

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	64 (1971)
<b>Heft:</b>	1
<b>Artikel:</b>	Klufttypen im nordwestlichen Tessin und westlichen Gotthardmassiv, eine Übersicht
<b>Autor:</b>	Günthert, Armin
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-163972">https://doi.org/10.5169/seals-163972</a>

#### **Nutzungsbedingungen**

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

#### **Conditions d'utilisation**

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

#### **Terms of use**

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

**Download PDF:** 24.01.2026

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

# Klufttypen im nordwestlichen Tessin und westlichen Gotthardmassiv, eine Übersicht

Von ARMIN GÜNTHER (Basel)

## ABSTRACT

Joint systems of the Western Gotthard massif, and of the adjacent Pennine region south of it are shown in Table I, and Fig. 1–5. Pre-Alpine lamprophyric sills and dykes of the massif give evidence for relictic Herzynian joint systems. Most of the joints, however, are due to six main Alpine tectonic movements. Thrusting of the Pennine region led to compressive folding of the Maggialappen, one of the Upper Pennine thrust sheets, with steeply pitching axes ("Schlingen-structure"). Joints of each direction are therefore found. Many of the joints in the Pennine region are curved over a distance of several kilometres. Generally two or three joint systems are to be met with in each outcrop. Polyvergent joints (i.e. more than three planes) are predominant in the granites of the Gotthard and Aar massifs as well as in the folds of steeply-dipping schists and gneisses. The same planar, linear, and joint systems are found in the granite gneiss (Matorellogneiss) and paragneiss of the Maggialappen, and in its Mesozoic cover. Hence the Matorellogneiss is not of Alpine post-tectonic intrusive origin. The last compression of the crust within the area dealt with, as well as the general uplift of the Alps thereafter, caused the youngest joint systems – many of them well-known for their mineral content.

## INHALT

1. Einleitung . . . . .	105
2. Methodisches . . . . .	106
3. Erläuterung der Tafel und Figuren . . . . .	107
4. Klüftung und Tektonik, ein Überblick . . . . .	114
4.1 Allgemeines über Kluft und Kluftbildung . . . . .	114
4.2 Zur Entstehung der verschiedenen Typen von Klüftung und Tektonik . . . . .	115
5. Zusammenfassung . . . . .	126
Anhang 1. Kluftabstände . . . . .	127
Anhang 2. Fundorte von Scherflächen, Myloniten, Riefungen und Striemungen . . . . .	128
Literaturverzeichnis . . . . .	129

## 1. Einleitung

Die bisherigen Darstellungen von Klüften des Gebietes durch BAER (1957), MINDER (1933), STALDER (1964) und H.R. WENK (1966) verfolgten verschiedene Ziele. Unsere Arbeit wollte anfangs im Rahmen unseres Nationalfondsprojekts nur versuchen, etwas beizutragen zur Ansicht über die Entstehung des granitoiden Matorellogneisses im Maggialappen im oberen Valle Maggia, Tessin. Im Laufe der Untersuchung aber wurde es notwendig, auch anstossende tektonische Einheiten und das westliche Gotthardmassiv mit einzubeziehen. Da Ziel und Zeit beschränkt blieben, versuchten wir lediglich folgende Fragen einer Lösung näher zu bringen:

- Gibt es verschiedene Kluftsysteme bzw. Klufttypen?
- Gibt es Beanspruchungen, die lithologisch oder tektonisch gebunden sind?
- Wie verhalten sich die Klüfte des Matorellogneisses zu jenen ihrer Nebengesteine, der Bündnerschiefer und des westlichen Gotthardmassivs?
- Gibt es Anzeichen spät- bis postalpiner, erdtangentialer und erdradialer Beanspruchungen?

Zu diesem Zwecke wurden Klüfte im Maggialappen und angrenzenden tektonischen Einheiten gemessen (1965–1968). Dazu gehören das umhüllende Mesozoikum, die anstossende Stirn der granitoiden Antigoriodecke, die sedimentogene Lebendunserie im Basodinogebiet und im westlichen Gotthardmassiv der Rotondogranit samt Hülle.

