Über einige Ergebnisse der geologischen Untersuchung der Kraftwerkanlage Monte Piottino (Tessin)

Autor(en): **Grütter, Otto**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **24 (1931)**

Heft 1

PDF erstellt am: **20.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-159021

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Vol. 24, N° 1. — Juin 1931.

Über einige Ergebnisse der geologischen Untersuchung der Kraftwerkanlage Monte Piottino (Tessin).

Von Otto Grütter (Basel).

Mit 2 Tafeln (I, II) und 2 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

I. Der Zuleitungsstollen und die Fensterstollen 1
1. Allgemeines 1
2. Die Gesteinsfolge in den Stollen 6
a) Nördliche Orthogneiszone 6
b) Nördliche Para- und Mischgesteinszone 8
c) Mittlere Orthogneiszone 10
d) Südliche Paragesteinszone 12
e) Südliche Orthogneiszone 13
3. Zusammenfassung 15
II. Die Zentrale Lavorgo 16
1. Das Profil in der Baugrube 16
2. Ergebnisse der Schlämmanalyse 18

Der nachfolgenden Notiz liegen Beobachtungen zugrunde, die im Jahre 1930 anlässlich geologischer Untersuchungen an dem im Bau befindlichen *Kraftwerk Monte Piottino* (*Tessin*) im 9 km langen Wasserzuleitungsstollen zwischen Rodi und Lavorgo, in den dazu gehörenden Fensterstollen 1—6 und in der Baugrube der Zentrale Lavorgo angestellt wurden (Fig. 1).

Den tit. Direktionen der *Motor-Columbus A. G.* in Baden und Faido sei auch an dieser Stelle für die gütige Erlaubnis zur Veröffentlichung der Notiz bestens gedankt.

I. Der Zuleitungsstollen und die Fensterstollen.

1. Allgemeines.

Der mit 3‰ von Rodi (Höhenquote des Einlaufs = 927,6) gegen Lavorgo (Höhenquote bei km 8,992 = 901,2 m) abfallende Zuleitungsstollen liegt — mitsamt den 6 Fensterstollen — in der nördlichen und

obern Randzone des Haupttessinergneises oder Leventinergneises, dem weit von Süden her flach überschobenen Granitgneiskörper, der nach Norden bis in die Region des Dazio Grande vorstösst und der gewöhnlich als Leventinadecke bezeichnet wird.

Die stratigraphischen Verhältnisse in der Region der Stollenanlage sind im allgemeinen einfache. Nach der die ganze Anlage in sich begreifenden geologischen Karte des obern Tessin- und Maggiagebietes von H. PREISWERK (*4*) sind in der Umgebung des Stollens an der Oberfläche die folgenden Formationen und Gesteinsarten zu treffen:

I. Prätriassische kristallinische Schiefer und Gneise:
   a) Vorwiegend Paragesteine: Glimmerschiefer. Feinkörnige braune Biotitgneise „Bändergneise" (Injektionsgneise und Orthogneise z. T.).
   b) Eruptivgesteine (Orthogneise): Granitgneise und plattige Zweiglimmergneise. Augengneise. Glimmerreiche, schiefrige Zonen im Tessinergneis.

II. Trias-Permokarbon:
   Karbon: quarzige, schwarze graphitische Schiefer. Quarzite.

III. Trias:
   Körniger Kalk, Marmor, z. T. quarzitisch. Zellendolomit „Rauhwacke".

IV. Jura (-Bündnerschiefer):
   Kalkphyllite. Granatführende, graue und schwarze Phyllite „Hornfelse".

Zu dieser Altersgliederung ist allerdings zu bemerken, dass G. KLEMM (*3*) — der u. a. gerade in der Umgebung der Stollenanlage seinerzeit Beobachtungsmaterial sammelte — zu wesentlich andern Ansichten über Alter und geologische Natur der Orthogesteine gelangte, und zwar vertrat er die folgende Auffassung:

Die Intrusion des Tessinergneises fällt ins Tertiär. Der sog. „Gneis" ist ein echter, primär fluidal struierter Granit, der nach seiner Intrusion keine Veränderung in Textur und Struktur durch tektonische Bewegungen erlitt, d. h. nicht mehr in die alpine Faltung einbezogen wurde. Dagegen haben während der Intrusion Beimengung und teilweise Aufzehrung (Resorption, Assimilation) von Schiefermaterial seinen Chemismus und Mineralbestand verändert. Dieses sedimentäre Material ist in Form von Schollen aus der Hülle in das Granitbad eingebrochen. Es wurde seinerseits durch das Eruptivgestein kontaktmetamorph verändert und in die schiefrigen Zonen des Tessinergneises umgewandelt.

Nach den Beobachtungen im Stollen kann ich mit der von G. KLEMM vertretenen Auffassung hinsichtlich des lithologischen Charakters der mit den Orthogneismassen vergesellschafteten Schiefer der Stollenregion einiggehen. Dagegen sprechen verschiedene texturelle

Erscheinungen (Kleinfältelungen, Scherungen, Auswalzung, Knetung) wie auch das gesamttektonische Verhalten der Orthogneismassen für deren Einbezug in den alpinen Deckfaltenbau, d. h. für deren präalpines, wahrscheinlich prätriassisches Alter.

Von den oben angeführten Formationen durchfuhr der Stollen lediglich die sub. I angeführte. Sie wird im Stollen durch die beiden folgenden Hauptgesteinsarten repräsentiert:

1. Zweiglimmeraugengneise, lokal mit Tendenz zur Abspaltung ultrasaurer und basischer Differenziate. Sie gehen durch Auswalzung in strengschiefrige Zweiglimmerplattengneise über. Sie sind in ihrer Gesamtheit als Orthogesteine anzusprechen.

2. Biotit- und Zweiglimmerschiefer bis -gneise. Sie treten in Form von mehr oder minder ausgedehnten Zügen in den Orthogneisen auf. Diese vorherrschend schiefrigen Gesteine dürften nur zu sehr untergeordneten Teilen den glimmerreichen, schiefrigen Zonen des Leventinergneises, die H. Preiswerk (*4*, 62) den Orthogesteinen zuzählt, entsprechen. In der Hauptsache handelt es sich wohl um Gesteine, die L. Bossard (*1*, 57/58) auf Grund ihrer mineralogischen, strukturellen und texturellen Eigenheiten als besonderen Typus jenen gegenüberstellt und in welchen er ursprüngliche Paragesteine (prätriassische) vermutet, deren Paracharakter z. T. durch Injektion verwischt wurde.

Die übrigen Formationen gelangen nirgends ins Stollenniveau, obwohl sie an der Oberfläche ebenfalls in grösseren Massen in nächster Nähe des Stollens auftreten (Zone jungpaläozoischer und mesozoischer Gesteine zwischen Rodi und Cornone). Durch die regional flache Lagerung (im allgemeinen 10—20 Grad nach SW fallend) — bedingt durch die tektonische Lage auf dem SW-Flügel des „bombement tessinois" (Tessinerkulmination) — und den angenähert söhligen Verlauf des Stollens wird ihr Absteigen in das Stollenniveau verhindert. Immerhin beeinflussen sie sehr wesentlich die Paragenesis der beim Vortrieb des Stollens aufgefundenen Kluftmineralien.

Die Aufnahmen im Stollen ergaben, dass das Nord-Südprofil mehrfache Wellungen zeigt (vgl. Übersichtsprofil in Fig. 1). Die Wellungen bedingen lokale Wechsel des regionalen, NW-SE gerichteten Streichens. Sie sind durch das mit ihnen verbundene Auf und Ab der Gesteinsgrenzen im Stollenniveau für die Zonen- und Gesteinsfolge im Stollen von grosser Wichtigkeit.

In mehrfacher Hinsicht (geologisch, mineralogisch, praktisch) sind die das Gebirge in den verschiedensten Richtungen durchziehenden Klüfte von Bedeutung.

Im Stollen — wie auch an der Oberfläche — sind neben einem normalen Kluftsystem von mehr oder minder regelmässigen, kleineren Klüften auch stärker ausgeprägte Hauptklüfte zu unterscheiden.

