsetzt sind.

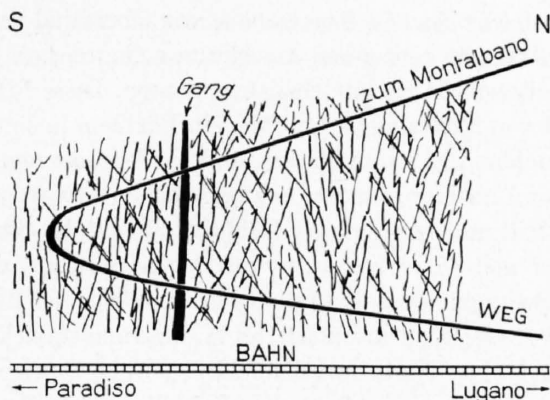


Fig. 23. Ansicht des felsophyrischen Quarzporphyritganges in stark gestauten Sericitschiefergneissen am Strässchen zum Montalbano bei Lugano

Bei den beiden Gängen ca. 400 m S vom Bahnhof von Lugano und beim Gang 500 m E von Gentilino handelt es sich um geringmächtige, schlecht aufgeschlossene Vorkommen von  $\pm$  zersetzten, felsophyrischen Quarzporphyriten.

Die Gänge S Viglio (Koord. 714.47/94.10 und 714.72/49.26) und der Gang S vom Laghetto di Muzzano (Koord. 715.44/94.55) liegen in der Schuppenzone Viglio–Gentilino, welche die N–S streichenden Collina-d'Oro-Gneisse von den E–W gerichteten Hornblendeschiefern, Sericitschiefergneissen und Phylloniten des Gebietes von Lugano–Muzzano trennt und die beim Bahnhof von Lugano zu einer Antiklinale gestaut sind. Das Profil Fig. 24 zeigt die Verhältnisse beim Gangvorkommen S vom Laghetto di Muzzano. Entsprechend ihrem Vorkommen in einem tektonisch stark beanspruchten Gebietsstreifen sind die Quarzporphyritgänge laminiert, und der Karbonatgehalt ist unter Zurücklassung limonitischer Nester und Krusten weitgehend oxydiert und ausgelaugt.

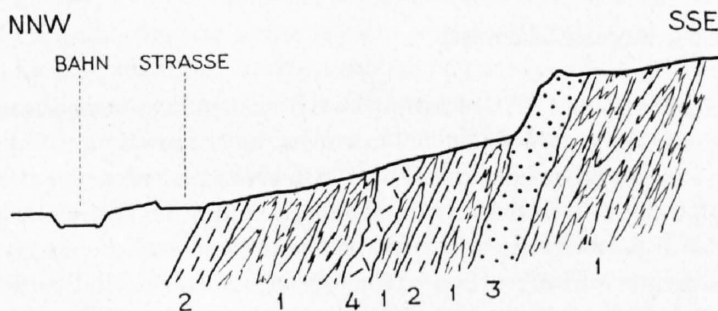


Fig. 24. Profil durch den Gang S Laghetto di Muzzano. Länge ca. 200 m

- 1 Sericitschiefergneisse
- 2 Hornblendeschiefer
- 3 Collina-d'Oro-Gneis
- 4 Gang von felsophyrischem Quarzporphyrit

An der Seestrasse Agnuzzo–Carabietta–Figino ist, wenig N von der Abzweigung des Weges zu den Häusern von Pian Roncaa, über der Strassenmauer, ein dichtes, splitteriges, schwarzes Gestein mit spär-



lichen weissen Sprenkeln auf eine Länge von 80 m aufgeschlossen. Das Vorkommen ist auf dem Kärtchen Fig. 22 in der SW Ecke eingezeichnet. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist durch Moränenbekleidung der Sicht entzogen, die geologische Lagerung deshalb ungewiss, und das Vorkommen wurde während der Felduntersuchung für einen Gang gehalten. Die Schliffdiagnose ergab jedoch, dass ein Ergussgestein vorliegt, ein Erosionsrest eines permischen Vitrophyrs. In der braunen, kryptokristallin entglasten Glasbasis ist durch die Feldspatnadelchen Fluidaltextur abgebildet. Die Biotiteinsprenglinge sind vollständig vererzt, andere Einsprenglinge (es dürften, nach den Umrissen zu beurteilen, Olivin, Pyroxen und Hornblende vorgelegen haben) sind in Serpentin, Chlorit und Karbonat umgewandelt, und die Plagioklaseinsprenglinge sind sericitisiert. Als Fremdkörper sind Quarz und Bruchstücke von Gneis und von Felsophyr vertreten.

Ein ähnliches Erosionsrelikt von geringerer Ausdehnung findet sich 300 m NW von Montagnola (Fig. 22), wo der Vitrophyr vollgespickt ist mit Gneisfragmenten. Diese lithische Tuffbrekzie bildet eine Geländekante am Plateaurand von Montagnola, über die ein Bächlein in einem 8 m hohen Wasserfall hinunterstürzt. Das ehemalige Brachland ist heute bebaut, und das Vorkommen ist jetzt in einen mit Bäumen und Büschen dicht besetzten und hochumzäunten, unzugänglichen Privatpark einbezogen.

Nur sehr weitmaschig verteilt und von geringer Mächtigkeit sind die Gänge im Gebiet N von Lugano, dessen Felsgrund allerdings auf weite Strecken unter mächtigen Moränen- und Schotterablagerungen begraben ist, wie aus Tafel IV hervorgeht. Dass dadurch mächtige Gänge der Beobachtung entzogen sind, bewies der in den Jahren 1940–1941 erfolgte Durchstich des II. Massagnetunnels, kurz vor der Einfahrt in den Bahnhof von Lugano. Im 940 m langen Tunnel wurden felsophyrische Quarzporphyritgänge von zusammen über 100 m Mächtigkeit durchquert, wie sie im Sottoceneri sonst nirgends festgestellt worden sind. Das sehr frische, massige, dichte, grünlichweisse Gestein zeichnet sich durch hohen Gehalt an Ankerit aus, der in Form von spätigen Äderchen und Nestchen auch schon von blossen Auge wahrgenommen werden kann. Die geologischen Verhältnisse des II. Massagnetunnels sind von REINHARD (1956) erläutert worden. Lage und Umrisse des der Arbeit beigegebenen Kärtchens sind in Tafel IV angegeben und mit MAS. T bezeichnet.

Im Gegensatz zu diesen mächtigen, unter Moräne begrabenen Gängen sind die übrigen Vorkommen von nur sehr geringer Mächtigkeit. Es handelt sich ausnahmslos um stark zersetzte und deshalb wenig charakteristische Quarzporphyrite mit brauner Verwitterungsrinde und folgenden Fundorten: zwei Gänge am Fuss des linken Talhanges von Val Cassarate, der nördliche unweit Rolino (Koord. 719.13/97.90), der südliche bei Viganello (Koord. 719.34/97.06). Auf dem flachen Rücken zwischen dem unteren Cassarate- und dem Agno-(Vedeggio-)tal wurden drei Gangvorkommen nachgewiesen: beim N Portal des Massagnetunnels (Koord. 715.92/97.25), bei Vezia (Koord. 715.60/97.60) und unweit Crocifisso (Koord. 716.94/97.68). Schliesslich sei noch erwähnt, dass GRAETER eine Quarzporphyritlinse bei Caslano aufgefunden hat (Koord. 711.85/91.87).

### Gänge im Grundgebirge der Morcote-Halbinsel

Das Grundgebirge der Morcote-Halbinsel tritt an zwei Stellen in Erosionsfenstern unter den permischen Vulkaniten zutage: an der W Küste, in einem 300 m langen Aufschluss S vom Val di Soresella bei Figino und an der SE Küste, in einem 2½ km langen und bis 400 m breiten Streifen, der sich von Morcote bis nach Colombaio erstreckt (vgl. Tafel IV). In beiden Grundgebirgsabschnitten treten Gänge auf.

Im Aufschluss S Val di Soresella sind es weisse, hellgraue und rötliche, klein- bis mittelkörnige Gesteine, zum Teil mit spärlichen schwarzen Sprenkeln. Die feinkörnigen sind typische Aplite, die gröberkörnigen könnte man als Leukogranite bezeichnen; sie zeigen unverkennbare Anklänge an den Bavenogranit. Das Schliffbild stimmt mit diesen Bezeichnungen überein. Der Mineralbestand ist bei beiden Gesteinen derselbe, sie unterscheiden sich lediglich durch Korngrösse und Struktur. Der Kalifeldspat ist stark braun getrübt. Er ist oft mit Quarz verwachsen und bildet dann granophyrische Nester. Der weniger stark getrühte Albitogoklas ist nach dem Albit- und dem Periklingesetz fein verzwilligt. Der spärliche Biotit ist auffallend stark pleochroitisch (Z schwarzbraun, X hellgelb), weshalb die verbreiteten pleochroitischen Höfe leicht übersehen werden. In miarolithischen Höfen kann ein faseriges, radialstrahliges Mineral beobachtet werden, das durch kräftigen Pleochroismus (Z bläulichgrün, X hellgelb) und durch stark übernormale

Interferenzfarben auffällt. Die Hauptzone ist positiv, das Relief ähnlich dem des Epidots und die Doppelbrechung  $\sim 0.01$ . Es scheint einachsiger negativ zu sein.

In Fig. 25 ist eine Ansicht des Kristallins mit den Aplitgängen an der Seestrasse Figino–Morcote wiedergegeben. Von den vier an der Strasse anstehenden Gängen ist der nördlichste 10 m mächtig. Der dritte von links ist in einer Wildbachrunse aufgeschlossen. Der verzweigte Gang am steilen, abgesackten Hang oberhalb der Strasse besteht aus Leukogranit, der in den Apophysen in Aplit übergeht. Eine solche Apophyse lässt sich bis in die Porphyritdecke hinauf verfolgen. Dieselben granophyrischen Aplitgängen und -apophysen kann man auch im Porphyrit am Weg von Carona zur Wallfahrtskirche Madonna d'Ongero beobachten. Ganz zweifellos hängt die aplitische Durchaderung des Grundgebirges S von Figino mit dem Empordringen der benachbarten Granophyrmassen zusammen und gehört demnach der permischen magmatischen Tätigkeit an.

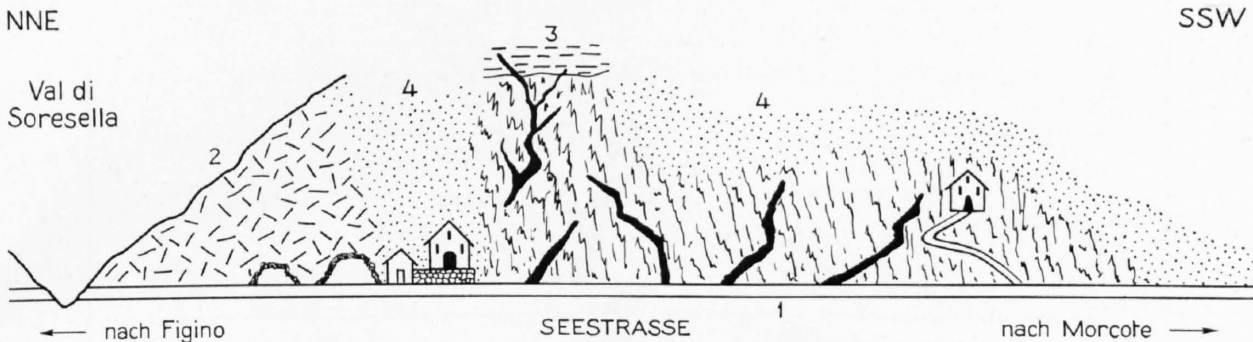


Fig. 25. Ansicht des Grundgebirgsaufschlusses mit Aplitgängen an der Seestrasse Figino–Morcote. Länge ca. 500 m

- 1 Mylonitgneisse mit Aplitgängen
- 2 Granophyr, mit zwei aufgelassenen Steinbrüchen
- 3 Porphyrit
- 4 Gehängeschutt

Auf die grosse Ähnlichkeit der Aplitgängen im Kontakthof des Mikroquarzdioritstockes vom Monte Rocchetta mit den Apliten im Grundgebirge und im Porphyrit von Figino wurde bereits hingewiesen.

Von anderer Beschaffenheit sind die Gangvorkommen im Grundgebirgsstreifen, der sich von S. Carlo bei Morcote, dem Ufer folgend, gegen NE bis nach Colombaio erstreckt (Fig. 26). Ein an wenigen Stellen über 100 m mächtiger Granitporphyrgang lässt sich, von mehreren kurzen Unterbrechungen abgesehen, vom Val Nosorino NE Morcote bis kurz vor Colombaio verfolgen. Der launenhafte Verlauf des Ganges, sein Anschwellen und Auskeilen und seine Verästelungen sind durch die schlechte Wegsamkeit des von Mylonit- und Bruchzonen durchsetzten und streckenweise wildgefalteten altkristallinen Untergrundes bedingt. In einem so gearteten Wirtgestein vermag ein empordringender Schmelzfluss keine auf grössere Strecken geradlinig verlaufende Spalten zu öffnen. Von den zahlreichen, treppenförmigen Verwerfungen des Ganges, wie sie ESCHER (1913) und später KOOMANS (1937), DE SITTER (1939) und RODE (1941) angenommen haben, ist nichts zu sehen. Wohl sind Brüche vorhanden, aber sie sind älter als der Gang oder während des Eindringens des Schmelzflusses unter Bildung von Eruptivbrekzien entstanden.

Die Zusammensetzung des Ganges ist nur geringfügigen, die Korngrösse hingegen recht beträchtlichen Schwankungen unterworfen. In der Gangmitte können die sehr zahlreichen Feldspateinsprenglinge über 2 cm gross werden, während die Quarzeinsprenglinge und die Biotittafeln an Zahl und Grösse hinter dem Feldspat zurückstehen. Die Einsprenglinge heben sich durch ihre hellrote (Feldspat) und rauchgraue (Quarz) Farbe deutlich von der hellgrauen feinkörnigen oder dichten Grundmasse ab. Bei grobkörniger Ausbildung ist das Gestein meistens stark vergrust.

Von den Feldspäten zeigt der nach dem Albit- und dem Perklingsesetz verzwillingte Plagioklas (0–5 % Anorthit) beginnende, der seltenere Kalifeldspat starke Trübung. Er ist nach dem Karlsbad-, Manebach- und Bavenogesetz verzwillingt, und der Achsenwinkel schwankt zwischen  $-40$  und  $-60^\circ$ . Nur selten wurde ein solcher zwischen  $-8$  und  $-30^\circ$  festgestellt. Von den 14 eingemessenen Polen (Spaltrisse 001 und Zwillings-ebenen) fallen auf dem Nikitin-Diagramm 7 Pole auf Natronorthoklas, 5 auf Orthoklas und 2 auf Mikroklin.