## 2. Methodisches

Es wurde prinzipiell jede Kluft gemessen, die wir antrafen, d.h. keine Auslese getroffen. Die Messung einer Kluft (Definition s. Kap. 4) erfolgte durch mehrmaliges Anlegen der 17 cm langen Kompasskante an verschiedenen Stellen der Kluftfläche, soweit zugänglich. Aus den abgelesenen, wenig variablen Einzelwerten wurde das arithmetische Mittel gezogen und notiert. Bei Parallelscharen von Klüften liessen sich mehrere Kluftflächen im Umkreis von 1 bis 10 m auf diese Weise einmessen und mitteln.

Dieses Vorgehen wurde im Streichen von Kluftscharen wiederholt. Messungen von Kluftabständen (Translationsperioden) wurden lithologisch getrennt aufgezählt (Anhang 1). Pro Meßstelle fanden sich meist ein oder zwei Bündel von Kluftlagen. In gewissen Gebieten jedoch treten polyvergente Kluftbilder (s. unten) auf. Hier wurden keine Mittel gezogen, sondern man notierte das Streichen und Fallen jeder einzelnen Kluft und bildete sie in Figur 1 ab, soweit dies aus zeichnerischen Gründen möglich war. Die Poldiagramme (Fig. 2 und Fig. 4) enthalten sämtliche gemittelten Messdaten und sämtliche Einzeldaten polyvergenter Kluftbilder. Die Feldmessungen (Tf. I, schwarze Zeichen) wurden ergänzt durch Kluftrichtungen, die wir photogrammetrischen Luftaufnahmen der Eidg. Landestopographie entnahmen (Tf. I, rote Zeichen). Diese Luftaufnahmen zeigen morphologisch erkennbare steile Klüfte. Messlücken im Gebiet des Lepontins sind auf Moränen, Schutt, Vegetation und Felswände, z.T. auch auf Zeitmangel zurückzuführen. Klüfte von Block- und Gratverwitterung wie auch von Sackungen blieben unberücksichtigt. Die eigenen Messungen wurden ergänzt durch Angaben von Herrn Dr. F. KELLER und der Maggia AG, Locarno, wie auch durch Auszüge aus H. R. WENK (1966, Tf. I) und BUCHMANN (1953, Tf. I). Die Umrisszeichnung des Rotondogranitgebietes erfolgte nach HAFNER (1958, Fig. 2) und unveröffentlichten Aufnahmen 1:10000 desselben Autors. Die Darstellung der Flächenpole nach der Projektion LAMBERT (Fig. 2, 4, 5, Schmidtsches Netz) unter Angabe des Hauptstreichens erscheint von genügender Aussagekraft für unsere Problemübersicht, da die weitaus meisten s-Flächen steil einfallen.

### 3. Erläuterungen der Tafel und Textfiguren

Feld- und Luftaufnahmen (Tf. I) stimmen z. T. überein – sie decken sich auch mit den Messungen von BAER (1957), STALDER (1964) und H. R. WENK (1966) –, z. T. kreuzen sie sich senkrecht bis schief. Die Luftaufnahmen folgen stellenweise den planaren Strukturen («Lagerklüfte») und den Lineationen oder queren sie unter verschiedenen Winkeln. Die Planarstrukturen (Streichen und Fallen der Gneisse und Schiefer) wurden nicht dargestellt, da sie c. gr. s. den Hauptgrenzen der tektonischen Einheiten folgen (vgl. PREISWERK 1918, BURCKHARDT 1942, HASLER 1949, BUCHMANN 1953, GÜNTHER 1954, 1958 und HAFNER 1958). Feldaufnahmen liefern lokale Tatbestände, die aber regional und genetisch bedeutsam sein können. Photogrammetrische Luftaufnahmen dagegen lassen regionale Richtungen erkennen, die wir im Felde z. T. übersehen.

Die Signatur «Matorellogneiss» bedeutet lediglich, dass im punktierten Gebiet die granitoiden Matorellogneisse gegenüber ihrem Nebengestein vorherrschen. Leerstellen zwischen den punktierten Feldern weisen auf umgekehrte Verhältnisse hin.