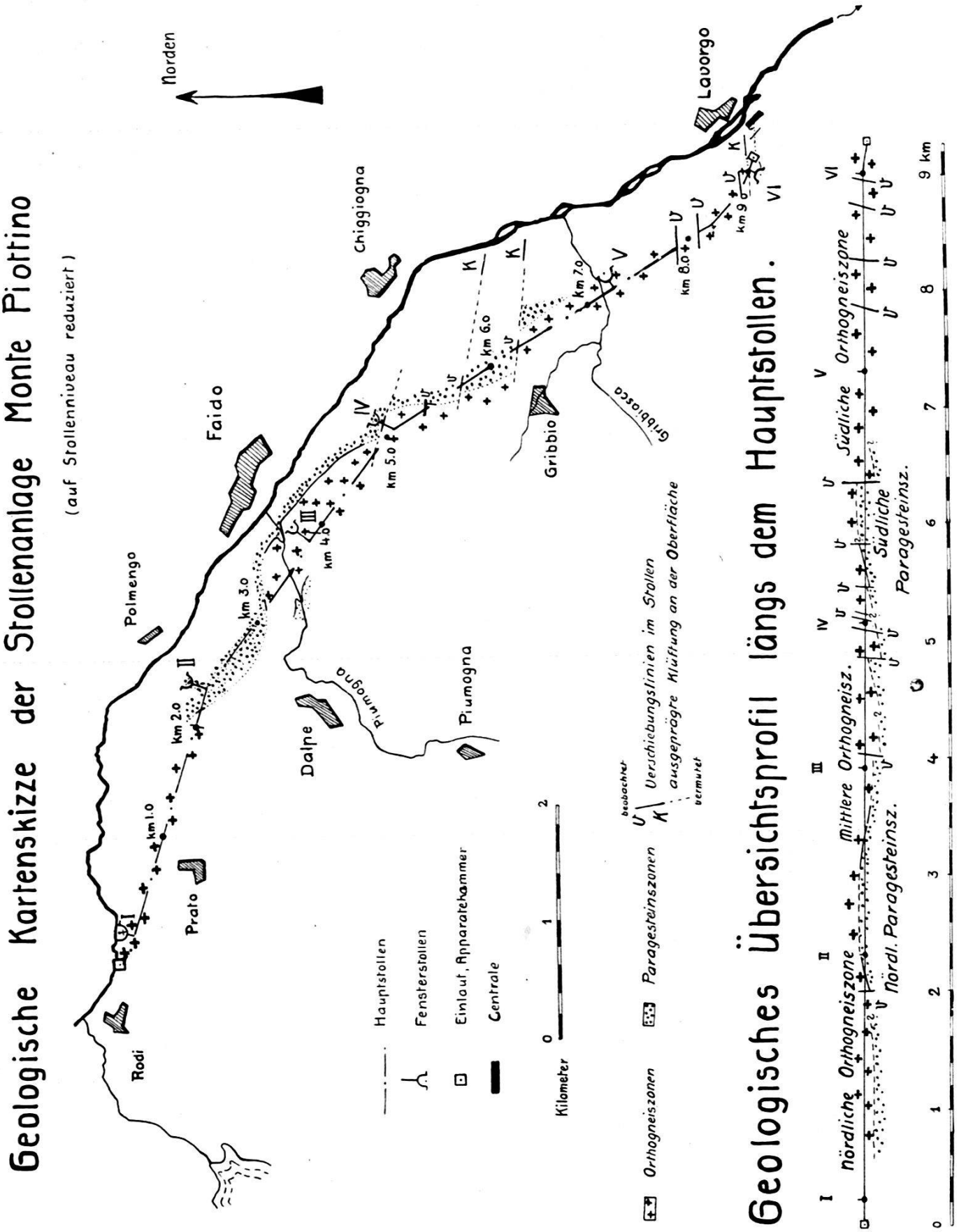

Geologische Kartenskizze der Stollenanlage Monte Piottino
(auf Stollenniveau reduziert)
Norden
Rodi
Prato
Polmengo
Faido
Chiggiogna
Dalne
Piumogna
Gribbio
Gribbiosca
Lavorgo
km 1.0
km 2.0
km 3.0
km 4.0
km 5.0
km 6.0
km 7.0
km 8.0
km 9.0
Hauptstollen
Fensterstollen
Einlauf, Apparatekammer
Centrale
Kilometer
Orthogneiszonen
Paragesteinszonen
beobachtet
Verschiebungslinien im Stollen
ausgeprägte Klüftung an der Oberfläche
vermutet
Geologisches Übersichtsprofil längs dem Hauptstollen.
nördliche Orthogneiszone
nördl. Paragesteinsz.
mittlere Orthogneisz.
Südliche Paragesteinsz.
Südliche Orthogneiszone
9 km

Fig. 1.

Das *normale Kluftsystem* setzt sich aus folgenden Teilsystemen zusammen:

a) 1. Längskluftsystem (L_1 = Plattung): Die Klüfte folgen dem allgemeinen Streichen des Gebirges und fallen ± parallel der Schieferung (Straten) der Gesteine flach nach SW bzw. SSW ein.

b) 2. Längskluftsystem (L_2): Die Klüfte dieses Teilsystemes gehen ebenfalls dem Streichen parallel, fallen aber ± senkrecht zu dem vorigen ein.

c) Querklüfte (Q): Die Klüfte verlaufen recht- bis schiefwinklig zum Gebirgsstreichen, bzw. zu den beiden Teilsystemen L_1 und L_2. Sie stehen saiger und sind häufig durch Quarz verheilt.

Im nördlichen Teil der Stollenanlage sind sie durch eine reiche Mineralführung ausgezeichnet, wobei die Paragenese dieser Kluftmineralien in deutlicher Beziehung zu den Gesteinsmineralien der überlagernden mesozoischen Formation (Trias) steht.

Folgende Mineralien wurden aufgefunden: Dolomit, Siderit, Kalzit, Muskovit, Gips, Quarz, Pyrit, Sagenit, Turmalin, Chlorit[1]).

Die normale Klüftung ist nicht überall im gleichen Grade entwickelt, wie auch unter den einzelnen Teilsystemen keine gleichwertige Ausbildung besteht. Eine praktische Bedeutung kommt dem normalen Kluftsystem vor allem in der Nähe von Hauptklüften zu. Die Gesteine neigen dann leicht zu parallelepipedischem Zerfall nach den verschiedenen Teilkluftsystemen, wobei es gelegentlich zur Herausbildung eigentlicher Zerrüttungszonen kommt.

Die an der Oberfläche durch tiefe Rinnen, Schnitte und Kamine im Talgehänge markierten *Hauptklüfte* folgen bald den Querklüften (Q), bald den Längsklüften L_2. Sie sind eigentlich nur graduell von jenen unterschieden. Besondere Wichtigkeit erlangen sie dadurch, dass einzelne von ihnen durch Rutschharnische und Gesteinsmehlfüllungen (bis 1 m mächtig) als Verschiebungsklüfte gekennzeichnet sind. Sie deuten auf junge (postalpine) Bewegungen des Gebirges hin. Derartige Verschiebungsklüfte wurden bei folgenden Progressiven festgestellt:

---

[1]) Eine spezielle Untersuchung der Kluftmineralien des Piottinowerkes wird von Herrn Prof. R. L. PARKER in Zürich durchgeführt. Das Naturhistorische Museum in Basel verdankt eine hübsche Suite dieser Mineralien der Freundlichkeit der Herren Direktor Ing. CASELLA, Faido, und Ing. H. MOLINARIO (Faido-Basel).

Anmerkung während der Korrektur: Inzwischen ist eine vorläufige Mitteilung von R. L. PARKER: Bemerkungen über einige Mineralien des Piottinostollens (Schweiz. Min. und Petrogr. Mitteilungen Bd. X, pag. 363) erschienen.

Mit der gleichen Materie befasst sich eine von C. TADDEI: Galleria Monte Piottino, Faido (Ticino) in derselben Zeitschrift (Bd. X, pag. 367) veröffentlichte Arbeit.

An dieser Stelle sei auch auf eine im Verlauf der Aufnahmearbeiten gesammelte Handstück-Suite (ca. 60 Hdstke.) von Tunnelgesteinen aufmerksam gemacht, die zur Zeit bei der Baudirektion in Faido deponiert ist.

Ab Einlauf km 2,015, 4,110, 4,815, 5,095, 5,865, 6,315, 7,815, 8,310, 8,735, 8,980 und im Fensterstollen 4 bei Progr. 45 m ab Mundloch.

Wie Fig. 1 zeigt, dürften einige von ihnen mit ausgeprägten Hauptklüften an der Oberfläche (nach dem prognostischen Gutachten von ALB. HEIM und P. ARBENZ) in Verbindung zu bringen sein.

Da bei Progr. km 4,110 ab E. auf einer Kluft mit Rutschharnisch horizontale Riefung zu erkennen ist, neige ich zur Annahme, dass die Bewegungen — z. T. wenigstens sicher — in horizontaler Richtung erfolgten und zu der in Fig. 1 schematisch (grosse Fraglichkeit der Verschiebungsrichtungen [horizontal? vertikal?] und Verschiebungsausmasse) dargestellten Zerstückelung des Gebirges führten.

Die Hauptklüfte lieferten beim Vortrieb — einzelne auch noch während der Ausbauperiode — oft recht beträchtliche Mengen *Wasser*. Es handelt sich bei diesen Quellen ausschliesslich um Oberflächenwasser. Dies geht vor allem aus der direkten Beziehung ihres Ertrages zu den Niederschlagsverhältnissen an der Oberfläche hervor. Die Hauptklüfte dienen diesen im Berginnern auf den normalen Klüften und auf Haarrissen oft über weite Strecken zirkulierenden Wassern als Sammel- und Abzugskanäle.

2. Die Gesteinsfolge in den Stollen.

Längs der Stollenanlage lassen sich die folgenden Gesteinszonen unterscheiden:

a) Nördliche Orthogneiszone km 0 bis km 2,095.
b) Nördliche Misch- und Paragesteinszone km 2,095 bis km 3,182.
c) Mittlere Orthogneiszone km 3,182 bis km 5,635.
d) Südliche Paragesteinszone km 5,635 bis km6,315.
e) Südliche Orthogneiszone km 6,315 bis Apparatekammer (km 9,100).