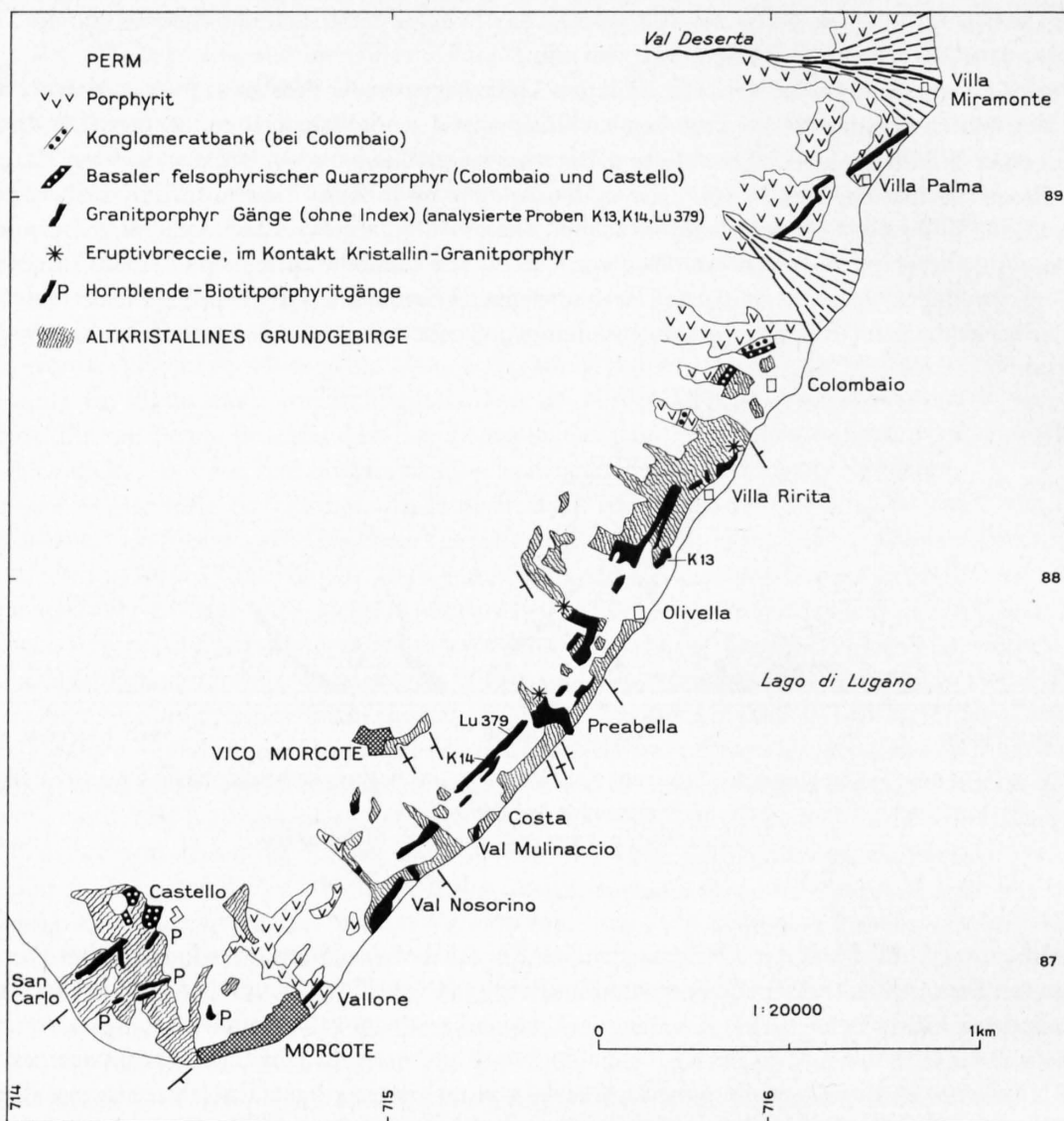


Fig. 26. Gangvorkommen der Morcote-Halbinsel zwischen Morcote und Val Deserta.  
Nach Aufnahmen von M. REINHARD

Die Quarzeinsprenglinge sind stark korrodiert und oft von einer mikropegmatitischen Korona umgeben. Der Biotit ist gebleicht und oft chloritisiert. In der mikrogranitischen, felsophyrischen oder granophyrischen Grundmasse herrscht Kalifeldspat über den Plagioklas vor. Nur selten treten in ihr Karbonatnester auf. KOOMANS (1937) hat zwei Proben (Nr. 13 und 14) des Granitporphyrs – sie nennt ihn Quarzporphyr – analysiert. Die Analysen sind unter Nrn. 3 und 4 in die Tabellen 1 bis 3 über den Chemismus der Ganggesteine aufgenommen.

Gegen die Gangränder werden die Einsprenglinge kleiner und spärlicher, und mit der Abnahme der Korngrösse ist oft auch eine stoffliche Änderung verbunden, die sich schon in der dunkler grüngrauen Farbe der Grundmasse äussert. Der Kalifeldspat ist fast verschwunden, der Quarzgehalt gesunken, der Biotit ist chloritisiert und oft von Karbonat begleitet. In der von Plagioklasnadelchen und Chloritschuppen gebildeten, pilotaxischen Grundmasse sind zahlreiche bis 1 mm grosse Plagioklaskörner (Albit bis Oligoklasandesin) eingebettet. Von einem solchen quarzporphyritischen Salband wurde die Probe Lu 379 chemisch analysiert (Analyse Nr. 6).

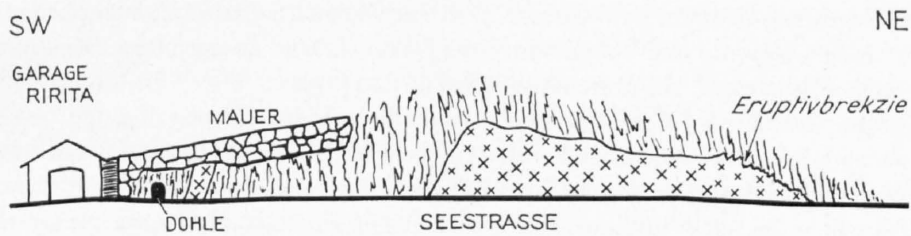
Der Granitporphyrgang ist an der Seestrasse Morcote-Melide an mehreren Stellen aufgeschlossen, so z. B. bei Val Nosorino NE Morcote, bei Preabella, bei der Villa Ririta und an der Strasse nach Vico Morcote,



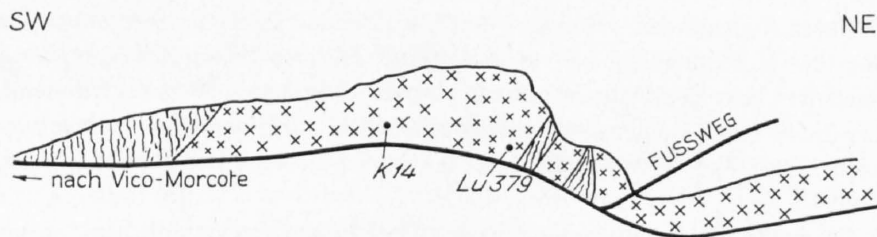
Fig. 27 a-d. Granitporphyrgänge auf der Morcote-Halbinsel zwischen Morcote und Val Deserta



a) Granitporphyrgang bei Val Nosorino NE von Morcote. Länge ca. 50 m



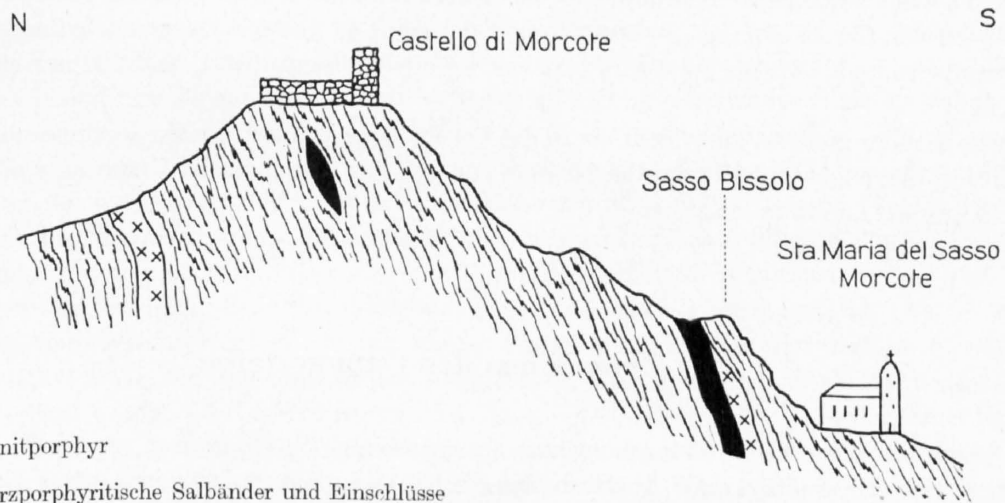
b) Granitporphyrgang bei der Villa Ririta. Länge ca. 50 m



c) Granitporphyrgang an der Strasse Morcote-Vico-Morcote. Länge ca. 120 m

K<sub>14</sub> Granitporphyr = Analyse 3

Lu<sub>379</sub> = Quarzporphyritisches Salband = Analyse 6



d) Die Gänge des Castellohügels bei Morcote

vor der ersten (untersten) Strassenkehre. An allen erwähnten Stellen kann man die quarzporphyritischen Salbänder beobachten.

Im Granitporphyrgang bei Val Nosorino (Fig. 27a) ist eine Grundgebirgsscholle eingeschlossen und der Granitporphyr enthält bis über faustgrosse Einschlüsse des gleichen grüngrauen Quarzporphyrits, wie er an den Gangrändern auftritt. Diese Einschlüsse sind besonders gut am Seeufer unterhalb der Strasse sichtbar. Etwa 60 m oberhalb der Seestrasse ist im Val Nosorino, dessen Anlage durch eine Bruchzone bedingt ist, ein weiteres Gangstück entblösst, mit bis 2 cm grossen, hellrötlichen Feldspat- und kleineren, grauen Quarzeinsprenglingen, die gegen den Gangrand spärlicher und kleiner werden. Ein kopfgrosser Einschluss eines mittelkörnigen Granits im vergrusten Porphyr dürfte herausgewittert und verschwunden sein.

Der Aufschluss unweit der Villa Ririta ist insofern bemerkenswert, als an seinem NE Ende der Gang mit dem Altkristallin unter Bildung einer Eruptivbrekzie verschweisst ist (Fig. 27b).

Die Fahrstrasse nach Vico Morcote hat den Gang zwischen dem Olivellabach und der untersten Strassenkehre auf eine Länge von 500 m angeschnitten. Das obere Teilstück des Aufschlusses ist in Fig. 27c dargestellt. Der Gang umschliesst hier zwei Grundgebirgsschollen, die von quarzdioritischen Salbändern des Granitporphyrs eingerahmt sind.

Im Grundgebirgsabschnitt zwischen Morcote, dem Castello und S. Carlo treten ähnliche Granitporphyrgänge auf wie zwischen Morcote und Colombaio. Zwei derselben sind an der neuen Strasse aufgeschlossen, die, 20 m oberhalb der Seestrasse, von Morcote zum Val di Torre führt.

Auf das gleiche Gebiet von Morcote-Castello sind die wenigen Porphyritgänge beschränkt, die im Grundgebirge nachgewiesen wurden. Eine Porphyritlinse mit Gneiseinschlüssen ist am felsigen Steilhang SW unterhalb des Castellös aufgeschlossen (Fig. 27d), ein 10 m mächtiger Gang beim Sasso Bissolo, auch dieser mit Gneisbrocken. In seiner unteren Hälfte wird er von einem stark vergrusten Granitporphyrgang begleitet. Ob der Porphyrit im Friedhof von Morcote einem Gang angehört oder einen Erosionsrest des Deckenporphyrites darstellt, kann wegen der prekären Aufschlüsse nicht entschieden werden.

Die drei erwähnten Vorkommen gehören zu den Hornblende-Biotitporphyriten, wie sie auch unter den Deckenporphyriten der Morcote-Halbinsel verbreitet sind. Die von Sekundärbildungen durchwirkte, zersetzte Grundmasse tritt hinter den Einsprenglingen zurück, unter denen die recht frischen Plagioklaskörner (45–60 % An) über die farbigen Gemengteile vorherrschen. Braune Hornblende ist nur in wenigen Körnern vertreten, zahlreicher sind Nester von hellgrünem Aktinolithfilz und von Biotitschüppchen. Quarz tritt nur sporadisch auf.

Ausser im Altkristallin treten Gänge auch in den Deckenporphyriten auf. Ein 3 m mächtiger Granitporphyrgang ist am oberen Ende der Untertunnelung des Vallonebaches beim Museum Grieder in Morcote aufgeschlossen (Fig. 26). In der hellrötlichen Grundmasse sind bis 5 mm grosse Feldspat- und Quarzeinsprenglinge und Fragmente eines dunkelroten, dichten Gesteins sichtbar. Ein den granophyrischen Quarzporphyren von Carona-Figino sehr ähnlich sehender Gang ist von der Seestrasse halbwegs zwischen Villa Miramonte und Villa Palma angeschnitten, von wo er sich hangaufwärts fast 500 m weit verfolgen lässt (Fig. 26).

Aus der sehr grossen Ähnlichkeit der in der Porphyritdecke auftretenden Quarzporphyrgänge mit den Granitporphyrgängen im Altkristallin ist man geneigt, auf gemeinsamen Ursprung und daher auch auf Gleichaltrigkeit zu schliessen.

## Chemismus der Ganggesteine

Eine erste chemische Untersuchung von Ganggesteinen des Malcantone verdanken wir P. BEARTH (1922, S. 200), der, gestützt auf 7 Analysen, den Chemismus erläutert. Mit dem Fortschreiten der Geländeaufnahmen wurden im Malcantone und im übrigen Sottoceneri neue Gänge festgestellt und zum Teil chemisch analysiert. Zu den 7 bereits von BEARTH veröffentlichten Analysen gesellten sich so 8 neue hinzu. Sämtliche 15 Analysen sind in der Tabelle 6 zusammengestellt, in die ausserdem die beiden von KOOMANS

(1937) ausgeführten Analysen des Granitporphyrganges von Morcote aufgenommen wurden. Mit Ausnahme der Analysen Nr. 1, 6, 8 und 11, die hier zum erstenmal publiziert werden, sind alle übrigen im «Chemismus schweizerischer Gesteine» im Abschnitt Südalpen angeführt (siehe DE QUERVAIN und FRIEDLÄNDER [1942], 1. Nachtrag, S. 36, Analysen Nrn. 6–12, und DE QUERVAIN und JENNY [1956], 2. Nachtrag, S. 57, Analysen Nrn. 66–69).