Bei N bis NW streichenden Kluftzeichen wurden Angaben der Fallrichtung weggelassen, da diese Klüfte vorherrschend steil einfallen. Unter «Zweischarigen Typen» werden Klüfte desselben Azimuts, jedoch von verschiedenem Einfallen verstanden: a) flach nach beiden Seiten, b) flach nach der einen, steiger nach der anderen Seite. Fallzeichen in Kreisen beziehen sich auf Messungen nahe beim Fundort polyvergenter Kluftbilder. Der Pfeil der Bezeichnung «Riefung auf Rutschharnisch» (Tf. I) bezeichnet lediglich die Fallrichtung, nicht unbedingt auch die Bewegungsrichtung. Der Begriff «Mylonitzonen im allgemeinen» umfasst sowohl Ruschelzonen als auch kataklastische Gesteine (Blastomylonite). Die Überprüfung der extensiven Verteilung der Mineralklüfte, reich an Chlorit, Feldspat und Quarz (GÜNTHER 1953), nach Kluftrichtungen ergab keine Regel; sie wurden weggelassen.

Eine Gliederung der verschiedenen Klufttypen ist vorerst nur erscheinungsmässig möglich. Zu ihrer genetischen Differenzierung sollten Kluftflächen, Lineationen, Gesteinsgefüge und Mineralausbildung kombiniert untersucht werden. Dies lag ausserhalb des Rahmens unseres Programmes. In Gebieten wie dem unsrigen können verschiedene Kluftsysteme gleichzeitig entstehen und anderseits verschiedene Beanspruchungen in verschiedenem Gestein zu verschiedenen Zeiten Klüfte derselben Raumlage erzeugen. Da diese Probleme nicht abgeklärt sind, vermieden wir die Bezeichnung «Kluftsystem». Nach H. CLOOS (1936, 219) versteht man nämlich darunter nur solche Klüfte, die «die Einheit der Bildungszeit oder der Bildungsursache» wahren. Wir vermieden auch die Bezeichnung «Scherklüfte» für Fugen ohne Anzeichen von Durchbewegung.

In erster Übersicht lassen sich folgende Klufttypen unterscheiden:

- N bis NW gerichtete Klüfte (Tf. I)
- Flache Klüfte (Tf. I)
- Polyvergente Kluftbilder (Tf. I, Fig. 1)
- Gekrümmte Klüfte (Tf. I)
- Übrige Klüfte ohne Ganggesteine (Tf. I)
- Ganggesteine des westlichen Gotthardmassivs nach Angaben von Prof. S. HAFNER (Fig. 3).

### N bis NW gerichtete Klüfte

Diese sind schon KVALE (1966), H. R. WENK (1966) u. a. (siehe unten) aufgefallen. Sie treten klein- bis grossflächig auf, lassen sich auf kurze bis sehr lange Distanzen verfolgen und queren sämtliche untersuchten tektonischen Einheiten und Gesteinstypen. Herr J. P. HUNGER fand sie auch im Freilaufstollen Val Bedretto–Robiei der Maggia-Werke AG (10–800 m unter Tag). Im *westlichen Gotthardmassiv* stehen die N bis NW gerichteten Klüfte quer zur Achse des Massivs (KVALE, 1966, 9). Ebenso gerichtete, meist gekrümmte Scherflächen zerschneiden den frischen Rotondo- und Aaregranit; sie können Riefung auf Rutschharnisch, z. T. mit gelängten frischen Biotiteisten führen.

Steil N bis NW gerichtete Striemungen weisen auf Ausgleichsbewegungen im Massiv subparallel zur Fallrichtung hin.

Im untersuchten *Lepontin* queren die N bis NW gerichteten Klüfte unbekümmert s-, b- und tektonische Achsenrichtungen (vgl. Diagr. 6–8, Fig. 2 und Fig. 5). Auch ebenso gerichtete Striemungen, Riefungen auf Rutschharnisch und Scherflächen kommen vor; dazu gesellen sich Blastomylonite (kataklastische Gesteine) bis Mylonite (s. Anhang 2). Ferner verlaufen Querbrüche und Sackungen der Bedretto- und Teggiozone in derselben Richtung.