In diesen Zonen gestalteten sich die Gesteinsfolge und die Lagerungsverhältnisse im speziellen wie folgt:

a) Nördliche Orthogneiszone.

Km 0 bis km 2,095 ab Einlauf + Fensterstollen 1 (km 0,121 ab E.) vom Mundloch bis Hauptstollen (Progr. 69 m des Fensterstollens).

Ziemlich homogene, meist grobbankige, mittel- bis grobkörnige, quarzreiche Zweiglimmergneise granitischer Abkunft. Mit mehr oder minder deutlicher Kleinfältelung. Stellenweise streifig verwischt. Vereinzelte, grössere und kleinere Schlieren und Linsen von fein- oder kleinkörnigen Biotitgneisen (z. T. von basischen Differenziaten, z. T. von assimilierten Schiefern abstammend).

Im Hauptstollen ist das vorherrschende Gestein von km 0 (Einlauf) bis km 0,280 ein mehr oder minder plattiger, oft stark verschieferter, klein- bis mittelkörniger, heller, quarzreicher Zweiglimmerorthogneis. Er ist häufig stark gepresst und wird von zahlreichen Scherflächen und -klüften durchzogen, die einen raschen Wechsel der verschiedenen Texturvarianten (streifige, gefältelte T.) hervorrufen.

Ab km 0,280 bis km 0,440 folgen grobbankige, mittel- bis grobkörnige ziemlich quarzreiche Zweiglimmeraugengneise, wie sie nach den Untersuchungen von H. PREISWERK (*4*) und L. BOSSARD (*1*) in den randlichen Zonen der Leventinergneismasse sehr verbreitet sind. Sie sind als dynamometamorphe Produkte ursprünglich porphyrartig struierter Granite zu betrachten.

Zwischen km 0,440 und km 0,980 sind die „Augen" meist mehr oder weniger ausgewalzt. Die Gneise neigen zu dünnbankiger bis plattiger Entwicklung. An einigen Stellen schalten sich bis 3 dm mächtige, lagergangförmige, basische Schlieren von dunkeln, feinkörnigen Biotitgneisen ein.

Von km 0,980 bis km 1,100 herrschen wieder mittel- bis grobkörnige Zweiglimmeraugengneise. Sie zeigen von Scherflächen durchzogene Kleinfältelung (vgl. Phot. 1, Tafel I). Derartige Kleinfältelung ist für den Leventinergneis in seinem nördlichen Verbreitungsgebiet charakteristisch und wurde schon wiederholt von verschiedenen Autoren (u. a. ALB. HEIM (*2*), L. BOSSARD *(1)* in der Region des Stollens (Dazio Grande) studiert und beschrieben.

Von km 1,100 bis km 1,130 enthalten die Orthogneise eine Scholle von assimilierten Schiefern, die in Form von dünnbankigen bis blättrigschiefrigen, kleinkörnigen, etwas inhomogenen Biotitgneisen vorliegen. Der Übergang in die auch südlich auf eine kurze Strecke wieder einsetzenden Augengneise ist ein allmählicher.

Von km 1,150 bis km 1,505 ist das Hauptgestein ein grobbankiger, mittelkörniger, quarzreicher Zweiglimmergneis, der gelegentlich (km 1,220, km 1,449 und km 1,490) etwas schlierig differenziert erscheint. Der Gneis zeigt in der Regel streifig ausgewalzte und auch hier eine — allerdings meist weniger deutliche — Kleinfältelung.

Ab km 1,505 bis km 1,530 herrschen typische Augengneise.

Von km 1,530 bis km 1,700 (ca.) folgen wieder grobgebankte, quarzreiche, mehr oder weniger streifig ausgewalzte Zweiglimmeraugengneise.

Ab km 1,700 bis km 1,800 stehen wiederum prächtige Augengneise an. Die grobkörnigen, hellen Gesteine besitzen bis 7 cm lange und 2—3 cm dicke Feldspat-(Kalifeldspat-)augen und Quarz-Feldspataugen.

Bei km 1,766 enthalten die Augengneise Einschaltungen von dunkeln, feinkörnigen Biotitgneisen. Sie bilden zwei übereinander-

liegende ca. 20 m lange und ca. 40 cm mächtige Linsen. Die sehr homogenen Gesteine gehören basischen Differenziationsschlieren des Granitkörpers an. Ähnliche Gesteine wurden auch bei Progr. km 1,820 angetroffen.

Ab km 1,820 sind die Augengneise wieder stärker ausgewalzt und gefältelt. Immerhin treten ab km 1,960 die Augen — wenn auch im allgemeinen etwas kleiner dimensioniert — wieder besser hervor. Diese Zweiglimmergneise mit wechselnd deutlicher Augentextur und gelegentlicher Tendenz zur Entwicklung von basischen Schlieren halten bis km 2,095 an, wo der Stollen in die Gesteine der nördlichen Para- und Mischgesteinszone eintritt.

Im Fensterstollen 1 (km 0,121 ab E.) stehen vom Mundloch bis zum Hauptstollen die gleichen Gesteine an, wie sie im Hauptstollen zwischen km 0 und km 0,280 auftreten.

Bei Progr. 10 m wurde eine mit Geröllen gefüllte alte Erosionsrinne des Tessinflusses angefahren. Bei Progr. 67 m streicht eine saiger stehende, ca. 1 m mächtige Schliere von stark gefältelten (griffelförmig zerfallenden), blättrigen Biotitschiefern schräg durch den Fensterstollen. Sie wurde auch im Hauptstollen in unmittelbarer Nähe der Einmündung des Fensterstollens 1 durchfahren.

Über die Lagerungsverhältnisse in dieser Zone ist folgendes zu sagen:

In der Umgebung und im Fensterstollen 1 fallen die Straten im allgemeinen mit ca. 30 bis 40 Grad nach SSW ein. Das gleiche Fallen herrscht auch in den südostwärts anschliessenden Strecken des Hauptstollens. Das Streichen wechselt zwischen WNW und NNW. Die Assimilationsgesteine bei Progr. km 1,100 tauchen flach südansteigend von unten her ins Stollenniveau auf.

Ab km 1,300 wird das Fallen ziemlich flach. Die Schieferung fällt meist nur noch mit 10—15 Grad nach SW ein, eine Lagerung, die bis an die Grenze der Zone (km 2,095) anhält.

b) Nördliche Para- und Mischgesteinszone.

Km 2,095 bis km 3,182 ab E. + Fensterstollen 2 (km 2,329) ab Progr. 40 bis Hauptstollen.

Vorherrschend braunviolette, häufig granatführende Zweiglimmerschiefer und -gneise (Paragesteine) in Wechsellagerung. Stark gefältelt und verschiefert. Stellenweise reich an Quarzlinsen, -lagen und -schnüren. Einzelne lagergangförmige Aplitgneiseinlagerungen. Dunkelgraue, streifig injizierte, z. T. granatführende Biotitgneise (Mischgneise) zwischen Progr. km 2,095 und km 2,190 ab E. mit unmerklichem Übergang in die Paragesteine.

Die bei Progr. km 2,095 im Liegenden der nördlichen Orthogneiszone auf einer Strecke von ca. 1100 m sich einstellenden Paraschiefer und -gneise können einen südlichen Ausläufer einer an der Oberfläche westlich Giaseda auftretenden, schmalen Zone von Glimmerschiefern darstellen. Vielleicht handelt es sich aber auch um eine an der Oberfläche nicht ausbeissende Schiefereinlagerung.

Bei km 2,095 beginnt die Zone mit scharfer Grenze (tektonisch?) gegen die Orthogneise mit dunkelgrauen, kleinkörnigen, gefältelten, sehr glimmerreichen Biotitgneisen. Sie führen bei Progr. km 2,110 — makroskopisch gut erkennbar — etwas Granat und sind besonders reich an streifig angereichertem Quarz. Diese Gesteine möchte ich als Mischgneise (Injektionsgneise) ansprechen, die — makroskopisch und mikroskopisch — einen streifig oder knollig verteilten, hellen aplitischen bis quarzigen Anteil eruptiver Herkunft und einen völlig umkristallisierten, dunkeln, ursprünglich wahrscheinlich sedimentären Anteil unterscheiden lassen. Ein vollständig frischer, durch dunkelolivgrüne Farben ausgezeichneter, neukristallisierter Biotit ist für das mikroskopische Bild charakteristisch. Auch das Auftreten von Kalzit sei hervorgehoben. Er wurde wahrscheinlich infiltriert. Der ziemlich reichlich vorhandene saure Plagioklas (Albit bis Oligoklasalbit) wird von zahllosen, reliktischen Biotitfetzchen durchspickt.

Ab km 2,190 (ca.) vollzieht sich ein unmerklicher Übergang in eine wechselvolle, im Detail schwer gliederbare zweite Gesteinsserie. Diese hält bis km 3,182 an und bildet auch das anstehende im Fensterstollen 2 ab Progr. 40 m[1]).