Die Tabelle 6 enthält die Analysenwerte in *Gewichtsprozenten* und darunter jeweils die daraus berechneten *Kationenprozente*. In Kolonne 1 ist ausser der laufenden Analysennummer die Originalsammelnummer angegeben. In Tabelle 7 sind die Molekularwerte nach NIGGLI zusammengestellt. Tabelle 8 enthält Angaben über den modalen Mineralbestand der analysierten Ganggesteine.

BEARTH'S Feststellung, dass nur wenige der analysierten Gesteine frei sind von  $\text{CO}_2$  und dass der Gehalt an Wasser, besonders bei den basischen Gliedern, sehr hoch ist, wird durch die neuen Analysen bestätigt. Sie geben übrigens einen verfälschten Eindruck vom beträchtlichen Karbonatgehalt fast aller Gesteine, da bei der Auswahl der zu analysierenden Proben möglichst karbonatfreie bevorzugt wurden. Nicht beipflichten können wir BEARTH, wenn er den Gehalt an  $\text{CO}_2$  bei den sauren Gliedern der Verwitterung zuschreibt. Er kam zu dieser Folgerung wegen der Dürftigkeit des ihm zur Verfügung stehenden Materials. Die Untersuchung der vielen neuen Vorkommen von felsophyrischen Quarzporphyritgängen hat jedoch erwiesen, dass der Karbonatgehalt zunimmt, je frischer das Gestein ist. Das beweisen z. B. die Proben vom Hof der Kirche von S. Pietro (Fig. 22) und ganz besonders die Belegstücke aus dem II. Massagnetunnel. Das Karbonat kann hier bis zu 10 Vol.-% ausmachen. Die starke Karbonatisierung fast sämtlicher Gänge und der beträchtliche Gehalt an  $\text{H}_2\text{O}$  der basischen Glieder ist endogenen Ursprungs und auf postmagmatische, hydrothermale Prozesse zurückzuführen, wie es schon BEARTH für die basischen Gänge angenommen hat. Sowohl  $\text{CO}_2$  als auch  $\text{H}_2\text{O}$  sind juvenil-magmatischer Herkunft. Der hohe Gehalt an diesen leichtflüchtigen Bestandteilen muss wesentlich zur Erhöhung der Mobilität der Schmelzlösung beigetragen haben. Die unter epithermalen Bedingungen entstandene Mineralparagenese Karbonat, Chlorit, Serpentin, Sericit, wie sie in den Ganggesteinen des Sottoceneri und ganz besonders des Malcantone so oft vorkommt, ist gegen Verwitterung weitgehend gefeit; deshalb macht das Gestein meistens einen recht frischen Eindruck.

Ein weiteres Charakteristikum, besonders der basischen Glieder, ist der hohe Titangehalt und der Alkalireichtum, der sich in einem relativ hohen alk-Wert äussert.

Die Analysen sind über ein recht grosses si-Intervall ungleichmässig verteilt, wie aus Tabelle 7 und dem Variationsdiagramm Fig. 28 hervorgeht. Zwischen si 523 und si 141 fallen 8 von den 17 analysierten Ganggesteinen in grösseren Abständen, während die übrigen 9 dichtgedrängt den Abschnitt zwischen si 125 und si 100 besetzen. Der Verlauf der alk- und der al-Linien im Variationsdiagramm lässt vermuten, dass die sauren Glieder zu hohes al und zu niedriges alk aufweisen. Bei der Berechnung der Basisverbindungen Kp, Ne und Cal verbleibt tatsächlich ein al-Überschuss, der zur Bildung der Basisverbindungen Sp (Spinell) und Hz (Herzynit) führt (vgl. Analysen 1, 3, 4 und 6, Tab. 7, Kolonne 5 von hinten). Eigentümlicherweise zeigt auch der sehr basische trachytische Porphyrit (Analyse 17) einen beträchtlichen al-Überschuss. Man wird schon aus diesem Grunde aus dem Variationsdiagramm keine weitgehenden Schlüsse ziehen dürfen. Soviel kann immerhin daraus entnommen werden, dass die Ganggesteine des Sottoceneri pazifische Differentiationstendenz zeigen und der Kalk-Alkalreihe angehören. Es lässt sich unschwer jedes der analysierten Ganggesteine einem bestimmten Magmatypus dieser Reihe zuordnen. Eine Ausnahme bildet der trachytische Porphyrit, der einen aberranten Chemismus zeigt (Analyse 17). Es ist wohl noch eine Verwandtschaft mit dem hornblenditischen Magmatypus vorhanden; der c-Wert ist indessen zu niedrig, andererseits sind al und besonders alk zu hoch. Aus dem Mineralbestand kann geschlossen werden, dass das Gestein während der Erstarrung, beim Durchlaufen der hydrothermalen Phase und möglicherweise auch noch später Umwandlungen erfahren hat und dass der primär magmatische Mineralbestand durch sekundäre Mineralassoziationen ersetzt worden ist. Dieser Prozess wird kaum ohne Änderung des ursprünglichen Pauschalchemismus vor sich gegangen sein. Die Analyse 17 kann nicht als repräsentativ für die trachytischen Porphyrite angesprochen werden. Da keine frischeren Proben vorliegen, wurde jedoch von der Ausführung weiterer Analysen abgesehen.

Bevor auf weitere Einzelheiten eingetreten wird, soll geprüft werden, ob vom Blickpunkt des Chemismus die Ganggesteine eine Einheit bilden oder ob sich eine Unterteilung in Gruppen verschiedenen chemischen



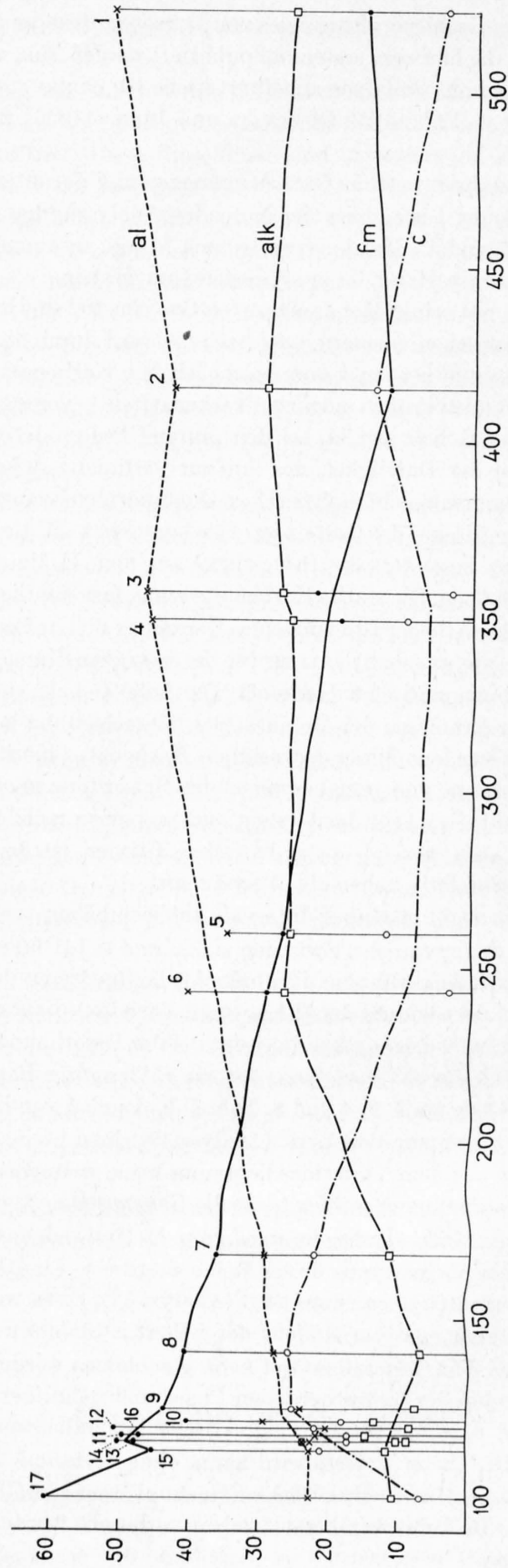


Fig. 28. Variationsdiagramm von al, fm, c und alk in Abhängigkeit von si. Ganggesteine des Sottoceneri

Verhaltens abzeichnet. Wir denken da im besonderen an die Gänge der nördlichen Ceneri-Zone, die sich in mehrfacher Hinsicht von den übrigen Gangvorkommen des Sottoceneri unterscheiden, wie aus der folgenden Gegenüberstellung hervorgeht.

Für die nördliche Ceneri-Zone ist charakteristisch: das reichliche Auftreten von Klinochlortafeln; das Fehlen karbonatisierter Gänge; die oft feststellbare Verschieferung, besonders der Gangränder; das Fehlen saurer Gänge; die geringe Variabilität der basischen Gänge. Die auf diese Zone beschränkten Mikroabbrodiorite und Diabasspessartite und die mit ihnen vergesellschafteten Spessartite sind lediglich Strukturvarietäten derselben Mineralkombination.

Für das Malcantone und das Gebiet von Lugano ist charakteristisch: die grosse Mannigfaltigkeit der Gangtypen; das reichliche Auftreten saurer Gänge; die starke Karbonatisierung, besonders der Salbänder und Apophysen.

Man wird sich fragen, ob der Unterschied im Charakter der beiden gegenübergestellten Ganggruppen sich auch im Chemismus äussert. Von den 17 analysierten Ganggesteinen stammen 6 aus der nördlichen Ceneri-Zone. Sie sind durch die Analysen 8, 11, 12, 13, 14 und 17 belegt. Sie ergeben, wie aus den Diagrammen der Figuren 28 bis 33 hervorgeht, mit den übrigen analysierten Ganggesteinen des Sottoceneri so einheitliche Variationsbilder, dass auf gemeinsamen Ursprung und gleiches Alter aller Gänge geschlossen werden kann.

Bei der Diskussion der Altersfrage der Gänge wurde darauf hingewiesen, dass der Vergleich ihres Chemismus mit demjenigen anderer magmatischer Provinzen der Alpen möglicherweise einen Anhaltspunkt geben könnte. BEARTH (1932) und KOOMANS (1937) haben solche Vergleiche am damals noch lückenhaften Analysenmaterial vorgenommen. BEARTH hat, wie anfangs (S. 31) schon erwähnt, eine ältere, vermutlich mit dem permischen Vulkanismus in Zusammenhang stehende Ganggruppe von einer jüngeren unterscheiden, von der er annimmt, dass sie in Verbindung steht mit dem Bergeller Massiv, dessen westliche Ausläufer bis Melirolo im Val Morobbia sich hinziehen. Zur Stütze dieser Annahme vergleicht er die Niggliwerte des Biotithornblendemikroquarzdioritstockes vom Monte Rochetta (Analyse 7) mit den entsprechenden Werten dreier Gesteine der tertiären Bergeller Intrusion und stellt fest, dass der Tonalit von Melirolo grosse chemische Verwandtschaft mit dem Mikroquarzdiorit zeigt. Noch grössere Übereinstimmung besteht zwischen den Niggliwerten eines neuerdings von WEBER (1957) analysierten Tonalits und dem Mikroquarzdiorit und zwischen einem als dunkle Schliere im Epidottonalitgneis auftretenden Biotithornblendits und dem Mikroabbrodiorit, wie aus folgender Zusammenstellung hervorgeht:

	Biotithornblende- mikroquarzdiorit Analyse (7)	Tonalit WEBER Analyse 1	Hornblendemikro- gabbrodiorit Analyse (11)	Biotithornblendit WEBER Analyse 9
Si	169	171	117	103
al	29.5	31.5	21.5	20.5
fm	36.5	35.5	49	49.5
c	22.5	22.5	22	21
alk	11.5	10.5	7.5	9

Da die verschiedenen analysierten Spessartitvarietäten chemisch nur wenig voneinander abweichen, stimmen die Niggliwerte der Analysen 12 bis 16 ebenfalls weitgehend mit denjenigen des Biotithornblendits überein. Vergleicht man jedoch die Niggliwerte aller 14 von WEBER angeführten Analysen der Gesteine des Iorio-Tonalitzuges mit denjenigen der 17 analysierten Ganggesteine, so stellt man fest, dass die Analogie im Chemismus der beiden Provinzen sich auf die zwei angeführten Beispiele beschränkt. Man wird daraus kaum auf gemeinsame Herkunft und auf Gleichaltrigkeit, das heisst auf tertiäres Alter der Ganggesteine des Sottoceneri schliessen dürfen.

Einen Vergleich des Chemismus der Ganggesteine mit demjenigen der benachbarten Luganer Porphyre hat KOOMANS (1937) durchgeführt. Sie konnte den über 30 von ihr ausgeführten Analysen permischer Ergussgesteine nur die 7 von BEARTH (1932) analysierten Ganggesteine gegenüberstellen. KOOMANS kam zum Schluss, dass auf Grund des ähnlichen Chemismus die Gänge des Malcantone sehr wahrscheinlich aus

dem gleichen Magmaherd stammen wie die Ergussgesteine des Luganer Porphyrgbietes und dass sie deshalb, wie diese, permischen Alters sind.

Heute stehen für einen solchen Vergleich 10 weitere Analysen von Ganggesteinen zur Verfügung, und es lohnt sich deshalb, erneut zu prüfen, ob die von KOOMANS festgestellte Analogie im Chemismus bestehen bleibt. Zu diesem Zweck sind in der Tabelle 9 den Niggliwerten eines Ganggesteins jeweilen die entsprechenden Werte permischer Vulkanite gegenübergestellt, die der Arbeit von KOOMANS über den Chemismus des Luganer Porphyrgbietes entnommen wurden.

Die Zusammenstellung bringt deutlich zum Ausdruck, dass den Ganggesteinen, die durch die Analysen 1 bis 10 charakterisiert sind, Ergussgesteine mit sehr ähnlichem Chemismus zugeordnet werden können, wie aus der weitgehenden Übereinstimmung der Niggliwerte beider Gesteinskategorien hervorgeht.