### Flache Klüfte

Man findet sie mit 0–25° Einfallen in allen Gesteinsarten des Gebietes, auffallend häufig jedoch in den untersuchten Graniten des Aar- und Gotthardmassivs. Die Deutung dieser Klüfte ist schwierig, da keine Striemung auf ihnen gefunden wurde. In den Stollen der Maggia AG queren sie steilgestellte Bündnerschiefer (Talbankung nach J. P. HUNGER, mündl. Mitt.). Diese Deutung fällt für die flachen Klüfte der granitischen Gesteine nur teilweise in Betracht, wie aus ihrer Ortslage hervorgeht.

### Polyvergente Kluftbilder

In Bündnerschiefern und dünnplattigen Gneissen, Amphiboliten und Glimmerschiefern des Maggialappens und der Hülle des Rotondogranits stellt man pro Meßstelle in der Regel zwei Kluftlagenbündel fest: Querklüfte Okl, worunter mögliche ac-Klüfte, und Längsklüfte h01 (oft Schichtfugen s). Beide bilden Scharen.

Tritt man messend in das NW Matorellogneissgebiet oder in das Gebiet des Rotondogranits ein, so überraschen die Häufigkeit und die statistische Regellosigkeit der Kluftlagen pro Meßstelle wie auch das Seltenwerden von Scharen (Fig. 1).

Für diese Regelmässigkeit, bzw. «Inhomogenität der Kluftrichtungen» (KARL, 1964, S. 14) wählten wir die Bezeichnung polyvergente Kluftbilder. Sie gilt für drei bis mehr innerhalb eines Fundortes sich kreuzende Kluftflächen von stark verschiedener Raumlage. Es handelt sich um Sonderrichtungen, zu denen auch einzelne Vertreter oben und unten angeführter Richtungen sich gesellen können. Jedes polyvergente Kluftbild ist verschieden vom anderen. Um abzuklären, ob es sich um «Zufallsklüfte» handelt, erfassten die Messungen nicht nur das gesamte Gebiet des Matorellogneisses und seiner Nebengesteine, sondern auch – als Testobjekt – den Rotondo-