Dünnplattige, fein- bis kleinkörnige oder blättrige, weiche Glimmerschiefer im Wechsel mit dünnbankigen, kompakten bis schiefrig-blättrigen Zweiglimmergneisen bilden die Hauptgesteinstypen. Für ihre Para-Natur sprechen ein u. d. M. ausgesprochen rotbrauner Biotit — wie er nach den Untersuchungen von H. Preiswerk (*4*) für Paragesteine des obern Tessin und Maggiagebietes charakteristisch ist — ein ziemlich regelmässig auftretender Gehalt an mehr oder minder fein verteiltem Granat und eine dunkel- bis hellviolettbraune Gesamtfarbe der Gesteine. Sie unterscheiden sich dadurch deutlich von den ebenfalls biotitreichen, dunkelgrauen, basischen Schlieren der Orthogneiszonen. Dagegen ist die Abgrenzung gegen die Assimilationsgesteine dieser Zonen weit weniger scharf.

Bei km 2,328 enthalten die Schiefer eine ca. 30 cm mächtige Lage von hellem Aplitgneis.

Die Zone der Paraschiefer und -gneise ist stellenweise überaus reich an Quarzschnüren, -linsen und -lagen. Die bis 3 m langen Quarzlinsen erreichen nicht selten eine Dicke von mehreren Dezi-

---

[1]) In diesem Fensterstollen wurde auf der Strecke Mundloch bis Progr. 40 m eine Blockschuttmasse durchfahren.

metern. Ob es sich dabei um Sekretionsquarz (Ausschwitzungen im S. von SEDERHOLM) aus den Gesteinen selbst handelt, oder ob der Quarz durch Injektion von den Orthogneismassen aus in die Schiefer eingedrungen ist, ist schwer zu entscheiden.

Sehr starke, oft meterweit ausholende Verfaltungen deuten auch hier — ähnlich wie die Kleinfältelung und die Scherflächen bei den Orthogneisen — eine intensive mechanische Durchbewegung an.

Über die Lagerungsverhältnisse in dieser Zone sei folgendes bemerkt:

An der Nordgrenze und im Fensterstollen 2 ist ein meist flaches (10 bis 15 Grad) WSW-Fallen — wie es auch die südlichsten Strecken der nördlichen Orthogneiszone beherrscht — zu beobachten. Im Stollen gelangt man dadurch beim Fortschreiten nach Süden aus hangenden in liegende Schichten.

Zwischen km 2,5 und km 3,0 geht das Fallen in SSW-Fallen über, das auch in der südlich anschliessenden mittleren Orthogneiszone noch eine Strecke weit anhält. Bei obigem Fortschreitungssinn kommt man dadurch nunmehr im Stollen aus liegenden wieder in hangende Horizonte. Die vermutlich in sich selbst stark gestauchte Paragesteinszone bildet demnach eine flache Aufwölbung.

c) Mittlere Orthogneiszone.

Km 3,182 bis km 5,635 ab E. + Fensterstollen 3 (km 3,895) ab Mundloch bis Progr. 134 (Hauptstollen) und Fensterstollen 4 (km 5,161) ab Progr. 45 m bis Progr. 245 m (Hauptstollen).

Klotzige oder plattige, mittel- bis grobkörnige Zweiglimmeraugengneise, oft intensiv gefältelt oder streifig ausgewalzt. Häufig in gebänderte oder schlierige, kleinkörnige Zweiglimmerplattengneise mit lokalen, lagigen Aplitgneiseinschaltungen übergehend.

Einzelne Schlieren und Linsen von zähen, feinkörnigen Biotitgneisen (z. T. basische Differenziate der Orthogneise, z. T. mehr oder minder assimilierte Schieferschollen).

Die bei km 3,182 einsetzende mittlere Orthogneiszone — vom Hauptstollen auf eine Strecke von 2453 m durchfahren — stellt die direkte südliche Fortsetzung der wieder ins Stollenniveau abtauchenden nördlichen Orthogneiszone dar. Sie bietet daher in petrographischer Hinsicht ein ziemlich gleiches Bild wie jene.

Ab km 3,812 herrschen klotzige, gefältelte bis streifig ausgewalzte Zweiglimmergneise, die auf Scherflächen häufig Erzimprägnation aufweisen. Sie gehen nach Süden in teilweise recht typische Augengneise (km 3,200 bis km 3,600) über, in denen Grösse und Verteilung der Augen rasch wechseln.

Bei Progr. km 3,210 enthalten sie eine ca. 1 m mächtige Einlagerung von dunkelm, feinkörnigem, kompaktem Biotitgneis, der völlig den Habitus eines Orthogesteins besitzt. Immerhin erscheint es fraglich, ob es sich bei dieser Einlagerung um eine basische Schliere der Orthogneise oder um eine der Assimilation erlegene, in ein Gestein mit Orthohabitus übergegangene Schieferscholle handelt. Bemerkenswert ist die — auf Phot. 2, Tafel I, deutlich erkennbare — Diskordanz zwischen der Schieferungsrichtung der umgebenden Gneise und den Grenzflächen der Einlagerung. Bei km 3,233 tritt eine ähnliche Einlagerung auf.

Bei km 3,355 taucht von unten her eine kleinere Paraschieferscholle ins Stollenniveau auf. Die Grenzfläche verläuft auch hier diskordant zur allgemeinen Schieferungsrichtung der Gneise.

Bei km 3,400 folgt wieder eine saiger stehende Linse von dunkelgrauen, kleinkörnigen Biotitgneisen ähnlich jenen von km 3,210. Die umgebenden Zweiglimmeraugengneise gehen lagig-bänderig in kleinkörnige Aplitgneise über.

Ab km 3,600 treten die Augen in den Orthogneisen ganz zurück. Die Gneise werden stark streifig und neigen zu plattiger Ausbildung. Es stellen sich darin bei km 3,745 und km 3,765 saure Schlieren von hellen, feinkörnigen Biotitgneisen ein. Derartige plattige Gneise stehen auch im Stollen des Piumognazuleitungsstollens (Progr. km 3,630) vom Mundloch bis zum Hauptstollen an.

Bei km 3,800 setzen — erst vereinzelt, dann immer reichlicher — die „Augen" wieder ein. Es entwickeln sich die prächtigen, sehr grobkörnigen Augengneise, die im Hauptstollen zwischen Progr. 3,900 und 3,955 und im Fensterstollen 3 durchfahren wurden.

Ab km 4,200 bis km 4,400 folgen besonders plattige Zweiglimmergneise, in denen die Augen nur noch sporadisch auftreten. Zwischen km 4,400 und 4,500 sind dagegen wieder typische Augengneise entwickelt.

Von km 4,500 bis 5,635 herrschen streifige bis schlierig gebänderte, klein- bis mittelkörnige, helle Zweiglimmergneise vor. Bei Progr. km 4,653 und km 5,365 treten darin basische Schlieren von dünnplattigen, feinkörnigen, dunkeln Biotitgneisen auf. Typische Augengneise spielen auf dieser ganzen Strecke eine untergeordnete Rolle. Sie finden sich hauptsächlich in der Nähe und im Fensterstollen 4 in Form von schwach ausgewalzten, mittelkörnigen Typen.

Im Fensterstollen 4 werden diese Gneise bei Progr. 45 m an einer ungefähr mit 70 bis 80 Grad gegen den Hauptstollen einfallenden, N55W streichenden, ca. 1 m mächtigen Verschiebungskluft abgeschnitten, die mit Gesteinsmehl („Creta") gefüllt ist.

Ab Progr. 45 m bis Progr. 25 m (ca.) folgen blättrig zerfallende Parazweiglimmerschiefer, die reich an Quarzschnüren und -nestern sind. Häufig erscheint der Biotit dieser Schiefer etwas chloritisiert,

was mit der intensiven Zerrüttung dieser Region im Zusammenhang stehen dürfte[1]).

Von km 5,545 bis km 5,635 nehmen die Orthogesteine nur noch den obern Teil des Stollenprofils ein. Die Sohle liegt auf der ganzen Strecke in den erst mit schwacher Wellung auf- und absteigenden Schiefern der südlichen Paragesteinszone.

Die Lagerungsverhältnisse zeigen in der mittleren Orthogneiszone das folgende Bild:

Von der Nordgrenze der Zone bis km 3,6 streichen die Straten EW und fallen flach nach S ein. Ab km 3,6 treten starke Zerrüttungserscheinungen auf. Erst ab km 4,1 ist der Fels wieder normal. Der Stollen verläuft von hier bis zum Fensterstollen 4 angenähert söhlig (NW-SE). Immerhin bewirkt eine leichte Depression in der Gesteinslagerung, dass die im allgemeinen mit 15—25 Grad nach SW einfallenden Straten von km 4,1 bis km 4,3 an den Stössen gegen S abtauchen, während sie von km 4,3 bis zum Fensterstollen 4 wieder Südansteigen zeigen.

Ab km 5,1 treten — neben ziemlich starken Zerrüttungserscheinungen — mehrfache Wellungen auf, die bis an die Südgrenze der Zone anhalten.