Vergleich der Niggliwerte der Ganggesteine mit den entsprechenden Werten permischer Vulkanite Tabelle 9

	si	al	* fm	c	alk
Analyse (1) Felsophyrischer Quarzporphyrit . . . . .	523	53	16	4.5	26.5
Analyse 9 KOOMANS, Quarzporphyr . . . . .	446	49.5	14.5	6.5	29.5
Analyse 16 KOOMANS, Granophyr . . . . .	495	49.5	14.5	2.5	33.5
Analyse 3 FENOGLIO, Quarzporphyr Belmonte . . . . .	520	52	17	3	28
Analyse (2) Felsophyrischer Quarzporphyrit . . . . .	415	43	12.5	14.5	30
Analyse 10 KOOMANS, fluidaler Quarzporphyr . . . . .	414	46.5	13.5	10.5	29.5
Analyse 21 KOOMANS, Granophyr . . . . .	410	40	13	11	36
Analyse (3) Granitporphyr . . . . .	357	47	22.5	3	27.5
Analyse 12 KOOMANS, fluidaler Quarzporphyr . . . . .	358	48.5	21.5	3.5	26.5
Analyse (4) Granitporphyr . . . . .	349	45.5	19	9.5	26
Analyse 1 KOOMANS, Biotitporphyrit . . . . .	324.5	48	16.5	10.5	25
Analyse 15 KOOMANS, fluidaler Quarzporphyr . . . . .	317	45.5	21.5	5	28
Analyse 28 KOOMANS, Vitrophyr . . . . .	379	42.5	21	8.5	28
Analyse (5) Quarzporphyrit . . . . .	260	35	27	12	26
Analyse 30 KOOMANS, Porphyrit . . . . .	262.5	35.5	26.5	13	25
Analyse (6) Biotitporphyrit, Salband v. (3) . . . . .	243	40.5	29.5	3	27
Analyse 5 KOOMANS, Pyroxenporphyrit . . . . .	249	42	26	12	20
Analyse (7) Biotithornblende-Mikroquarzdiorit . . . . .	169	29.5	36.5	22.5	11.5
Analyse 31 KOOMANS, Porphyrit . . . . .	183	27	36	25.5	11.5
Analyse (8) Klinochlorhornblendespessartit . . . . .	141	27.5	40.5	25.5	6.5
Analyse 33 KOOMANS, Enstatit-Basaltit . . . . .	151	27	41	23	9
Analyse 34 KOOMANS, Basaltit . . . . .	140	24.5	38.5	29	8
Analyse (9) Camptospessartit . . . . .	125	24	43.5	25	7.5
Analyse 26 KOOMANS, Diabasgang in Granophyr . . . . .	124	26	42	25	7
Analyse (10) Augitspessartit . . . . .	121	29	40	18	13
Analyse B JAKOB, Porphyrit . . . . .	188	27	39	19	15

Den sauern felsophyrischen Quarzporphyritgängen (Analysen 1 und 2) entsprechen unter den Ergussgesteinen Granophyre und Quarzporphyre. Die grösste, fast vollständige Übereinstimmung zeigt der von FENOGLIO analysierte Quarzporphyr von Belmonte im Canavese (Niggliwerte nach KOOMANS 1937, S. 63 zitiert). Die felsophyrischen Quarzporphyritgänge, die ihre grösste Verbreitung im Gebiet von Lugano



haben, könnten demnach sehr wohl demselben Magmaherd entsprungen sein, wie die wenig weiter im S vorkommenden mächtigen Granophyr- und Quarzporphyrmassen von Carona-Figino-Cuasso.

Die Analysen 3 und 4 stammen von Granitporphyrgängen im Grundgebirge der Morcotehalbinsel, das in einem Erosionsfenster zwischen Morcote und Colombaio blossgelegt und allseitig von Quarzporphyr- und Porphyritdecken umgeben ist. Obschon im Gelände kein direkter Zusammenhang zwischen Gängen und Decken sichtbar ist, so scheint doch aus geologischen Gründen höchst wahrscheinlich, dass beide demselben magmatischen Zyklus angehören, wie es schon die Bearbeiter dieses Gebietes, KOOMANS (1937) und RODE (1941), angenommen haben. Die Annahme findet eine Stütze in der Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung. Die Niggliwerte des Granitporphyrganges (Analyse 3) sind fast identisch mit denjenigen eines fluidalen Quarzporphyrs, und das Mittel der drei angeführten Vergleichswerte von Ergussgesteinen stimmt beinahe überein mit dem Granitporphyrgang (Analyse 4). Ebenso ausgeprägt ist die chemische Verwandtschaft zwischen dem Quarzporphyritgang (Analyse 5) und einem Porphyrit von Grantola (Analyse 30 KOOMANS), wie aus den quasi identischen Niggliwerten beider hervorgeht. Grösser sind die Abweichungen, besonders für c und alk, zwischen dem biotitporphyritischen Salband (Analyse 6) des Granitporphyrganges 3 und dem zum Vergleich angeführten Pyroxenporphyrit (Analyse 5 KOOMANS).

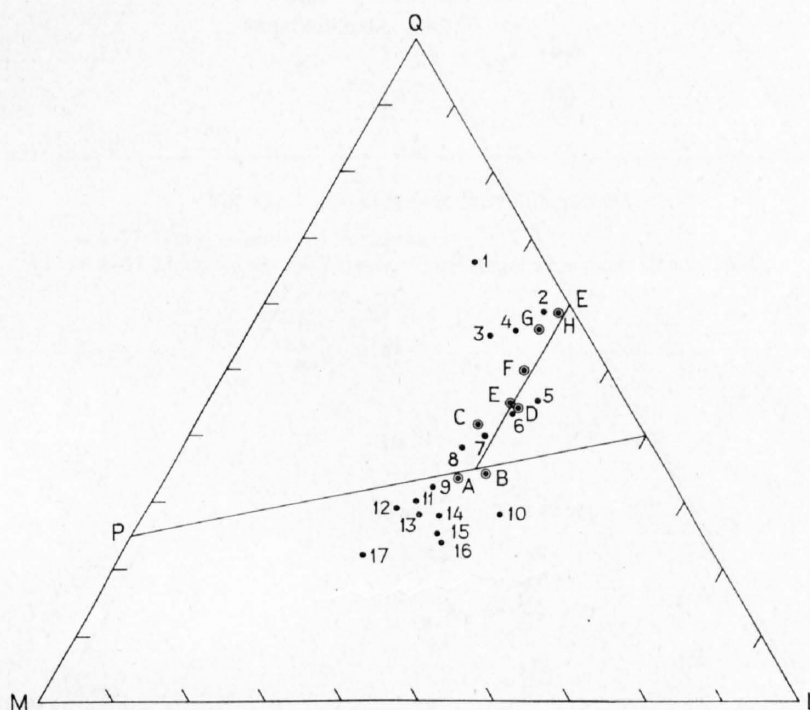


Fig. 29. QLM-Dreieck

- 1-17 Ganggesteine des Sottoceneri
- A-H Haupttypen des Luganer Porphyrgbietes nach RODE (1941)

Es ist bereits auf die grosse chemische Verwandtschaft des Biotithornblendemikroquarzdiorites (Analyse 7) mit dem Melirolotonalit hingewiesen worden. Aber auch unter den Porphyriten des Luganer Gebietes finden sich Vertreter mit sehr ähnlichem Chemismus, wie die Vergleichswerte eines Porphyrites von Fornasette (Analyse 31 KOOMANS) zeigen. Schliesslich haben auch die Spessartitvarietäten (Analysen 8, 9 und 10) ihre chemischen Äquivalente unter den Vulkaniten. Hier hört jedoch die Analogie im Chemismus zwischen den Ganggesteinen und den permischen Ergussgesteinen auf. Unter den von KOOMANS analysierten Gesteinen des Luganer Porphyrgbietes sind keine Beispiele vorhanden, die auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung mit dem Hornblendemikrogabbrodiorit (Analyse 11) und den chemisch verwandten Spessartitvarietäten (Analysen 12 bis 16) verglichen werden könnten. Die basischen Glieder der Ganggesteine sind durch relativ niedriges al, hohes fm und relativ hohes alk gekennzeichnet und unterscheiden sich dadurch und durch das niedrige si von den permischen Vulkaniten.

Überblicken wir das Ergebnis des angestellten Vergleiches anhand der Fig. 28, so stellen wir fest, dass fast über den ganzen Bereich des Variationsdiagrammes jedem Ganggestein ein chemisch weitgehend übereinstimmendes Ergussgestein zugeordnet werden kann.

In seinen petrochemischen Betrachtungen über das Luganer Porphyrgbiet stellt RODE (1941) auf Grund der von KOOMANS, JAKOB und DE QUERVAIN ausgeführten 46 Analysen acht Hauptgesteinstypen zusammen, die er als repräsentativ für das permische Porphyrmagma betrachtet. Von diesen acht Haupttypen beruhen vier auf Einzelanalysen, die andern vier wurden aus mehreren Analysen gemittelt. In den folgenden diagrammatischen Zusammenstellungen sollen die Ganggesteine mit den acht RODEschen Hauptgesteinstypen permischer Vulkanite verglichen werden.

Im QLM-Dreieck Fig. 29 besetzen die Projektionspunkte der Ganggesteine ein schmales Band, das sich parallel zur QM-Seite von E bis jenseits der Linie PF erstreckt. Gang 1 und 17 liegen ausserhalb dieses Feldes. Die darstellenden Punkte der Luganer Porphyre zeigen ein ähnliches Verhalten, mit dem Unterschied, dass sie nur knapp bis an die Si-Sättigungslinie heranreichen.

Ganz verschieden verteilt sind die darstellenden Punkte der beiden Gesteinskategorien im Feldspäte-Mafite-Diagramm Fig. 30.

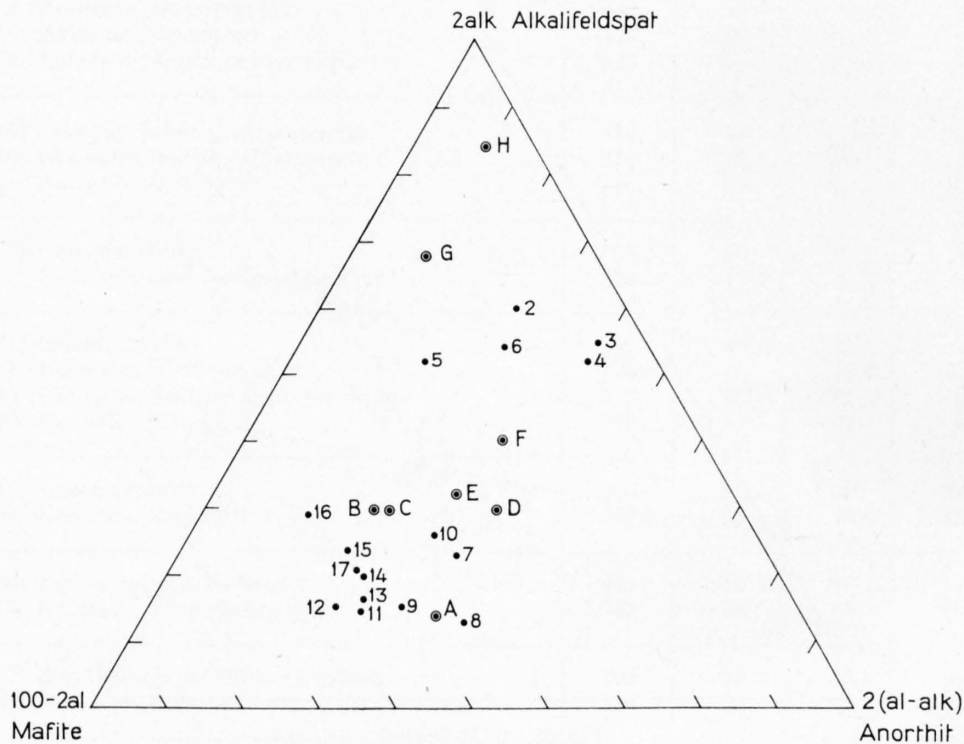


Fig. 30. Feldspäte-Mafite-Diagramm

- 2-17 Ganggesteine des Sottoceneri
- A-H Haupttypen des Luganer Porphyrgbietes nach RODE, 1941, p. 256, Tab. 18a

Die Luganer Porphyre sind längs einer Zickzacklinie angeordnet, die in der Nähe der Alkalifeldspat-ecke beginnt und sich fast bis zur Dreiecksbasis erstreckt. Die Ganggesteine bilden zwei Gruppen. Die sauern (Nrn. 2 bis 6) sind in der oberen Dreieckshälfte verstreut, die basischen (Nrn. 7 bis 17) liegen in einem engumgrenzten Feld in der unteren Dreieckshälfte.

Im Feldspätdreieck Fig. 31 besetzen die Ganggesteine ein Band, das parallel zur Dreieckseite Or-An verläuft. Nur die Gänge 1 und 17 liegen weit abseits. Die darstellenden Punkte der Luganer Porphyre zeigen eine ähnliche Anordnung, doch sind sie, entsprechend dem höheren k-Wert, weiter von der Ab-Ecke entfernt.