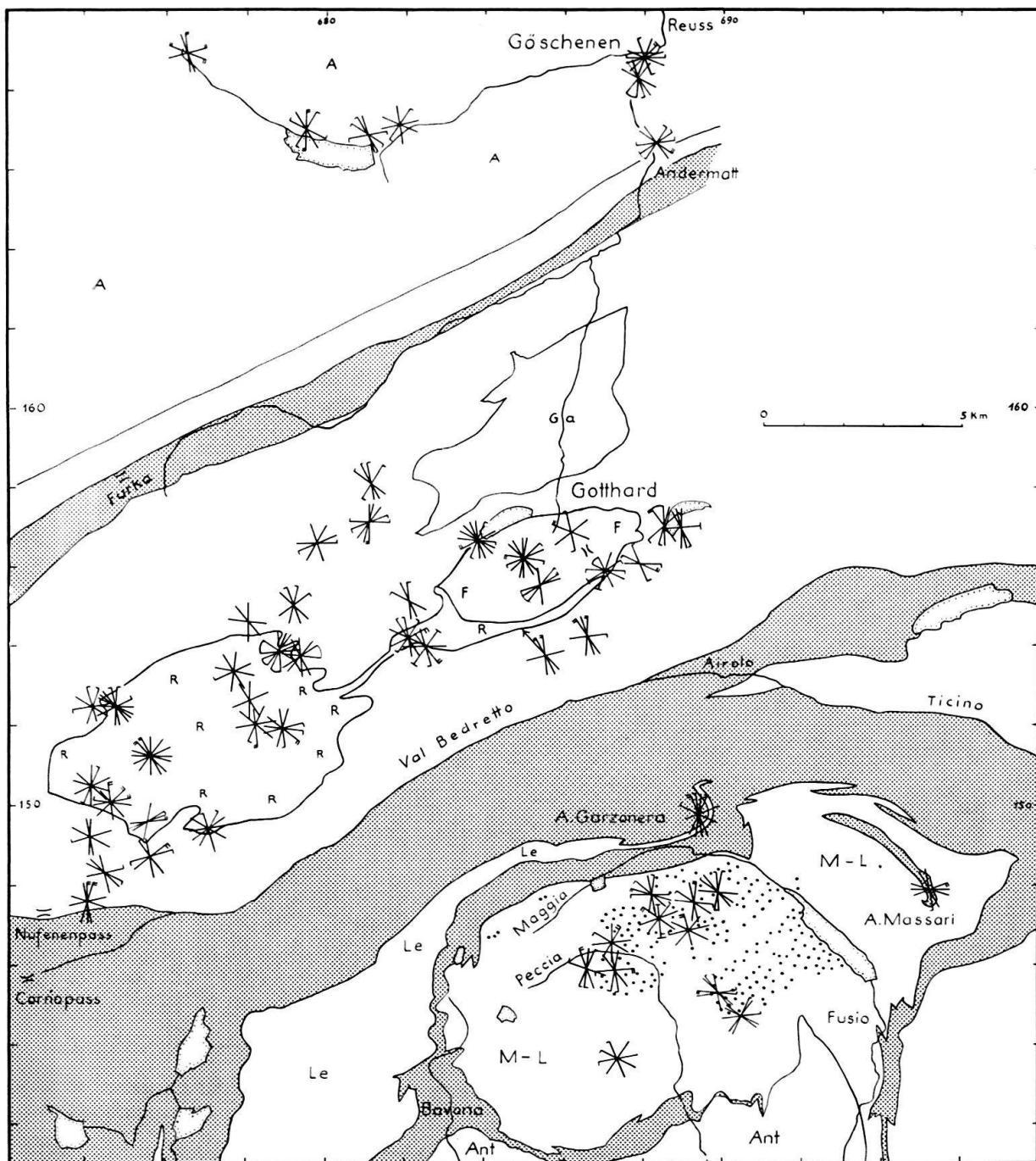
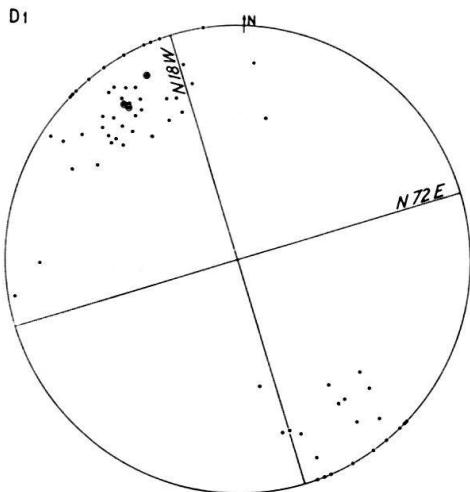


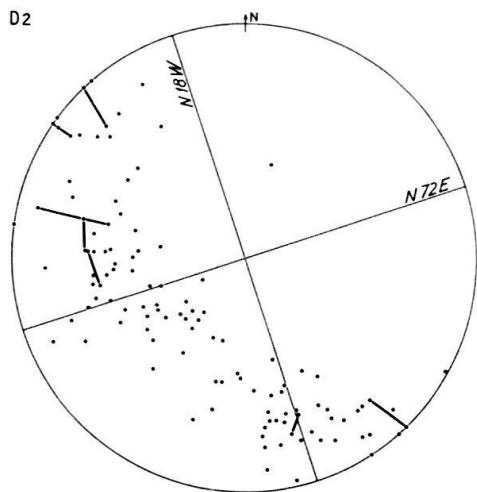
Fig. 1. Polyvergente Kluftbilder des NW Tessins und benachbarter Gebiete.  
Legende s. Tf. I.; Erläuterungen s. Text S. 108 f.

granit und seine Hülle (W Gotthardmassiv), wie auch den Aaregranit (Schöllenengletscher – Göschenen Alp–Sustenpaßstrasse). Leider liessen sich aus Gründen des Maßstabes weder alle Messpunkte noch alle Kluftlagen an jeder Meßstelle in Figur 1 abbilden, doch ist dies in den Poldiagrammen 5–8, Figur 1 und 2 geschehen. Die Luftaufnahmen der Eidg. Landestopographie ( $\sim 1:25000$ ) bestätigen unsere Feststellung im Felde: sie zeigen im westlichen Gebiet des Matorellogneisses und im ganzen Gebiet des Rotondogranits eine weit stärkere Zerklüftung mit grösserer Inhomogenität der