Die von km 3,6 bis km 4,1 und km 5,1 bis km 5,4 sich zeigende Zersetzung der Gneise[2]) ist möglicherweise wie folgt zu erklären:

Letzten Ausläufern der alpinen Faltungsvorgänge verdanken die Schiefer und Orthogneise ihr welliges Auf und Ab im Nordsüdprofil. Die starren Gesteine der mittleren Orthogneiszone wurden anscheinend in eine Depression der unterlagernden, nachgebenden Schiefer hineingepresst und dabei in einzelne von den Zerrüttungszonen begrenzte Blöcke zerbrochen.

d) Südliche Paragesteinszone.

Km 3,635 bis km 6,315 + Fensterstollen 4 ab Progr. 25 m bis Progr. 45 m.

Violettbraune, dünnbankige Para-Zweiglimmergneise und weiche, blättrige Para-Zweiglimmerschiefer, z. T. granatführend, in Wechsellagerung. Lokal reich an Quarzlinsen, -lagen und -schnüren.

Einlagerungen von hellen, flasrig-schiefrigen, kleinkörnigen Ortho-Zweiglimmergneisen (verschieferte Granitporphyre?). Härtung der Schiefer und Erzimprägnation am Kontakt Schiefer-Orthogneise.

---

[1]) Ab Progr. 25 bis Mundloch liegt der Fensterstollen 4 in Gehängeschutt.

[2]) Die Auflockerung des Fels macht sich auch an der Oberfläche in der Umgebung der Piumogna in Form von Sackungen bemerkbar.

Die vom Hauptstollen auf eine Strecke von 680 m durchfahrene südliche Paragesteinszone ist besonders interessant, da sie wertvolle Aufschlüsse über die geologischen Zusammenhänge zwischen den Schiefern und den in ihnen eingelagerten Orthogesteinen gibt.

Nach den Lagerungsverhältnissen im Stollen und den Beobachtungen an der Oberfläche scheint es sich bei dieser Schieferzone um die südliche Fortsetzung der unter der mittleren Orthogneiszone nochmals ins Stollenniveau auftauchenden nördlichen Paragesteinszone zu handeln. Die südliche Grenze der Zone bei km 6,315 ist durch eine saigere, N70—80W streichende Störungslinie gegeben.

Hell- bis dunkelviolettbraune, dünnbankige bis plattige Zweiglimmergneise und blättrige, mehr oder minder reich mit Erz imprägnierte Zweiglimmerschiefer bilden auch hier die Hauptmasse. Sie führen z. T. ebenfalls Granat und sind nicht selten etwas chloritisiert.

Bei Progr. km 5,635, km 5,770 und 6,265 schalten sich mehrere Dezimeter mächtige Lager bis feine Trümer von hellen, kleinkörnigen Zweiglimmerorthogneisen zwischen die Schiefer ein. (Vgl. Phot. 1, Tafel II.) Nach ihrem äussern Habitus handelt es sich um die mehr oder weniger intensiv verschieferten, dynamometamorphen Produkte von granitporphyrischen Gesteinen, die anscheinend auf lagergangartigen Apophysen in die Schiefer eindrangen.

In der Tat ändern die Schiefer in der Nähe dieser Einlagerungen ihr makroskopisches und mikroskopisches Aussehen. Sie werden im allgemeinen hart und splittrig. U. d. M. tritt an Stelle eines lepidoblastischen bis teilweise granoblastischen Gefügebildes eine diablastische bis eigentlich hornfelsartige Struktur. Orthogneise und Schiefer weisen am Kontakt vielfach eine starke Erzimprägnation auf.

Alle diese Erscheinungen sind meines Erachtens primären Kontaktverhältnissen zuzuschreiben. Zufolge der gewaltigen tektonischen Umlagerungen — welche die grossen Zusammenhänge auseinanderrissen — bleibt es aber unsicher, wie weit wir die Apophysen mit den Orthogneisen in direkte Verbindung bringen dürfen.

Die tektonischen Umlagerungen bilden sich hier in intensiven, weit ausholenden Verfaltungen der Orthogesteine mit den Schiefern besonders deutlich ab. Gelegentlich (Progr. km 6,265 westlicher Stoss) wurden die Gneislagen — zufolge ihrer geringeren Duktilität — zu perlschnurartig aneinandergereihten, eiförmigen Gebilden auseinandergezerrt (vgl. Phot. 2, Tafel II).

e) Südliche Orthogneiszone.

Km 6,315 bis km 8,992 + Fensterstollen 5 (km 7,300), Fensterstollen 6 (km 8,992) ab Progr. 7 m und Strecke km 8,992 bis Apparatekammer (108 m ab Progr. km 8,992).

Ziemlich inhomogene, äusserst quarzreiche, mittel- bis kleinkörnige, vorherrschend plattige Zweiglimmergneise (stark ausgewalzte Augengneise). Ausgeprägte Tendenz zu schlierig-bänderiger Differenziation: sehr helle, quarzreiche Zweiglimmergneise bis Muskovitgneise (Quarzitgneise) einerseits und dunkle, quarzreiche, kleinkörnige Biotitgneise anderseits. Bei Progr. km 8,960 kleine, gegen S an einer Verschiebungslinie abschneidende Scholle assimilierter Schiefer.

Die bei Progr. km 6,315 an einer schräg durch den Stollen streichenden Zerrüttungszone einsetzende südliche Orthogneiszone unterscheidet sich von den nördlicher gelegenen im wesentlichen in folgenden Punkten:

1. Die Gesteine zeigen im allgemeinen eine weit grössere Inhomogenität, die durch ausgeprägte Tendenz zu lagiger und schlierig-bänderiger Differenziation zustande kommt. Der durchwegs recht hohe Quarzgehalt aller Gesteine äussert sich auch makroskopisch in einem harzigen Glanz der verschiedenen Varietäten.

2. Erhöhte Plattigkeit, Strengschiefrigkeit, wie auch ausgeprägte Lamination der im allgemeinen stärker zurücktretenden Augengneistypen deuten allenthalben eine sehr intensive, regionale Stressung anlässlich der alpinen Faltungsvorgänge an.

Wellige Lagerung — durch Wechsel im Streichen markiert — ist in dieser Zone besonders deutlich erkennbar. Es erscheint nicht ausgeschlossen, dass dadurch einzelne der im folgenden beschriebenen Gneiskomplexe vom Stollen wiederholt angefahren wurden. Zufolge der auch sonst auftretenden lateralen Wechsel in den Gesteinstypen lässt sich dies aber nicht mit Bestimmtheit nachweisen.

Der Stollen verläuft z. T. angenähert söhlig (km 6,9 bis 7,3 und km 8,1 bis 8,3), z. T. mehr querschlägig, was nicht nur durch den bald NS, bald NW—SE gerichteten Verlauf des Streichens, sondern auch mit dem Abdrehen der Stollenachse aus der NW-Richtung in die WNW-Richtung in Zusammenhang steht.

Von km 6,315 bis km 6,930 (ca.) herrschen bankige bis plattige, quarzreiche, bänderige Zweiglimmergneise mit gelegentlichen Übergängen in quarzreiche, mehr oder minder ausgewalzte Augengneise und schlierige, dunkle ebenfalls sehr quarzreiche Biotitgneise.

Von km 6,930 bis 7,000 folgen helle, äusserst quarzreiche, plattige, Zweiglimmergneise bis Muskovitgneise, die in eigentliche Quarzitgneise übergehen. Derartige zu reinen Quarziten tendierende Gesteine sind für die randlichen Zonen der Leventinerorthogneismasse überaus charakteristisch.

Von km 7,000 bis km 7,311 und im Fensterstollen 5 stehen wieder hell und dunkel gebänderte, bankige, mittel- bis kleinkörnige quarzreiche Zweiglimmerplattengneise an mit gefältelter bis streifiger Textur und vereinzelten, schlierig verteilten Augengneispartien.

Im Fensterstollen 5 tritt darin bei Progr. 60 m ein stark auswitterndes Lager basischer Gesteine auf.

Ab Fenster 5 (km 7,300) herrschen im Hauptstollen bis km 7,600 streifig ausgewalzte Zweiglimmeraugengneise, die bei Progr. km 7,470 und 7,500 basische Schlieren von feinkörnigen, epidotführenden? Biotitgneisen enthalten. Sie werden bei km 7,600 durch vorherrschend dunkle, gebänderte, quarzreiche Biotitgneise abgelöst, die bis km 7,700 anhalten.

Von km 7,700 bis km 7,970 folgen helle und dunkle, dünnstreifige Zweiglimmergneise, ebenfalls sehr quarzreich, und mit ausgeprägter, von zahlreichen Scherflächen durchzogener Kleinfältelung. Auch sie enthalten bei km 7,895 eine grössere basische Schliere.

Von km 7,970 bis km 8,300 herrschen wieder stark ausgewalzte Augengneise. Sie gehen ab km 8,300 in meist sehr dünnplattige — seltener grobbankige — schlierig-gebänderte bis streifige, quarzreiche Zweiglimmergneise über, die trotz ihres abweichenden äussern Habitus ebenfalls zum grössten Teil von Augengneisen abzuleiten sind. Sie sind sehr reich an gelegentlich sich verzweigenden, lagergangförmig auftretenden Schlieren von mittel- bis kleinkörnigen, quarzreichen Biotitgneisen.