Im t:c-Diagramm Fig. 32 besetzt die Mehrzahl der Projektionspunkte der Gänge und der Luganeser Porphyre ein Feld unterhalb der Diagonale t-c. Die fünf Gänge mit al-Überschuss und kleinem c liegen

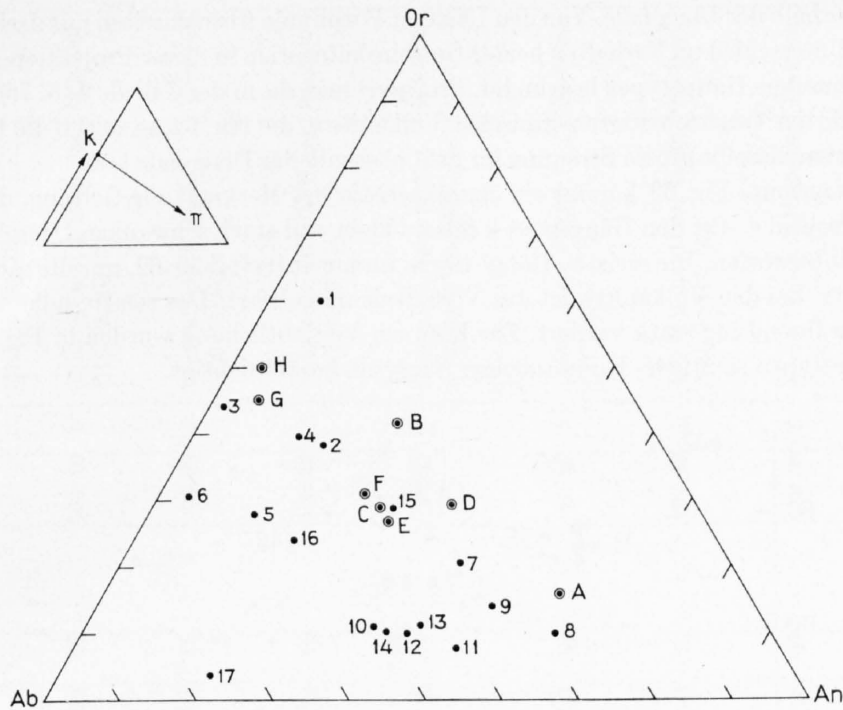


Fig. 31. Feldspatdreieck (k:π-Diagramm)

- 1-17 Ganggesteine des Sottoceneri
- A-H Haupttypen des Luganer Porphyrgebietes nach RODE (1941)

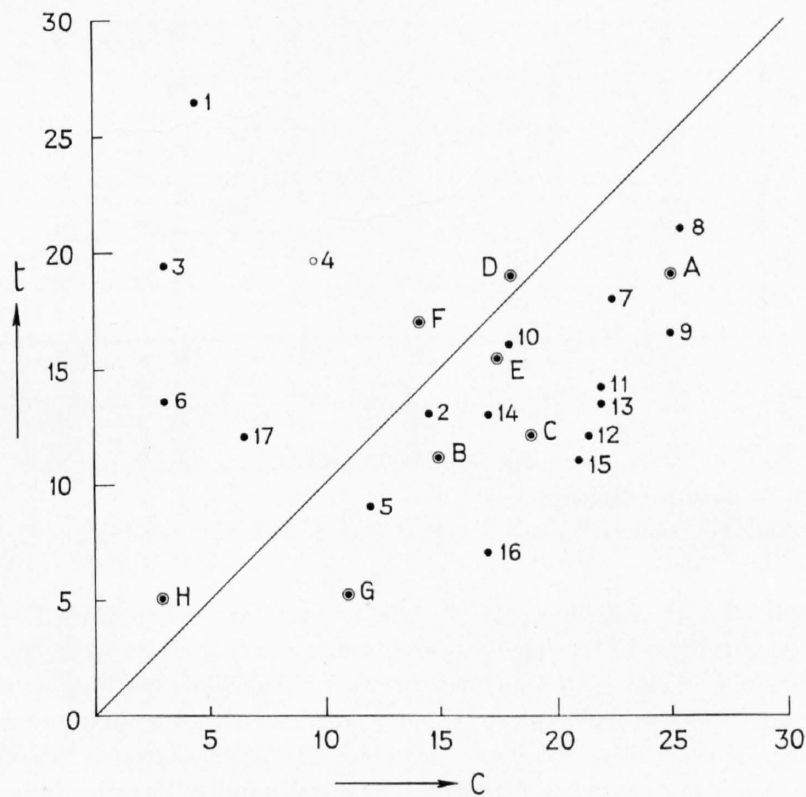


Fig. 32. t (= al-alk):c-Diagramm

- 1-17 Ganggesteine des Sottoceneri
- A-H Haupttypen des Luganer Porphyrgebietes nach RODE (1941)



weit zerstreut oberhalb der Diagonale. Von den Luganer Porphyren überschreiten nur drei auf kurze Distanz diese Linie. Der Unterschied im Verhalten beider Gesteinskategorien in dieser Projektion liegt in der Art der Auswahl der RODEschen Haupttypen begründet. Projiziert man die in der Tabelle 9 (S. 76) zu den Gängen 1, 3, 4 und 6 angeführten Vergleichswerte permischer Vulkanite in die Fig. 32, so zeigen die Projektionspunkte beider Gesteinsarten dieselbe grosse Streuung im Feld oberhalb der Diagonale t-c.

Im k:mg-Diagramm Fig. 33 kommt ein charakteristisches Merkmal zur Geltung, das die beiden Gesteinsarten unterscheidet. Bei den Gängen ist k relativ klein und stark schwankend, mg hoch und geringen Schwankungen unterworfen. Die meisten Gänge liegen im mg-Intervall 50–62, nur die sauern Gänge 1 bis 4 fallen ganz abseits. Bei den Vulkaniten ist das Verhältnis umgekehrt. Das relativ hohe k schwankt nur in engen Grenzen, während mg stark variiert. Zur besseren Verdeutlichung wurden in Fig. 33 statt der acht RODEschen Haupttypen sämtliche KOOMANSchen Analysen berücksichtigt.

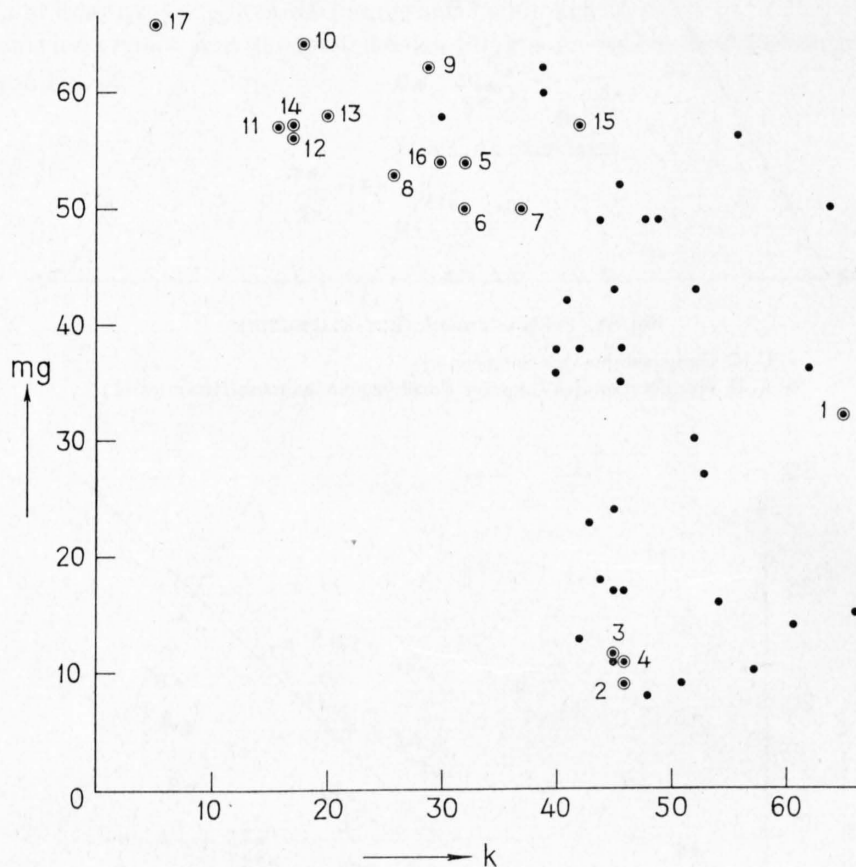


Fig. 33. k:mg-Diagramm

- 1–17 Ganggesteine des Sottoceneri
- Vulkanite des Gebietes von Lugano nach KOOMANS, 1937, p.42, Tab. 8 und p. 45, Fig. 3

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Diagramme der Fig. 29 bis 33 sowohl weitgehende Verwandtschaft als auch gewisse Unterschiede im Chemismus der Gänge, verglichen mit dem der Ergussgesteine, erkennen lassen. Berücksichtigt man auch die grosse Ähnlichkeit der Niggliwerte beider Gesteinskategorien, so wird man in der aus geologischen Gründen naheliegenden Annahme bestärkt, dass die Gänge des Sottoceneri aus demselben Magmaherd gespiesen worden sind wie die Luganer Porphy- und Porphyritdecken und dass sie, wie diese, permischen Alters sind. Eine vollständige Übereinstimmung im Chemismus beider Gesteinsgruppen wird man, auch bei gemeinsamer Herkunft, schon aus dem Grunde nicht erwarten dürfen, weil der Weg vom Magmaherd bis zum Erstarrungsort und die Bedingungen während des Festwerdens der Schmelzlösung in beiden Fällen ganz verschiedene waren.

Gesteinsanalysen. Generi-Zone

(in Feltdruck Gewichtsprocente, darunter Kationenprocente)

Tabelle 2

Nr.	Gesteinsbezeichnung und Mineralbestand in Vol.-%	SiO <sub>2</sub> Si	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Al	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sup>+++</sup>	FeO Fe <sup>++</sup>	MgO Mg	CaO Ca	Na <sub>2</sub> O Na	K <sub>2</sub> O K	MnO Mn	TiO <sub>2</sub> Ti	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> P	H <sub>2</sub> O+ H	H <sub>2</sub> O- H	Übrige	Σ	Nr.	Fundort (in Klammern Koordinaten)	Analytiker
① Gr 1633	Muskovit-Alkalifeldspatgneis (Albiklas 20; K'feldsp. 17; Qu. 53; Musk. 10; gemessen)	79.91	11.99	.20	.44	.43	.69 2.36 3.20			.09	.10	.05	.49	.04		99.96	①	S Mugena, Kote 765 (712.53/100.03)	VOEGTLI
② Sp I	Biotit-Andesingneis, Kalifeld- spat führend (Andesin 34.5; K'feldsp. 21.5; Qu. 27; Biotit 16.5; Akzess. 0.5; gemessen)	76.3	13.5	.1	.4	.6	.7 4.3 3.9				.1	.1	1.6			100.10	②	600 m S Cima di Medeglia (716.25/109.30)	SPICHER
③ Gr 1778	id., granitisch körnige Abart (Andesin 42.5; K'feldsp. 7.5; Qu. 27; Biotit 20; Akzess. 3; gemessen)	66.0	15.5	.8	1.2	2.7 2.9 5.1 4.8					.8	.2	1.1	.17		99.63	③	Wald oberhalb Banco (709.10/96.76)	VOEGTLI
④ Gr 159	Biotit-Andesingneis, Kalifeld- spat führend (Andesin 45; K'feldsp. 4; Qu. 36.5; Biotit 14; Akzess. 0.5; gemessen)	65.49	15.40	.87	3.87	2.41 2.55 2.71 3.58				.10	1.48	.24	1.69	.47		100.43	④	Steinbruch 450 m W Curio (709.91/95.47)	GRAETER
⑤ Gr 1120	Biotit-Andesingneis, Kalifeld- spat und Hornblende führend (Andesin 44; K'feldsp. 6; Qu. 30; Biotit 15.5; Hornblende 4.5; gemessen)	62.6	17.4	.6	3.2	3.0 2.7 5.0 4.4					.9	.2	5.4			99.98	⑤	Magliasina beim Molino d'Aranno (710.50/97.48)	GRAETER
⑥ Gr 957	Biotit-Andesingneis, Kalifeld- spat führend (Andesin 63.5; K'feldsp. 6; Qu. 17.5; Biotit 13; gemessen)	62.1	17.5	.6	3.4	3.2 4.7 4.6 3.2					.6	.1	6.1			99.91	⑥	Lisora, Kote 303 m (707.55/94.60)	VOEGTLI
⑦ Sp II	id., dünnflaserig (Andesin 30; K'feldsp. 8.7; Qu. 24.7; Bio- tit 22.5; Musk. 10.6; Akzess. 3.5; gemessen)	63.81	17.02	.47	4.85	1.46 3.54 3.26 2.92				.06	.99	.27	1.09	.17		100.07	⑦	400 m E Monti del Tiglio (721.22/111.67)	SPICHER
⑧ T 598 Rd	Biotit-Andesingneis, Horn- blende führend (Andesin 27; Sausurit 7; Qu. 44; Biotit 19; Hornblende 3; gemessen)	60.6	19.1	.3	3.9	2.1 3.6 6.0 3.5					.7	.2	3.5	.12		100.05	⑧	Borla, 1.5 km W Medeglia (716.85/108.25)	HASLER
⑨ T 538 Rd	Leptit, Lage in Hornfelsgneis (Albiklas 60; Qu. 35; Titanit 4; Apatit 1)	62.3	16.5	.8	2.2	3.0 3.0 5.7 4.7				1.7	.1	.1	3.3	.07		100.24	⑨	Motto del Bue, 2 km N Medeglia (718.24/110.28)	SCHWAN- DER

Gesteinsanalysen. Ceneri-Zone (in Fettdruck Gewichtsprozent, darunter Kationenprozent)

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Nr.	Gesteinsbezeichnung und Mineralbestand in Vol.-%	SiO <sub>2</sub> Si	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Al	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sup>+++</sup>	FeO Fe <sup>++</sup>	MgO Mg	CaO Ca	Na <sub>2</sub> O Na	K <sub>2</sub> O K	MnO Mn	TiO <sub>2</sub> Ti	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> P	H <sub>2</sub> O H	Übrige	Σ	Nr.	Fundort (in Klammern Koordinaten)	Analytiker
⑩ T 115 Rd	<i>Leptit</i> , Lage in Amphibolit (Albiklas 69.8; Qu. 27.3; Prehnit, Calcit, Zoisit 2.9; gemessen)	70.00	47.45	Sp.	30.1	39.2	73.5	90.1	09	Sp.	64	07	92	03	100.22	⑩	Val Giggio (oberstes Val Morobbia, Kote ±1200 m (729.83/113.53))	SCHWANDER
⑪ Gr 578	<i>Schiefriger Biotit-Oligoklasgneis</i> (Oligoklas 41.5; Qu. 21.5; Musk. 1.5; Biotit 32; Akzess. 3.5; gemessen)	64.4	18.5		.2	1.9	2.7	10.5	1.3		.4	.1	2.8			⑪	Firnesio-Bach, Kote 850 m (711.32/101.07)	VOEGTLI
⑫ T 140 Rd	<i>Muskowit-Albignis mit Tonerdasilikaten = Giunello-Gneis</i> (Albiklas ~40; Qu. ~30; Muskowit + Biotit ~15; Andalusit, Staurolith, Granat ~15; Akzess. Erz, Apatit, Turmalin)	58.1	21.8	1.1	4.4	3.7	2.1	4.1	3.6		.9	.2	6.9			⑫	Alp Giunello, Kote ~1650 m (730.20/113.55)	SCHWANDER
⑬ T 451 Rd	<i>Biotit-Plagioklasgneis mit feingranuliertem Plagioklas = Ceneri-Gneis</i> (Oligoklas 25.9; Qu. 34.3; Biotit 30.7; Muskowit 6; Granat + Sillimanit + Erz 3.1; gemessen)	57.8	24.6	1.4	4.2	2.4	1.4	3.7	2.9		1.5	.1	15.7			⑬	1.5 km E Ceneripass, Kote 710 m (714.60/110.88)	HASLER
⑭ Gr 1596	<i>id.</i> (Oligoklas 32; Qu. 36.5; Biotit 20.5; Muskowit 10; Akzess. 1; gemessen)	63.30	46.31	.72	5.19	3.01	1.58	1.94	3.79	.04	1.82	.04	2.13	.07	99.94	⑭	«Polenstrasse» NW oberhalb Cademario (712.66/99.30)	GRAETER
⑮ Ba II	<i>id.</i> (Oligoklas ~30; Qu. ~38; Biotit ~20; Muskowit ~10; Akzess. ~2)	61.2	18.6	.5	4.2	4.3	1.6	3.6	4.7		1.3	—	6.9			⑮	Costa del Sasso, 1 km W Ceneripass (712.12/111.10)	BEARTH
⑯ Gr Ita 41	<i>id.</i> , feinslagige Randfacies (Oligoklas 19.5; Qu. 36; Muskowit 5.5; Biot. 36; Akzess. 3; gemessen)	62.7	18.2	.4	3.6	3.5	2.0	4.5	4.0		.9	.2	6.8	.10	99.85	⑯	Gipfel des M. Borgna, E-Hang des Lago Maggiore (700.55/102.90)	VOEGTLI
⑰ T 592 Rd	<i>Biotit-Plagioklas-Hornfelsgneis</i> (Plagioklas 25; Qu. 50; Biotit (±baueritisiert) 24; Akz. (Titanit, Apatit, Turmalin) 1)	64.0	18.0	.1	3.2	2.9	1.3	4.6	4.3		1.4	.2	4.3	.16	100.49	⑰	Predle, 1200 m E Bironico, Kote 920 m (715.85/109.25)	SCHWANDER
⑱ Ba I	<i>Biotit-Plagioklas-Hornfelsgneis</i> (Oligoklas 35; Qu. 35; Biotit 25; Muskowit 5)	60.6	18.9	.5	4.3	3.8	2.9	4.1	3.8		.9	.2	6.1	.06	99.79	⑱	Nagro ob Tornago, 2.5 km S Quartino, Kote ~1100 m (712.78/109.70)	BEARTH