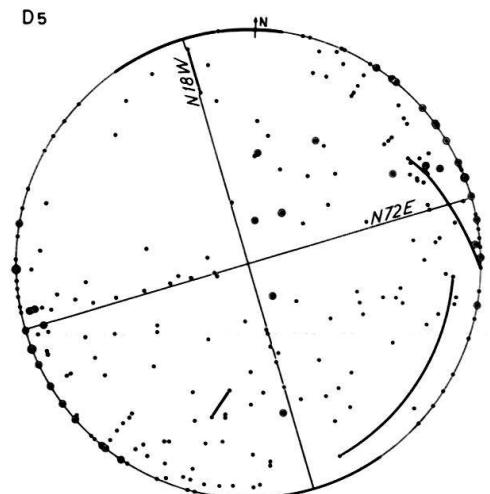
Fig. 2. Poldiagramme von Schichtflächen und Klüften. Liste der Poldiagramme von S-Flächen und Klüften im Meterbereich  
(Darstellung auf der unteren Halbkugel)



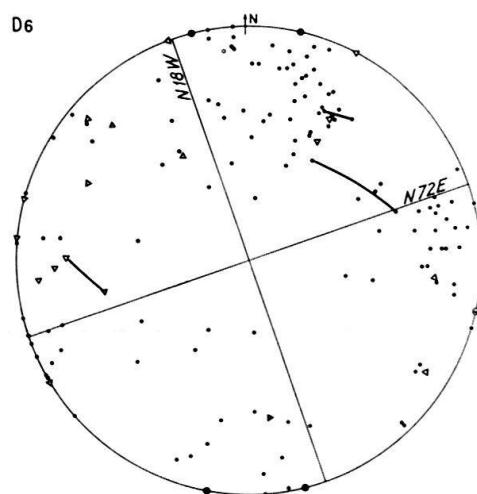
D<sub>1</sub> s-Flächen der Hülle des Rotondogranits



D<sub>2</sub> s-Flächen granitoider Gesteine (Matorellogneisse) des Maggialappens



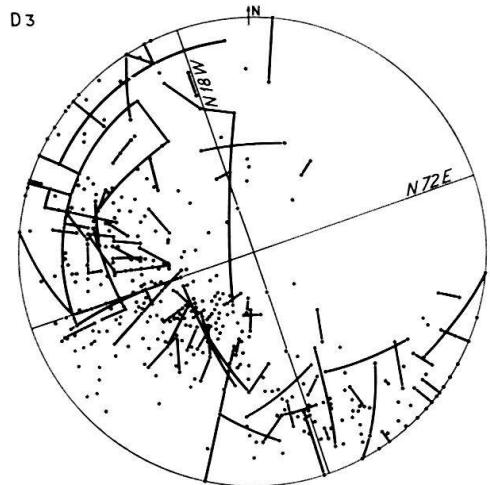
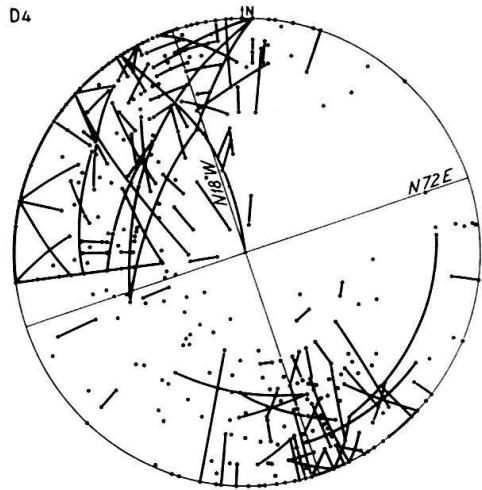
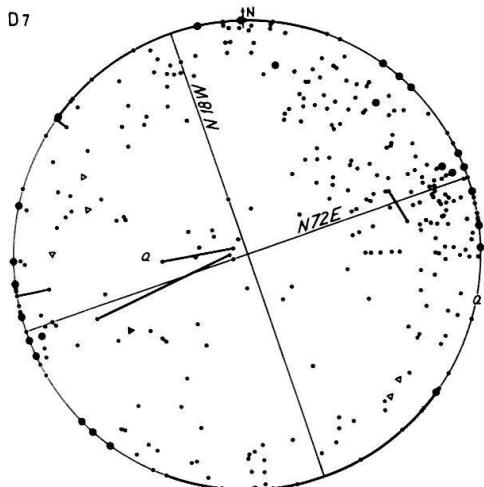
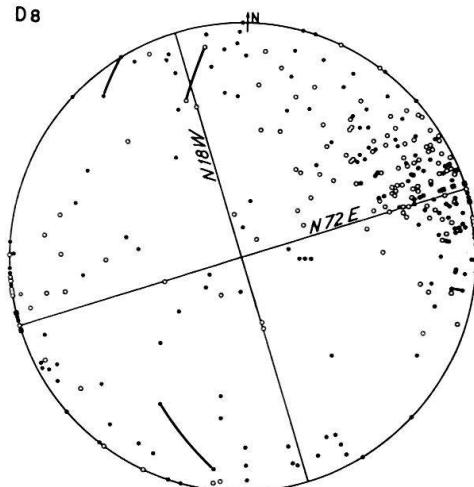
D<sub>5</sub> Klüfte der Hülle des Rotondogranits