Im Liegenden dieser Gneise treten bei km 8,950 ca. 15 Grad nach SW einfallende Biotitschiefer auf. Sie entsprechen einer basischen Schliere der Orthogneise.

Bei km 8,980 werden sie an einer NW streichenden, mit ca. 85 Grad nach NE einfallenden Verschiebungskluft abgeschnitten.

Die südlich anschliessenden und bis zur Apparatekammer reichenden Stollenstrecken und der Fensterstollen 6 liegen in strengschiefrigen, dünnplattigen, teilweise chloritisierten Zweiglimmergneisen und Biotitgneisen, die allenthalben Spuren einer sehr starken Zerrüttung des Gebirges tragen.

3. Zusammenfassung.

Die Stollenanlage des Piottinowerkes verbleibt auf der ganzen Strecke in wellig gelagerten, randlichen Zonen des Leventinergneises. Es wurden ausschliesslich prätriassische Gesteine durchfahren. Gneisige Gesteine granitischer Abkunft spielen die Hauptrolle (80% der vom Stollen durchfahrenen Gesteine). Von Norden nach Süden macht sich eine Zunahme der stofflichen Inhomogenität durch Differenziation geltend. Ebenso nimmt in dieser Richtung die durch Stress bewirkte Auswalzung und Strengschiefrigkeit zu, während die Korngrösse im allgemeinen abnimmt (Zurücktreten der grobkörnigen Augengneise gegen Süden). Die Zunahme der Inhomogenität und Strengschiefrigkeit ist wahrscheinlich mit einer Annäherung an die randlichsten Zonen des Leventinergneises — wie sie auf der PREISWERK'schen Karte (*4*) deutlich zum Ausdruck kommt — in Zusammenhang zu bringen.

Es wurden vom Stollen auch schiefrige Gesteine durchfahren. Diese sind in der Hauptsache als Abkömmlinge von Sedimenten zu betrachten, die in Form von grösseren und kleineren Schollen aus der Hülle in den granitischen Kernkörper einbrachen. Die Gesteine erlitten dadurch vor einer vorherrschenden regionalen, dynamometamorphen Umwandlung anlässlich der alpinen Faltungsvorgänge auch Veränderungen durch Injektion und Eruptivkontakt.

Die Schiefer tauchen als Liegendes der Orthogneise durch zwei Aufwölbungen ins Stollenniveau auf. Für die Gesteinsfolge im Stollen spielen ausserdem auch junge, postalpine tektonische Bewegungen eine Rolle.

II. Die Zentrale Lavorgo.

Durch die Fundamentierungsarbeiten für die auf dem rechtsseitigen Tessinufer ungefähr 250 m südlich der Bahnstation Lavorgo gelegene Zentrale wurde eine Sedimentfolge von vorherrschend mergelig-tonigen Gesteinen aufgeschlossen, deren Basis in der Sohle der Baugrube (ca. 15 m unter Oberflächenniveau [= Quote 610 m] am 7. Januar 1930) noch nicht erreicht war.

Bei diesen Ablagerungen handelt es sich um die in der geologischen Literatur (ich verweise hier u. a. auf Arbeiten von H. SCHARDT (*7*) H. LAUTENSACH (*5*), H. NÄGELI (*6*)) seit Jahrzehnten bekannten Seeablagerungen von Lavorgo, zu denen wahrscheinlich auch die im sog. „Reta"-einschnitt der Gotthardbahn[1]) freigelegten Retatone von STAPFF (*8*) gehören.

Die Entstehung dieser Seebildungen ist mit der geologischen Geschichte der südlich vorgelagerten Schuttmassen der Biaschina (Ruvina und Monte Pellegrino) sehr eng verknüpft. Ohne auf diesen ganzen — von H. NÄGELI (*6*) ausführlich behandelten — Fragenkomplex näher einzutreten, kann es sich im folgenden daher lediglich nur darum handeln, den durch den neuen Aufschluss geschaffenen Einblick in die lithologischen Verhältnisse des stark überrasten Untergrundes zu geben.

1. Das Profil in der Baugrube.

Die obersten 7 m des Aufschlusses (Quote 610—603,0) wurden von gelbbraunen, lose aufgeschütteten Massen gebildet, die ich für verschwemmten Moränen- und Gehängeschutt halte. Als Geschiebeelemente konnten neben vorherrschendem Tessinergneis und einzelnen Kalkschiefergeröllen auch Gotthardgesteine (Granite) festgestellt werden. Die Aufbereitung durch strömendes Wasser wird stellenweise durch Sonderung in grobes und feines Material (Sandlinsen) und gelegentlich durch Diagonalschichtung (Deltastrukturen) angedeutet.

[1]) 680 m Bahnstrecke unterhalb Station Lavorgo.

Ab Quote 603,0 bis zur Sohle des Aufschlusses (Quote 595,0) folgen darunter mit scharfer Grenze die eigentlichen Seetone.

Sie beginnen mit einer wechselnd mächtigen (3—20 cm) Zone von gutgeschichteten, braungelben, sandigen Tonen (Probe 1). Sie dürften im wesentlichen aus den darunter liegenden grauen Tonen durch Verwitterungsprozesse (Oxydation, Entkalkung) hervorgerufen sein. Vor der Ablagerung des verschwemmten Moränenschutts müssen die Tone also bereits einmal an der Oberfläche gelegen haben. Aus dem Fehlen der in den übrigen, bekannten Profilen der Seeablagerungen mit ziemlicher Regelmässigkeit über den Tonen auftretenden Sande (*5*, 47 und *6*, 27) ist zu schliessen, dass ihre Freilegung durch die nach der Verlandung des Sees und Freiwerden der Passage in der Biaschina einsetzende Erosion des Tessinflusses erfolgte. Die Seeablagerungen von Lavorgo sind somit ganz im Sinne von NÄGELI (*6*, 49) nur noch Relikte einer ursprünglich weit mächtigeren Seebodenbildung.

Die grauen Tone unter dieser Verwitterungskruste bilden die Hauptmasse der Ablagerung. Die sehr feinen, ziemlich fetten Mergeltone bis Lehme (Proben 2—6 und 10—12, pag. 18) sind in lufttrockenem Zustande äusserst kompakt, während sie bei Wasseraufnahme zerfliessen. Sie lassen im Aufschluss eine wechselnd deutliche Stratifizierung erkennen. Die Fugen — nach denen die lufttrockenen Proben gerne zerfallen — liegen in wenigen Zentimeter Abstand übereinander. Sie markieren deutlich eine flachwellige Lagerung der Tone, die im allgemeinen mit 6—10 Grad nach Norden einfallen.

Die Tone enthalten in wechselnden Abständen wenige Millimeter bis 2 cm mächtige Linsen und Schmitzen von dunkeln, glimmerreichen Sanden (Proben 7—9). In den sandreicheren Partien fanden sich stark zersplitterte und gequetschte Ast- und Wurzelstücke[1]), die oberflächlich nicht selten etwas verkohlt sind.

In wechselndem Niveau sind den Tonen Gneisblöcke eingelagert, über deren Dimensionen die folgende Auswahl orientiere:

0,3 × 0,3 × 0,4, 1,2 × 1,1 × 0,4, 1,5 × 1,1 × 0,6
1,1 × 0,8 × 0,4 Meter.

Die oft scharfkantige Beschaffenheit dieser Blöcke, das Fehlen begleitender Gerölle und die völlige Einbettung in feinklastischem Material lassen vermuten, dass es sich um Sturzblöcke handelt, die während der Ablagerung der Seebildungen von den Abhängen in das Seebecken gekollert sind. Zudem halte ich es nicht für ausgeschlossen, dass einige zufolge ihrer eigenen Schwere in die Tone „hineinkrochen"[2]),

[1]) Über den floristischen Inhalt dieser Ablagerungen orientiert **5**, 47 eingehend.

[2]) Laut einer mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. A. BUXTORF, Basel, wurde in einer rechtsrheinisch gelegenen Baugrube des Kembserstauwerkes in den konsistenteren „blauen Letten" (Oligocän) ein sog. „Schwemmblock" aufgefunden, für den das Hineinkriechen in den Ton ausser Frage steht.

wie dies bereits H. LAUTENSACH (*5*, 47) für die Gneisblöcke in den Tonen des Reta-Einschnittes postuliert, was von H. NÄGELI (*6*, 16) dagegen bestritten wurde.

2. Ergebnisse der Schlämmanalyse.

Eine Anzahl von Proben wurden zum Zwecke einer nähern petrographischen Charakterisierung der mechanischen Schlämmanalyse und z. T. einer Kalkgehaltsbestimmung unterworfen. Die mechanische Analyse wurde mittels des Schlämmapparates von KOPEKY[1]), die Kalkgehaltbestimmung in einfachster Apparatur auf volumenometrischem Wege durchgeführt.