⑩ Gr 1312	id. (Andesin 57.5; K'feldsp. 2.5; Biotit 37; Akzess. 3; gemessen)	49.71	21.64	1.54	6.88	3.73	5.31	3.58	3.82	.07	1.67	.19	1.62	.21	S	.32	100.43	⑩	Tobel der Magliasina W Aramo, linkes Ufer (710.45/97.30)	VOEGTLI
⑤ T 676 Rd	id., Granat führend (Oligoklas 30; Qu. 30; Biotit 35; Erz 3; Granat 2)	46.6	23.9	1.1	5.4	5.2	5.3	6.5	4.6		1.2	.2	5.1					⑤	Gola di Lago, 3¼ km N Tesserete, Kote ~ 900 m (718.14/106.65)	SCHWAN- DER
② Gr 1224	id., Sillimanit führend (Qu. 20; Biotit 37; Muskowit 10; Sillimanitfz 33; gemessen)	67.50	11.50	3.35	4.18	1.51	2.46	3.87	1.35	.06	1.25	.16	2.81	.07			100.07	②	Magliasina, Kote 430 m (710.05/96.00)	VOEGTLI
② Gr 1242	Plagioklasamphibolit (Andesin-Labradorit 23; Qu. 7; Biotit 18.5; Hornblende 47; Akzess. 4.5; gemessen)	66.1	13.2	2.4	3.5	2.2	2.6	7.4	1.6	.06	1.37	.06	2.11	.16			100.06	②	S. Alpe Magino, Kote 1005 m (710.15/100.27)	VOEGTLI
③ T 777 Rd	id. (bas. Oligoklas 27.1; Hornblende 70.5; Erz 1.7; Akzess. 0.7 (Rutil, Titanit, Apatit); gemessen)	56.4	24.4	1.0	5.1	4.8	.9	1.3	5.0	1.0	.1	6.8			S	.41	99.57	③	Formighè, 1¼ km W Tesserete, Kote 450 m (716.50/102.75)	VOEGTLI
		42.0	19.3	.7	11.8	12.1	8.7	1.9	1.2		2.1	.2	12.0		F	.45				
		47.77	13.53	3.86	7.94	4.53	9.05	4.06	.85	.16	4.04	.20	3.42	.08	F	.61	99.84	③		
		46.9	15.6	2.8	6.7	6.6	9.5	7.7	1.1		2.9	.2	11.2		-0	.26				

## Mineralanalysen

Biotit aus Gr 159 ④ Biotit-Andesingneis	34.83	17.04	.81	22.17	7.44	.74	.22	8.34	.33	3.03	.08	3.89	.44	Seltene Erden .64	99.97	Biotit	nz hellbräunlich; n $\beta$ =n $\gamma$ rotbraun 1.652 $\pm$ 0.002; n $\gamma$ -nz = 0.062	v. STEI- GER VOEGTLI
Hornblende I aus Gr 1120 ⑤ id. Hornblende führend	43.60	14.46	1.82	15.35	7.71	11.75	.73	1.58	.40	.74	—	1.77	—	F .33 -0 .14	100.10	Hornbl. I	nz blass gelbbraun 1.658; n $\beta$ grasgrün 1.675; n $\gamma$ bräunlichgrün 1.684; n $\gamma$ -nz 0.023; -2V = 84°	v. STEI- GER
Hornblende II aus Sp. 10 Hornblendefels	45.25	14.75	.18	4.33	17.09	12.85	2.76	.43	.10	.54	—	1.70	.04	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .04 V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .04 F .20 -0 -.08	100.25	Hornbl. II	nz farblos 1.640; n $\beta$ hellgrün 1.646; n $\gamma$ hellgrün 1.653; n $\gamma$ -nz 0.013 bis 0.014; +2V = 80 bis 82°; n $\gamma$ :c = 20 bis 22°; Sp. G. 3.08 bis 3.14	v. STEI- GER BEARTH

Nr.	Gesteinsbezeichnung und Mineralbestand in Vol.-%	SiO <sub>2</sub> Si	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Al	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sup>++</sup>	FeO Fe <sup>+</sup>	MgO Mg	CaO Ca	Na <sub>2</sub> O Na	K <sub>2</sub> O K	MnO Mn	TiO <sub>2</sub> Ti	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> P	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> H	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Übrige	Σ	Nr.	Fundort (in Klammern Koordinaten)	Analytiker
① T 681 Rd	Muskovit-Alkalifeldspatgneis = Bernardo-Gneis (Mikro- klin-Mikroperthit 26.7, Albit 17.2; Qu. 44.0; Muskowit 10.5; Biotit 1.5; Erz + Apa- tit 0.3; gemessen)	74.54	13.22	18.1.58	13	43	80	3.54	4.24	01	28	15	1.34	03		100.04	①	Kl. Steinbruch, Strasse Carnago-Vaglio, Kote 520 m (717.30/101.62)	HASLER
② T 1191 Rd	id. (Mikroclin-Mikroperthit 10.0; Albit 19.1; Qu. 54.5; Muskowit 15.8; Akzess. 0.5; gemessen)	70.9	14.8	1	1.3	2	8	6.5	5.1		2	1	4.2			100.31	②	150 m NNE Cureglia, Kote 430 m (716.80/99.82)	HASLER
③ T 846 Rd	id., stark kataklastisch (Kali- feldspat 45; Mörtelquarz 50; Musk. 5; einige Flitter von Biotit, sporadisch Albit)	71.8	14.7	2	8	3	7	6.2	5.1		1	1	2.6	12		100.01	③	Paivolo, Kote ~ 1330 m (724.23/102.60)	HASLER
④ Harras- sowitz	id., stark kataklast. (Quarz-, Albit-Mikroklinnörstel, Mus- kowit)	76.1	12.8	3	5	1.0	4	3.4	5.3		2		3.7	06		99.91	④	S. Bernardo, Kote 707 m (717.94/100.45)	MÖRSE (Giessen)
⑤ T 848 Rd	Muskovit-Alkalifeldspatgneis, Geröll aus Karbonkonglome- rat (Albit 36.1; Kalifeldspat 11.5; Qu. 38.8; Muskowit 13.6; gemessen)	71.7	15.8	1.2	2	5	7	7.5	2.3		1		3.2	07		100.11	⑤	Paivolo, Kote ~ 1330 m (724.23/102.60)	HASLER
⑥ T 1175 Rd	Muskovit-Schiefertgneis = Stabbiello-Gneis, Granat füh- rend (saurer Plagioklas 25; Qu. 55; Musk. 10; Biot. 10; Akz. Granat, Apatit)	69.6	15.6	2	1.0	1.2	7	8.2	3.2		2	1	3.7	10		100.16	⑥	Wasserschloss 200 m WNW Sonvico, Kote 600 m (719.60/102.15)	SCHWAN- DER
⑦ T 744 Rd	Sericit-Schiefertgneis = Stab- biello-Gneis (Oligoklas 25; Qu. 50; Sericit 10; Biotit 9; Erz 5; Granat 1)	59.9	22.9	5	4.1	2.8	1.1	2.9	3.9		1.8	1	9.6	03		100.15	⑦	Cezzo, 700 m N Bogno, Kote 1040 m (725.72/106.32)	SCHWAN- DER
⑧ T 26 Rd	Phyllonit (Sericitstrahlen mit Körnchen von Qu.; Albit, Muskowit, Akz. Turmalin)	59.2	19.9	5	4.3	3.1	2.9	4.7	3.2		2.0	2	5.4	15		99.94	⑧	Monte Bar, Kote 1816 m (721.63/107.47)	SCHWAN- DER
⑨ T 1103 Rd	id. (Sericit in    Strahlen, ein- heitlich auslöschend, winzige seltene Körner von Feldspat. Qu., Turmalin, Apatit, Netz- werk von kohligter Substanz)	62.07	13.94	1.51	4.88	2.65	1.57	2.47	3.18		3.25	24	3.02	15	S .78 -0 -.49 C .45	99.97	⑨	Val Cassone, N Monte Brè, Kote 470 m (719.54/97.25)	SCHWAN- DER
⑩ T 679 Rd	Hornblendeschiefer (Hornbl. 90; Plag. 6; Titanit 4; spora- disch Zoisit, Muskowit)	61.6	16.3	1.1	4.1	3.9	1.7	4.7	4.1		2.4	1	10.0	10	F .11 -0 .05	100.28	⑩	Steinbruch bei der Kirche von Vaglio, Kote 550 m (717.46/102.30)	SCHWAN- DER

Niggliwerte der Gesteinsanalysen. Ceneri-Zone

Tabelle 4

Nr.	Gesteinsbezeichnung	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Q	L	M	Sp <sup>+</sup> Hz	Ru	Cp	$\pi$	$\gamma$
①	Muskowit-Alkalifeldspat-gneis	600	53	9	5.5	32.5	.47	.53	.57	67.9	26.7	.2	5.0	.1	.1	.07	.00
②	Biotit-Andesingneis, Kalifeldspat führend	323	38	23	14.5	24.5	.49	.58	3.9	53.5	38.2	7.0	.1	.8	.4	.21	.00
③	id.	274	38	30	11.5	20.5	.47	.44	3.7	50.5	35.3	7.8	5.0	.9	.5	.20	.00
④	id.	274	42.5	19.5	19.5	18.5	.39	.28	1.7	52.6	37.9	4.6	4.0	.4	.5	.33	.00
⑤	id., Kalifeldspat und Hornblende führend	252	35.5	29.5	19	16	.41	.44	2.6	50.6	37.3	10.5	.8	.6	.2	.37	.00
⑥	id., Kalifeldspat führend	251	39.5	26	15	19.5	.37	.33	2.9	48.2	40.1	8.5	1.9	.7	.6	.29	.00
⑦	id.	276	36.5	27	13.5	23	.45	.50	7.6	48.8	39.7	8.8	.6	1.7	.4	.21	.00
⑧	id., Hornblende führend	225	34.0	30.5	20.5	15	.37	.47	3.3	47.7	38.9	12.4	—	.9	.1	.41	.00
⑨	Leptit	348	39.5	16.5	12	32	.08	.82	10.1	51.5	40.8	5.4	—	1.9	.4	.10	.15
⑩	id.	321	46.5	10.5	13.5	29.5	.11	.90	2.2	51.9	43.2	2.1	2.3	.4	.1	.18	.00
⑪	id.	223	41.5	35.5	8	15	.46	.40	3.2	48.1	28.5	7.0	15.2	.8	.4	.20	.00
⑫	Giumello-Gneis	232	49	32	5.5	13.5	.43	.30	6.0	50.5	23.8	2.1	22.0	1.5	.1	.16	.00
⑬	Ceneri-Gneis	255	38.5	37.5	7	17	.57	.48	5.3	50.1	29.8	8.3	10.5	1.3	—	.16	.00
⑭	id.	273	40	33	8.5	18.5	.48	.46	4.0	51.7	31.0	6.7	9.3	.9	.4	.17	.00
⑮	id.	304	43	29.5	6	21.5	.48	.46	6.6	53.6	30.2	4.2	10.3	1.3	.4	.10	.00
⑯	id.	248	36.5	35	12.5	16	.48	.43	3.7	49.8	32.1	9.8	6.9	.9	.5	.25	.00
⑰	Biotit-Plagioklas-Hornfels-gneis	383	40	34.5	5.5	20	.24	.42	8.8	60.3	24.2	5.1	8.5	1.6	.3	.01	.00
⑱	id.	304	37.5	35	9	18.5	.45	.51	6.2	55.0	28.5	7.7	7.1	1.3	.4	.18	.00
⑲	id.	135	34.5	34	15.5	16	.41	.44	3.4	30.2	48.4	15.9	3.9	1.2	.4	.32	.00
⑳	id., Granat führend	305	30.5	37	12	20.5	.18	.27	4.1	53.0	33.4	12.6	—	.9	.1	.19	.04
㉑	id., Sillimanit führend	207	45	40	3.5	11.5	.80	.44	3.7	48.8	21.4	4.2	24.5	1.0	.1	.12	.00
㉒	Plagioklasamphibolit	94.5	21.5	55.5	19.5	3.5	.38	.49	4.8	26.5	33.5	37.3	—	2.1	.6	.72	.01
㉓	id.	124	20.5	42.5	25.5	11.5	.12	.41	7.8	27.2	36.6	32.9	—	2.9	.4	.28	.27