D<sub>6</sub> Klüfte granitoider Gesteine (Matorellogneisse) des Maggialappens

#### Diagramme 1–7

- Pole der Schieferungsflächen s (D<sub>1–4</sub>) bzw. der Klüfte (D<sub>5–8</sub>) quer s
- Häufung obgenannter Pole (zahlreiche Messungen an verschiedenen Lokalitäten)
- Stärkste Häufung von Scharen
- ↙ Pollagen gebogener Schieferungs-, bzw. Kluftflächen  
↙ sind durch Verbindungslinien dargestellt (auch in D<sub>8</sub>)
- ◻ Flächenpole von Quarzgängen
- △ Flächenpole von Apliten

D<sub>3</sub> s-Flächen nichtgranitoider Gesteine des MaggialappensD<sub>4</sub> s-Flächen der mesozoischen Hülle des MaggialappensD<sub>7</sub> Klüfte nichtgranitoider Gesteine des MaggialappensD<sub>8</sub> Klüfte der mesozoischen Hülle des Maggialappens und der untersuchten Bedretto- und Urserenzone

N72E Generelles Streichen der Alpen und des zentralen Gotthardmassivs im Norden des Maggialappens

N18W Hauptstreichen des Nordendes der Maggiadepression (beide Richtungen sind auch in D<sub>8</sub> und Fig. 4 eingetragen)

#### Diagramm 8

- Klüfte der mesozoischen Hülle des Maggialappens
- Dieselben in Scharen (an verschiedenen Lokalitäten)
- Klüfte der untersuchten Bedretto- und Urserenzone (im Norden des Maggialappens)
- Dieselben in Scharen (an verschiedenen Lokalitäten)

Kluftrichtungen als im Nebengestein (dünnpflattige Gneisse, Schiefer und Amphibolite) oder gar in den umhüllenden Bündnerschiefern. Ferner stimmen die Kluftrosen aus dem SE-Aarmassiv (BAER, 1957, Fig. 7; MINDER 1933 und STALDER 1964, Fig. 7a, 7b, S. 261) mit unseren Messergebnissen c.gr.s. überein.

Über die Verbreitung polyvergenter Kluftbilder in unserem Untersuchungsgebiet gilt kurz folgendes:

- a) vorherrschend in granitoidem Gestein (Typen Rotondo, Fibbia, Aare, W Matorellogneissgebiet von Campo la Torba bis Bolla di Peccia wie auch in kleineren Matorellogneissvorkommen),
- b) selten im ungefalteten Nebengestein des Rotondogranits und noch spärlicher im Nebengestein des Matorellogneisses,
- c) häufig im Kern von Grossfalten aus Bündnerschiefern und aus Gneissen der Hülle des Rotondogranits.