Die Resultate der Schlämmanalysen dienten zur Klassifizierung der Böden, wie sie von J. KOPEKY (l. c. in Anmerkung 1) vorgeschlagen wurde (in Fig. 2 in Dreiecksprojektion dargestellt), wobei der vorhandene Kalkgehalt noch wie folgt berücksichtigt wurde:

bei 2—5% $CaCO_3$ schwach mergeliger Boden
bei 5—10% „ mergeliger Boden.

Es ergaben sich folgende Resultate:

Gruppe	Niveau	Probe Nr.	Sand+ Silt 1	Silt 2	Schlamm	$CaCO_3$-gehalt % der Gesamtpr.	Bodenart
			in % der lufttr. Gesamtpr.				
I.	603,00	1	21,0	36,5	42,5	0	sandiger Lehm
	602,97	2	6,0	38,5	55,5	7	mergelig-lehmiger Boden
	,95	3	4,0	38,5	57,5	6	idem
II.	597,00	4	4,0	31,5	64,5	8,5	mergeliger Boden
III.	595,80	5	7,5	38,5	54,0	nicht best. aber vorh.	mergelig-lehmiger Boden
	,78	6	4,5	13,5	82,0	11,5	mergeliger Letten
	,76	7	93,5	2,5	4,0	nicht best. aber vorh.	schwach mergelig-toniger Sand
	,74	8	62,0	34,5	3,5	nicht best. aber vorh.	schwach mergelig-lehmiger Sand
	,72	9	53,5	38,0	8,5	2,5	idem
	,70	10	1,5	9,5	89,0	6,0	mergeliger Letten
IV.	595,60	11	12,5	27,5	60,0	nicht best. aber vorh.	mergelig-toniger bis
	,58	12	8,5	19,0	72,0		mergelig-lehmiger Boden

[1]) Vgl. A. WIEGNER: Anleitung zum quantitativen agrikulturchemischen Praktikum (p. 135/136). Berlin 1926.

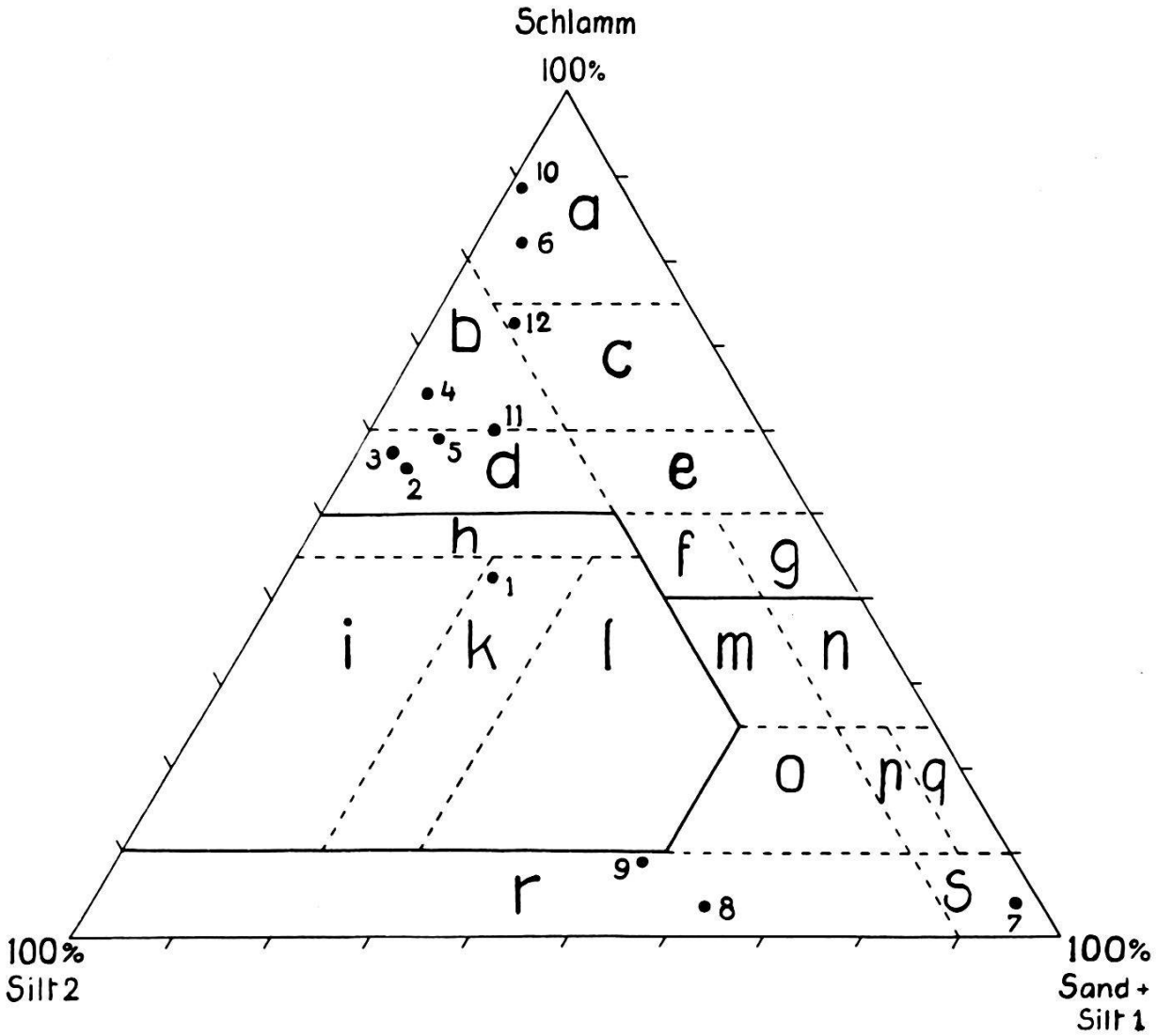


Fig. 2. *Bodenklassifikation* (nach KOPECKY) in Dreiecksprojektion.

Fraktionen: 1. Sand (Grobsand und Feinsand): Teilchengrösse zwischen 2 mm und 0,1 mm.
2. Silt 1 (Staubsand 1): Teilchengr. zwischen 0,1 und 0,05 mm.
3. Silt 2 (Staubsand 2): Teilchengr. zwischen 0,05 und 0,01 mm.
4. Schlamm (Abschlämmbares): Teilchengr. kleiner als 0,01 mm.
(Sand + Silt 1) + Silt 2 + Schlamm = 100.

Tonige Bildungen.	*Lehmige Bildungen.*	*Sandige Bildungen.*
a strenger Ton od. Letten	h toniger Lehmboden	m tonig-lehm. Sandboden
b toniger Boden	i Lehm	n toniger Sandboden
c Tonboden	k sandiger Lehm	o lehmiger Sand
d tonig-lehmiger Boden	l feinsandiger Lehm	p tonig-lehmiger Sand
e Tonboden mit Sand		q toniger Sand
f sandig.-tonlehmig. Boden		r schwach lehmiger Sand
g sandig-toniger Boden		s schwach toniger Sand

1—12 Projektionswerte der Seebodenbildungen von Lavorgo.
($CaCO_3$-Gehalt unberücksichtigt.)

Die Gruppen I, II etc. entsprechen jeweils durchgehenden Profilen, dabei zeigt sich folgendes:

Gruppe I (Proben Nr. 1—3): Während die Proben 2 und 3 gute Übereinstimmung zeigen, macht sich in der aus der Verwitterungszone stammenden Probe Nr. 1 ein starkes Anwachsen von Sand + Silt 1 bemerkbar. Dieses Anwachsen von Sand + Silt 1 lässt sich nicht ausschliesslich mit dem Verlust des evtl. als feiner Schlick zur Ablagerung gelangten Kalkes (Abnahme des Schlammwertes) erklären. Die betreffende Probe dürfte somit einer bereits primär etwas sandreicheren Partie entstammen.