Niggliwerte der Gesteinsanalysen. Val Colla-Zone

Tabelle 5

Nr.	Gesteinsbezeichnung	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Q	L	M	Sp <sup>+</sup> Hz	Ru	Cp	$\pi$	$\gamma$
①	Bernardo-Gneis	456	47.5	10	5	37.5	.44	.11	1.5	58.8	37.2	1.1	2.6	.2	.1	.06	.00
②	id.	479	49	8.5	4.5	38	.45	.22	.8	60.4	35.8	.4	3.2	.1	.1	.05	.00
③	id.	584	49	14.5	3	33.5	.61	.55	1.3	67.2	27.3	.5	4.8	.2	—	.04	.00
④	id.	466	51	12.5	4.5	32	.24	.26	.4	61.4	31.8	1.7	5.1	—	—	.07	.00
⑤	Muskowit-Alkalifeldspat-gneis	420	47	14.5	4.5	34	.28	.50	1.0	57.8	35.8	1.2	4.7	.2	.3	.05	.00
⑥	Stabbiello-Gneis	257	49	31.5	5	14.5	.58	.37	7.8	52.8	23.5	.8	20.9	1.8	.1	.13	.00
⑦	id.	240	40.5	32	11.5	16	.41	.39	8.2	49.0	31.5	6.8	10.1	2.2	.4	.25	.00
⑧	Phyllonit	258	39	37	7	17	.33	.44	7.0	50.8	28.4	7.3	11.5	1.7	.3	.15	.00
⑨	id.	265	35	39	7	19	.46	.43	10.3	49.5	30.8	10.1	6.9	2.4	.3	.15	.00
⑩	Hornblendeschiefer	111	20	43	24.5	12.5	.07	.49	7.7	22.4	38.8	35.3	—	3.1	.4	.23	.28



Nr.	Gesteinsbezeichnung	Si O <sub>2</sub> Si	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Al	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe'''	Fe O Fe''	Mg O Mg	Ca O Ca	Na <sub>2</sub> O Na	K <sub>2</sub> O K	Mn O Mn
① T 947 RHD	Quarzporphyrit, felsophyrisch. . . . .	74.5 74.5	12.8 15.1	.4 .3	1.5 1.2	.5 .7	.6 .6	1.4 2.7	3.8 4.8	n. b.
② 11 BEARTH	Quarzporphyrit, felsophyrisch. . . . .	72.02 70.6	12.63 14.6	.68 .5	1.49 1.4	.23 .2	2.33 2.4	2.92 5.5	3.77 4.7	.13
③ 14 KOOMANS	Granitporphyr (= Quarzporphyr Koomans) . . .	68.72 66.8	15.44 17.7	3.04 2.2	1.78 1.5	.34 .5	.50 .5	3.03 5.7	3.75 4.5	0.07
④ 13 KOOMANS	Granitporphyr (= Quarzporphyr Koomans) . . .	68.85 66.8	15.24 17.5	.41 .3	3.54 2.9	.27 .2	1.77 1.8	2.88 5.5	3.70 4.6	.10
⑤ 22 BEARTH	Quarzporphyrit, Biotit und Hornblende führend .	64.95 61.3	14.74 16.4	1.60 1.1	2.23 1.8	2.45 3.5	2.80 2.8	4.59 8.4	3.26 3.9	.05
⑥ Lu 379 RHD	Biotitporphyrit, Salband d. Granitporphyrganges③	62.43 58.8	17.66 19.6	.77 .5	3.80 3.0	2.56 3.6	.83 .8	4.83 8.8	3.50 4.2	n. b.
⑦ 38 BEARTH	Biotit-Hornblende-Mikroquarzdiorit . . . . .	56.20 53.6	16.73 18.8	3.56 2.5	4.00 3.7	4.09 5.8	6.99 7.1	2.46 4.5	2.23 2.8	.06
⑧ T 318 RHD	Klinochlor-Hornblendespessartit, Biotit führend .	53.22 50.8	17.65 19.7	1.03 .7	7.80 6.2	5.42 7.7	8.83 9.0	1.90 3.5	.98 1.2	n. b.
⑨ 10 R BEARTH	Augit-Camptospessartit . . . . .	48.44 47.2	15.84 18.2	1.68 1.3	6.11 5.1	6.93 10.1	9.00 9.4	2.15 4.0	1.31 1.6	.13
⑩ 51 BEARTH	Augitspessartit . . . . .	47.65 45.1	19.36 21.7	.34 .2	6.44 5.1	6.66 9.4	6.70 6.8	4.30 7.9	1.44 1.8	.11
⑪ 200 BÄCHLIN	Hornblende-Mikrogabbrodiorit . . . . .	49.9 47.2	15.7 17.5	2.3 1.6	8.6 6.8	8.0 11.2	8.8 8.9	2.7 5.0	.8 1.0	n. b.
⑫ C 14 RHD	Hornblendediabasspessartit . . . . .	48.76 46.9	13.91 15.7	3.50 2.5	7.52 6.2	7.78 11.3	8.33 8.6	2.79 5.2	.84 1.0	.13
⑬ C 8 RHD	Augitdiabasspessartit, uralitisch, Gangmitte . . .	47.91 45.7	15.58 17.5	1.17 .8	8.74 7.0	7.54 10.8	8.44 8.7	2.95 5.5	1.13 1.4	.10
⑭ C 9 RHD	Hornblendediabasspessartit, Salband von Gang ⑬	48.73 45.7	16.42 18.1	1.20 .8	8.70 6.9	7.99 11.3	6.73 6.8	3.70 6.8	.94 1.1	.13
⑮ 1 R BEARTH	Hornblendespessartit, Augit führend. . . . .	46.62 44.8	15.75 17.8	4.32 3.1	5.62 4.6	7.02 10.1	8.15 8.3	2.86 5.3	3.08 3.8	.13
⑯ 1 BEARTH	Hornblende-Camptospessartit, Augit führend . . .	46.41 45.0	14.52 16.6	2.49 1.8	8.01 6.5	6.64 9.6	6.31 6.6	4.11 7.7	2.66 3.3	.09
⑰ C 16 RHD	Trachytischer Porphyrit . . . . .	43.44 41.7	16.72 18.9	1.68 1.2	9.03 7.3	11.60 16.7	2.61 2.7	4.43 8.2	.35 .4	.07

Ti O <sub>2</sub> Ti	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> P	H <sub>2</sub> O+ H	H <sub>2</sub> O—	Übrige	Σ	Nr.	Fundort (in Klammern Koordinaten)	Analytiker
Sp .1 .1	.1 6.3	1.9 6.3	.7	CO <sub>2</sub> 1.7 S .05 2.3	99.9	①	Hof der Kirche S. Pietro in Pambio, an der Strasse Lu- gano–Paradiso–Figino (716.00/93.84)	SCHWANDER- GLAUSER
Sp .16 .1	.16 3.5	1.08 3.5	.10	CO <sub>2</sub> 2.52 3.4	100.06	②	W-Hang der Lisora S Bombinasco (707.90/96.45)	BEARTH
.53 .4	.18 .2	1.86 6.1	.40	CO <sub>2</sub> .03	99.67	③	Strasse Olivella–Vico Morcote (715.30/87.60)	KOOMANS
.49 .3	.17 .1	1.96 6.4	.30	CO <sub>2</sub> .09	99.77	④	Strasse bei Olivella (715.70/88.02)	KOOMANS
1.00 .7	.16 .1	1.44 4.5	.09	CO <sub>2</sub> .74 1.0	100.07	⑤	Alpe di Monte N Bombinasco (707.82/97.52)	BEARTH
.82 .5	.22 .2	2.44 7.5	—	S .04	99.87	⑥	Strasse Olivella–Vico Morcote (715.47/87.82)	SCHWANDER- GLAUSER
1.38 1.0	.28 .2	2.08 6.6	.15	CO <sub>2</sub> .07	100.28	⑦	Monte Rocchetta N Ponte Tresa (710.20/92.24)	BEARTH
1.45 1.0	.17 .2	1.48 4.7		S .22 — 0 für S.11	100.04	⑧	Fussweg Sparavera–Contone (714.09/111.66)	SCHWANDER- GLAUSER
3.39 2.5	.69 .6	3.34 10.7	.60	CO <sub>2</sub> .59 .8	100.17	⑨	Alpe Mageno (709.85/100.85)	BEARTH
2.39 1.7	.40 .3	4.07 12.9	.17		100.19	⑩	P. 649 italienisch-schweizerische Grenze WNW Astano (705.60/97.10)	BEARTH
1.1 .8	.01	2.5 7.9	n. b	S .05	100.4	⑪	Monti di Mugn, 900 m S Magadino (709.63/110.80)	SCHWANDER- GLAUSER
3.18 2.3	.49 .3	2.25 7.2	.07		100.06	⑫	N Isonne, Kote ~ 800 m (719.55/109.95)	BEARTH
3.11 2.2	.44 .4	2.80 8.9	.05	CO <sub>2</sub> .32 .4	100.28	⑬	Bachbett des Vedeggio E Isonne. 5 m mächtiger Lagergang. Gangmitte (719.85/109.94)	BEARTH
3.10 2.2	.44 .3	2.06 6.4	.09	CO <sub>2</sub> Sp	100.20	⑭	ibid. Salband von ⑬	BEARTH
2.78 2.0	.33 .2	2.75 8.8	.25	CO <sub>2</sub> .70 .9	100.36	⑮	Costa, SE Astano (707.20/96.00)	BEARTH
3.34 2.4	.55 .5	3.46 11.2	.18	CO <sub>2</sub> 1.64 2.2	100.23	⑯	Wasserfall «Superba» SE Astano (707.20/96.25)	BEARTH
3.44 2.5	.53 .4	6.11 19.6	.09	CO <sub>2</sub> Sp	100.10	⑰	Bironico (715.80/108.15)	BEARTH

## Niggliwerte der Ganggesteinsanalysen des Sottoceneri

Tabelle 7

Nr.	Gesteinsbezeichnung	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Q	L	M	SP+ Hz	Ru	Cp	$\pi$	$\gamma$
①	Quarzporphyrit, felsophyrisch	523	53	16	4.5	26.5	.64	.32	—	66.7	24.4	.5	8.3	—	.1	.07	.00
②	id.	415	43	12.5	14.5	30	.46	.09	—	59.2	37.3	3.2	—	—	.3	.18	.03
③	Granitporphyr	357	47	22.5	3	27.5	.45	.12	1.9	55.2	32.0	3.2	8.8	.4	.4	.02	.00
④	id.	349	45.5	19	9.5	26	.46	.11	1.9	56.2	34.8	2.1	6.3	.3	.3	.14	.00
⑤	Quarzporphyrit, Biotit und Hornblende führend	260	35	27	12	26	.32	.54	3.0	45.6	43.0	10.4	—	.7	.3	.14	.09
⑥	Biotitporphyrit, Salband von Gang ③	243	40.5	29.5	3	27	.32	.50	2.3	43.6	40.8	6.5	8.2	.5	.4	.04	.00
⑦	Biotit-Hornblende-Mikroquarzdiorit	169	29.5	36.5	22.5	11.5	.37	.50	3.1	39.8	39.0	19.6	—	1.0	.6	.44	.08
⑧	Klinochlor-Hornblende-spessartit, Biotit führend	141	27.5	40.5	25.5	6.5	.26	.53	2.9	38.1	36.8	23.7	—	1.0	.4	.62	.08
⑨	Augit-Camptospessartit	125	24	43.5	25	7.5	.29	.62	6.6	32.1	35.9	28.2	—	2.4	1.4	.52	.12
⑩	Augitspessartit	121	29	40	18	13	.18	.64	4.6	28.0	47.0	22.6	—	1.7	.7	.38	.02
⑪	Hornblende-Mikrogabbrodiorit	117	21.5	49	22	7.5	.16	.57	2.0	29.9	35.1	34.1	—	.9	—	.5	.14
⑫	Hornblendediabas-spessartit	119	20	50.5	21.5	8	.17	.56	5.8	29.0	33.0	34.7	—	2.3	1.0	.43	.14
⑬	Augitdiabasspessartit, uralitisch	116	22	47.5	22	8.5	.20	.58	5.6	28.3	36.7	32.0	—	2.2	.8	.44	.13
⑭	Hornblendediabas-spessartit, Salband von ⑬	116	23	50	17	10	.17	.57	5.5	27.9	39.0	30.5	—	2.2	.4	.40	.07
⑮	Hornblendespessartit, Augit führend	113	22.5	45	21	11.5	.42	.57	5.0	25.0	40.4	32.0	—	2.0	.6	.32	.17
⑯	Hornblende-Camptospessartit, Augit führend	117	21.5	47	17	14.5	.30	.54	6.3	22.6	41.4	31.4	—	2.4	1.2	.21	.14
⑰	Trachytischer Porphyrit	100	22.5	60.5	6.5	10.5	.05	.66	6.0	22.1	32.1	33.2	9.1	2.5	1.0	.20	.00



Eine quantitative Bestimmung des Modus ist des feinen Kornes wegen nicht bei allen analysierten Proben durchführbar. Wo die Korngrösse es gestattete, wurde die Auswertung von Dr. O. GRÜTTER an der dazu am besten geeigneten Apparatur (Integrationstisch, Punktzähler) in gewohnt zuverlässiger Weise durchgeführt. Die Messergebnisse sind auf ½% auf- oder abgerundet.