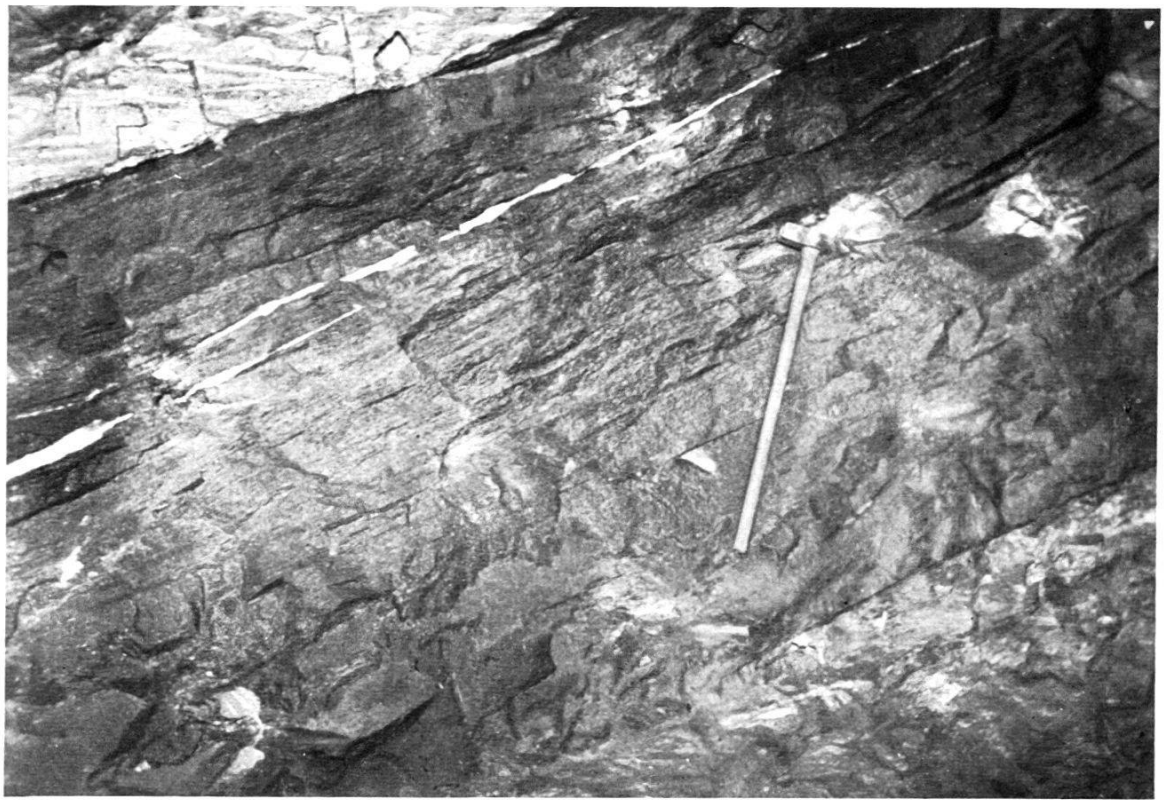
Gruppe II (Probe Nr. 4): Die einzige Probe dieser Gruppe entstammt einer ziemlich homogenen Masse von ungefähr 5—6 m Mächtigkeit. Sie dürfte dem Durchschnittstypus der Seetonbildungen entsprechen.

Gruppe III (Proben Nr. 5—10): In dieser Gruppe kommt der Wechsel von sehr tonreichen zu sehr sandreichen Gesteinen — wie er bereits in Gruppe I angedeutet erscheint — besonders deutlich zum Ausdruck. Im Ablagerungssinn fortschreitend erkennen wir ein allmähliches Ansteigen der (Sand + Silt 1)-Werte zu maximalen Zahlen in Probe 7, die nachher wieder scharf abfallen. Ein gegenteiliges Verhalten zeigen die Schlammwerte. Dieser Wechsel rührt von der Einschwemmung gröberen Materials in das Seebecken her. Sie ist meines Erachtens in einem zeitweiligen starken Anschwellen des Tessinflusses (Hochwasser) begründet, worauf auch die den sandreichen Partien eingelagerten, zersplitterten und dadurch als allochthon gekennzeichneten Holzstrünke hinweisen.

Die grossen Unterschiede in den Proben 6 und 7 lassen vermuten, dass das Abflauen dieser Hochwassereinbrüche sehr rasch erfolgte, während das progressive Ansteigen der (Sand + Silt 1)-Werte zum Maximum ein weit langsamer erfolgendes Anschwellen andeuten dürfte. Ob das Auftreten der sandigen Einlagerungen in verschiedenen Niveaus eine gewisse Periodizität der Hochwassereinbrüche verrät, bleibe unentschieden.

Gruppe IV (Proben Nr. 11—12): Sie zeigt beim Vergleich mit den Werten der Gruppen I und II, sowie mit den Anfangs- und Endwerten der Gruppe III, dass im Seebecken vor und nach der Einschwemmung derartiger Sandablagerungen immer wieder ähnliche Absatzbedingungen für die Bildung der Seetone herrschten.

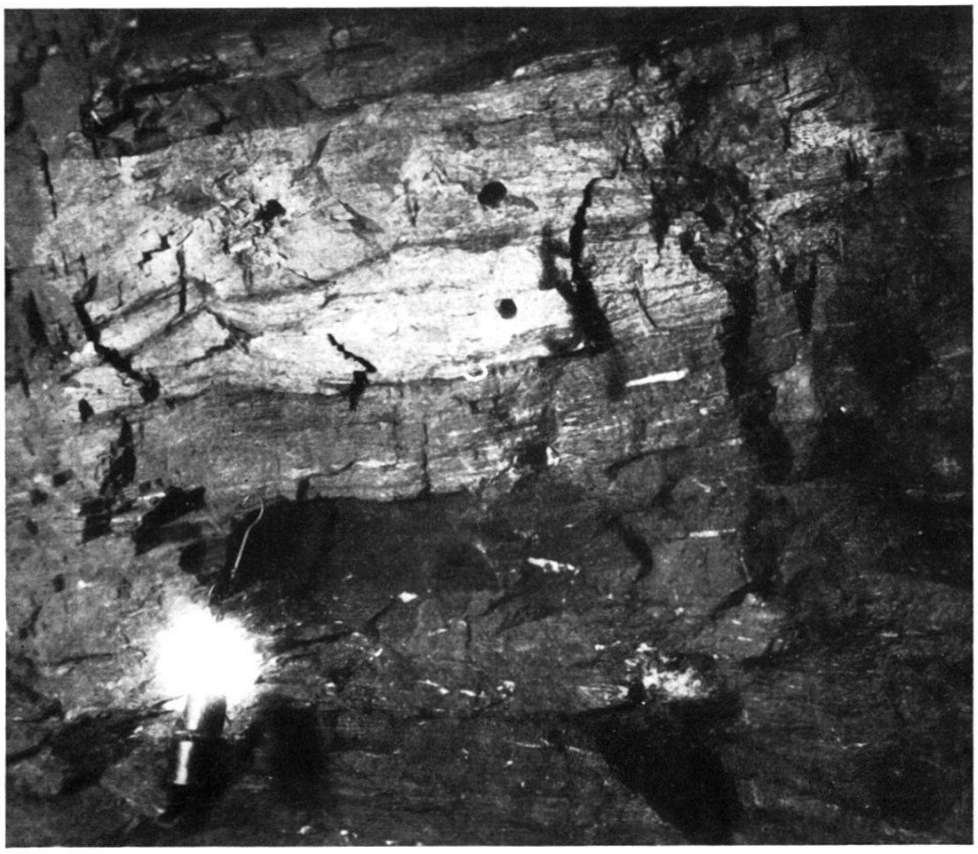
1



2

Druck E. Birkhäuser & Cie. Phot. Dr. O. Grütter.

Fig. 1. Kleinfältelung und Scherungserscheinungen in Orthogneisen. (Hiezu Text, p. 17.) Hauptstollen Progr. km 1,030 ab Einlauf, östlicher Stoss. — Fig. 2. Diskordant zur Gneisschieferung eingelagerte Biotitgneise (Scholle hochgradig assimilierter Schiefer ? basische Schliere ? Hiezu Text, p. 11). Hauptstollen Progr. km 3,210 ab Einlauf, westlicher Stoss.



1

2

Druck E. Birkhäuser & Cie. Phot. Dr. O. Grütter.

Fig. 1. Orthogneis (umgewandelter Granitporphyr ?), apophysenartig in gehärteten, braunvioletten Paraschiefern. (Hiezu Text, p. 13.) Hauptstollen Progr. km 6,265 ab Einlauf, östlicher Stoss. — Fig. 2. Knetungserscheinungen an obigen Orthogneiseinlagerungen: zerrissene Bänder und Knollen von Orthogneisen (in der Photographie z. T. durch Hohlformen angedeutet). Hauptstollen Progr. km 6,265 ab Einlauf, westlicher Stoss.

Zitierte Literatur.

a) Stollenanlage.

1. BOSSARD, L.: Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiet der Tessinerkulmination. Schweiz. Mineralog. und Petrograph. Mitteilungen, Bd. IX, 1929.

2. HEIM, ALB.: Gneisfältelung im alpinen Zentralmassiv, ein Beitrag zur Kenntnis der Stauungsmetamorphose. Vierteljahresschrift der Naturf. Ges. Zürich, Bd. 45, 1900.

3. KLEMM, G.: Bericht über Untersuchungen an sog. „Gneisen" und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessineralpen. Sitzungsberichte d. kgl. preuss. Akad. d. Wissensch. Phys.-math. Klasse 1904, 1905, 1906 und 1907.

4. PREISWERK, H.: Geologische Karte des obern Tessin- und Maggiagebietes. Spez. Karte Nr. 81 in 1 : 50,000 und Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. 26. Lieferung.

b) Zentrale Lavorgo.

5. LAUTENSACH, H.: Die Übertiefung des Tessingebietes. Monogr. Studie. Geogr. Abhandlungen herausgegeben von A. Penk, Berlin 1912.

6. NÄGELI, H.: Die postglazial-prähistorischen Biaschina Bergstürze. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Bd. 65, 1920.

7. SCHARDT, H.: Eboulement préhistorique de Chironico. Estr. del Boll. della Soc. ticinese di Sc. nat., Anno VI (fasc. 1).

8. STAPFF, F.: Geologische Beobachtungen im Tessintal. Zeitschr. der deutsch. geolog. Gesellschaft, Bd. 34.

Manuskript eingegangen am 26. Oktober 1930.