- ① *Felsophyrischer Quarzporphyrit*  
Einsprenglinge: Plagioklas, karbonatisiert 4.5; Quarz 2.0. Grundmasse 93.5 (Mikrofelsit mit Sericitschüppchen und Karbonatkörnchen).
- ② *Felsophyrischer Quarzporphyrit*  
Felsophyrische bis mikrolithische Grundmasse von Plagioklasleistchen, Muskowitschüppchen und weniger Quarz. Nestchen und Wucherungen von Karbonat; vereinzelte Plagioklaseinsprenglinge.
- ③ *Granitporphyr* (= Quarzporphyr Nr. 14 KOOMANS)  
Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas (0–5% An) und Kalifeldspat (–2V = 47–50°), weniger Biotit ± chloritisiert. Grundmasse felsitisch bis mikrogranitisch.
- ④ *Granitporphyr* (= Quarzporphyr Nr. 13 KOOMANS)  
Ähnlicher Mineralbestand wie ③. Die beiden Analysen ③ und ④ sind der Arbeit KOOMANS (1937) entnommen, die keine genaueren Daten über den Mineralbestand enthält.
- ⑤ *Quarzporphyrit*  
Einsprenglinge: Quarz 9.0; Plagioklas 5.0. Grundmasse 86.0 (Plagioklasleisten, ± chloritisierter Biotit und braune Hornblende, wenig Karbonat).
- ⑥ *Biotitporphyrit*, Salband von Gang ③  
Einsprenglinge: Plagioklas (0% An), seltener Biotit; Grundmasse: pilotaxitisch, Plagioklasnadelchen in chloritischem Teig.
- ⑦ *Biotit-Hornblende-Mikroquarzdiorit*  
Plagioklas 64.5 (40–80% An); Quarz 9.5; Kalifeldspat 0.5; Hornblende 14.0; Biotit 9.0; Chlorit 2.0; Erz 0.5; Farbzahl 25.5.
- ⑧ *Klinochlor-Hornblendespessartit*, Biotit führend  
Einsprenglinge: Klinochlor 16.0; Plagioklas 2.0; Quarz 1.0. Grundmasse: 81.0 (mikrolithisch-fluidal). Plagioklasnadeln und grüne, erzbestäubte Hornblendekörner, wenig Biotit.
- ⑨ *Camptospessartit*  
Plagioklas 51.0 (60–80% An); bräunlich-violetter Augit 16.5; Talk (nach Olivin) 4.0; Titanit 3.5; Erz 0.5; Mesostasis 24.5 (Chlorit, Pinit). Farbzahl 24.5.
- ⑩ *Augitspessartit*  
Diabasisch-divergentstrahlig. Plagioklasleisten vorherrschend, in Zwickeln bräunlicher Augit und Talk.
- ⑪ *Hornblende-Mikrogabbrodiorit*  
Plagioklas 41.0 (15–92% An). Quarz 1.0; olivbraune Hornblende 51.0; Klinochlor 6.0; Biotit 0.5; Sericit 0.5; Farbzahl 57.6.
- ⑫ *Hornblendediabasspessartit*  
Plagioklas 45.5 (65–75% An); olivbraune Hornblende 52.5; Erz 2.0; Karbonat 0.1; Farbzahl 54.5.
- ⑬ *Augitdiabasspessartit*, uralithisch. Gangmitte  
Plagioklas 60.5 (25–60% An); Augit, farblos 12.0; Uralit 19.5; olivbraune Hornblende 1.5; Chlorit 2.5; Talk + Sericit 1.0; Erz 2.0; Karbonat 1.0; Farbzahl 39.5.
- ⑭ *Hornblendediabasspessartit*. Salband von ⑬  
Plagioklas 56.0 ± sericitisiert (Andesin-Labradorit); Quarz 0.5; braune Hornblende 26.5; farblose Hornblende 14.5; Erz 2.5; Farbzahl 43.5.
- ⑮ *Hornblendespessartit*, Augit führend  
Plagioklas, stark zersetzt 52.5; olivbraune Hornblende 34.0; farbloser Augit 5.0; Chlorit 3.5; Erz 3.0; Karbonat 2.0; Farbzahl 47.5.
- ⑯ *Hornblende-Camptospessartit*, Augit führend  
Einsprenglinge: Talk (nach Olivin) 13.0; grau-violetter Augit 3.0; Grundmasse: 84.0 (braune Hornblende; stark zersetzter Plagioklas; Erz; Spuren von Biotit).
- ⑰ *Trachytischer Porphyrit*  
Geschätzt: 65% Plagioklasleistchen; 20% farbloser Chlorit in Nestchen und Interstizien; 15% semiopake Körnerchen (Ø 0,05 mm, zersetzter Augit?).

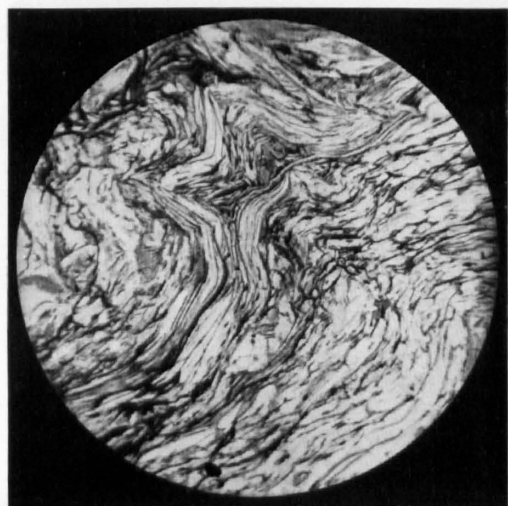


Fig. 1. Disharmonisch gefaltete Muskowitsträhnen in feinkörnigem Quarz-Plagioklas-Gekröse. Unteres Val Cassone, ESE Pregassona. Ohne Analysator (Schliff T 1225)

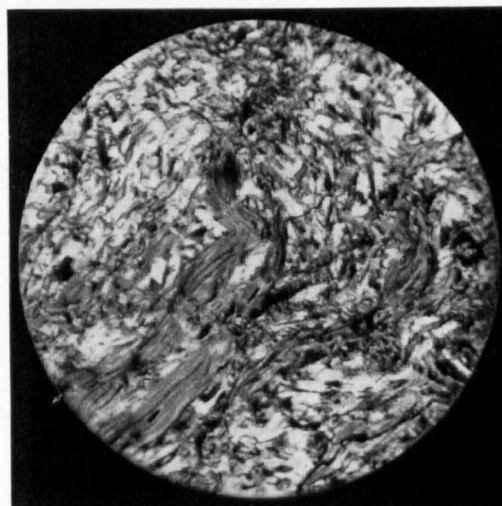


Fig. 2. Wirre Fältelung. Verbogene Muskowitsträhnen in feinkörnigem Quarz-Plagioklas-Mörtel. Unteres Val Ponteggia S Cadempino. Nicols X (Schliff T 1193)

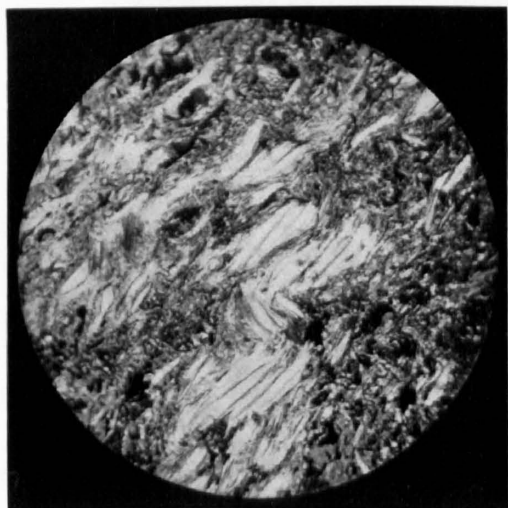


Fig. 3. Gewellte Muskowitlamellen, zum Teil zu Strähnen vereinigt, in sehr feinkörnigem Quarz-Plagioklasgeriesel. Monte Bar. Nicols X (Schliff T 221 Sp)

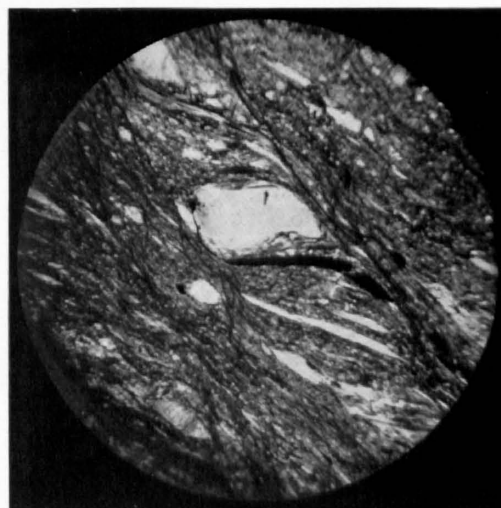


Fig. 4. Phyllonitisch; von Rutschharnischen durchsetztes feines Quarz-Feldspatmus mit Plagioklasporphyroklasten (Bildmitte) und Muskowitlamellen. Strasse Ruvigliana-Albonago, beim Funicolare des Monte Brè. Nicols X (Schliff T 1227)

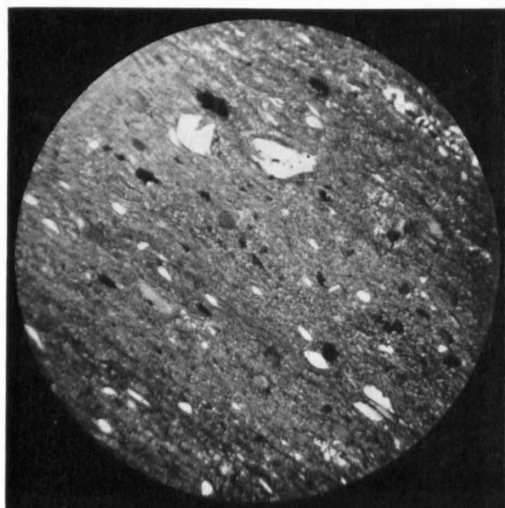


Fig. 1. Tonschiefer. Plagioklaskörner und Muskowitschuppen in sehr feinkörnigem Gewebe von hellbraunen Biotitschüppchen und winzigen Plagioklas- und Quarzkörnchen. Monte Bar. Nicols X (Schliff T 218 Sp)

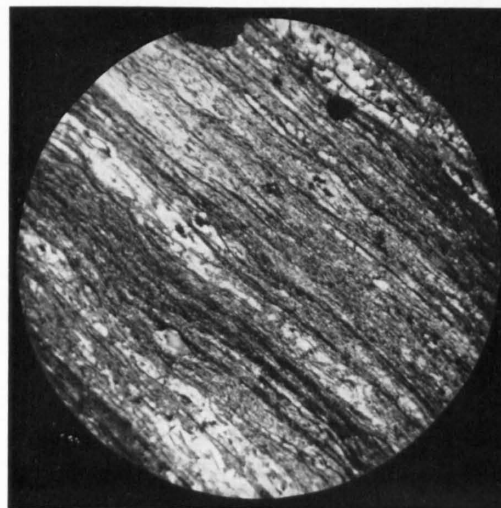


Fig. 2. Warwiger Tonschiefer. Helle Bänder: Zeilen von feingranuliertem Quarz. Dunkle Bänder: vorherrschend Schüppchen von hellbraunem Biotit und Schnürchen von Graphitstaub. Monte Bar. Nicols X (Schliff T 300 Sp)

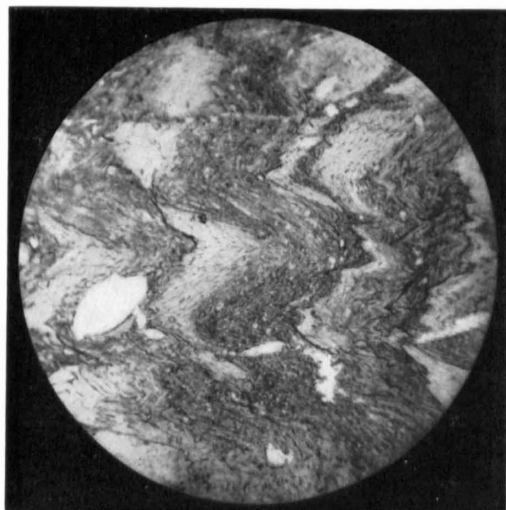


Fig. 3. Phyllonit. Gefältelte Bänder von Muskowit- (hell) und von Biotitschüppchen (dunkler) mit winzigen Quarz- und Plagioklaskörnchen. Grösseres Plagioklaskorn nahe linkem Bildrand. Monte della Croce. Ohne Analysator. (Schliff T 671)

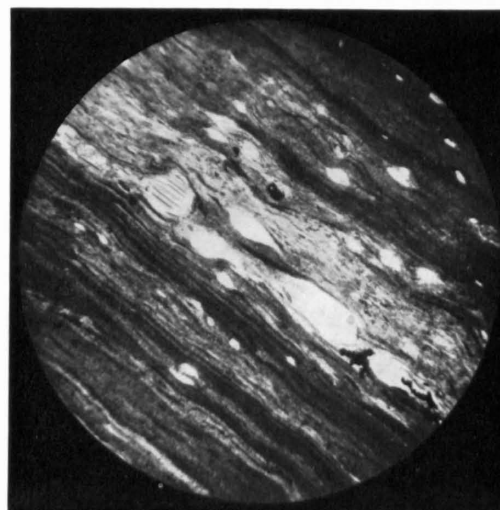


Fig. 4. Warwiger Phyllonit. Grundgewebe von feinsten parallelgestellten Muskowitschüppchen mit Aggregatpolarisation. Darin eingebettet Plagioklaskörner und Muskowitschuppen. Feine Bänderung durch Schnürchen von Graphitstaub unterstrichen. Monte Bar. Nicols X (Schliff T 28)



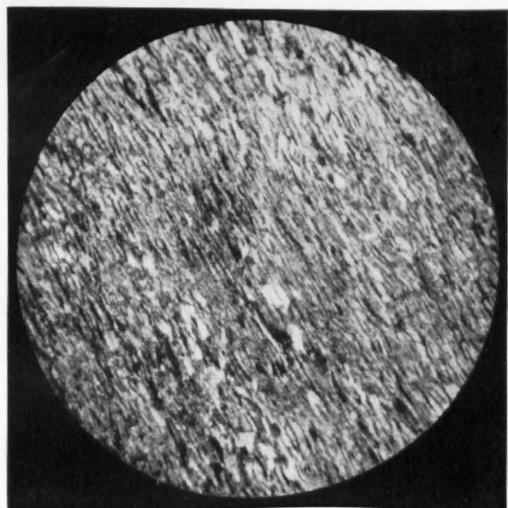


Fig. 1. Blaugrüne Hornblende in II gestellten Nadelchen vorherrschend, gelängte Körner von unverzwilligtem, glasklarem Plagioklas und gleichviel Titanit. Strasse Sonvico-Piandera, 800 m ENE Sonvico (Schliff T 887)

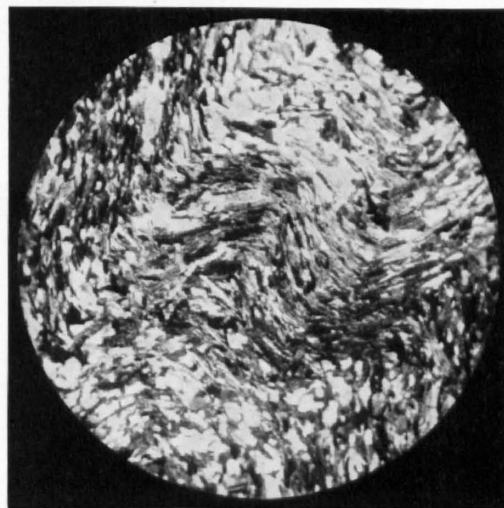


Fig. 2. Graugrüne Hornblende 70 %, glasklarer, selten verzwilligter Plagioklas (22-33 % An) 30 %. Die Hornblendestäbchen bilden die Fältelung ab. Strasse Sonvico-Piandera beim Val delle Spine, 600 m S Piandera (Schliff T 732)

Taf. III, Fig. 1-2. Dünnschliffbilder von Hornblendeschiefer. Vergr. 13,5mal. Nicols X.



Taf. III, Fig. 3. Anriss in Phylloniten im Einzugsgebiet der Valle di Scareglia, rechtes Seitental des Val Colla