### Gekrümmte Kluftflächen

Solche Klüfte finden sich im Klein- und Grossbereich. Die im *Kleinbereich* (dm bis m) gebogenen s-Flächen und Klüfte sind in den Diagrammen 2–8 (Fig. 2 und 4) abgebildet. Im Kleinbereich, d.h. innerhalb eines Gesteins, lokal gebogene Kluftflächen können primär, mithin beim Aufreissen der Kluft entstanden sein, ja sind theoretisch zu fordern (Prof. H. P. LAUBSCHER, mündl. Mitteilung). Mangels detaillierter Kluftanalyse im Felde können wir sie nicht sicher abtrennen von den sekundär gebogenen, d.h. verbogenen Klüften. Unsere Bezeichnung «gekrümmte Kluftflächen» ist also rein beschreibend. Dass die s-Flächen («Lagerklüfte») des Maggialappens und seiner mesozoischen Hülle tektonisch verbogen worden sind, geht aus einem Vergleich der Diagramme 2–4 mit geologischen Karten und Profilen (lit. cit.) klar hervor. Deutlich bildet der Gesteinsverlauf die alpine Schlingenstruktur ab (die Pollücke von E bis NNE beruht auf dem isokinalen Einfallen beider Schenkel der Schlinge und ihrem achsialen Abtauchen nach E bis NE). Die Pollücke im SW Sektor von Diagramm 4 ist meßstatistisch bedingt (am schwierigsten begehbarer Bündnerschieferzone).

Die im *Km-Bereich* gekrümmten Klüfte lassen sich wie folgt gliedern.

- a) *in s*: steilstehende Schichtfugen, welche wegen des Schlingenbaus des Maggialappens und der Grossfalten der Antigoriodecke gebogen bis geknickt verlaufen (in Tf. I nicht dargestellt, da sie c.gr.s. dem Rand des Maggialappens folgen).
- b) *steilstehende Klüfte schief und quer s* (Tf. I, rote Zeichen), wie sie die Auswertung von photogrammetrischen Luftaufnahmen und Kontrollen im Feld ergaben. Sie zeigen folgende Charakteristika:

1. Sie lösen teils geradlinige Querklüfte (Tf. I) ab, bilden ihre Fortsetzung oder sind unabhängig von ihnen.
2. Die gekrümmten Kluftflächen sind teils beschränkt auf eine tektonische Einheit, teils queren sie ohne Störung tektonische Grenzen.
3. Die gekrümmten Klüfte queren auch petrographische Grenzen (z.B. Matorellogneisse – Nebengestein). Sie verlaufen unabhängig vom Matorellogneissgebiet.
4. Im duktileren Randgebiet des Maggialappens können gebogene Klüfte quer oder schief s übergehen in solche// s (Schichtfugen).
5. Die gekrümmten Klüfte verlaufen meist schief, selten senkrecht oder parallel zur Lineation b, sind also von ihr meist unabhängig oder jünger.

6. Zur Hauptsache zeigen die schief s gekrümmten Klüfte keine Beziehungen zur Schlingenstruktur des Maggialappens.
7. Liest man radial zum Inneren des Maggialappens verlaufende, gebogenen Klüfte aus, so kann man eine Art «Wirbelstruktur» des Maggialappens konstruieren. Ihr Mittelpunkt füllt allerdings ausserhalb des Matorellogneissgebietes. Er fällt auch ausserhalb des Schlingeninneren des Maggialappens, welches unmittelbar NW des Alpigiakörpers liegt. Die Auslese dieser Klüfte ist aber unstatthaft, da mindestens ebensoviele anders gebogene Klüfte des Km-Bereiches vorliegen. Die Beanspruchungen, die zur Bildung aller gekrümmten Klüfte führten, sind komplex und noch unbekannt.
8. Gekrümmte Klüfte häufen sich nicht im Inneren des Maggialappens, sondern in der Stirn der Antigoriodecke, im W Randgebiet des Maggialappens und – damit zusammenhängend – im NE Gebiet der Lebendunserie.
9. In der Lebendunserie und in den Bündnerschiefern treten gebogene Klüfte spärlicher auf als im Maggialappen und der NE Antigoriodecke, und sie bilden zur Hauptsache nur deren Forsetzung. Im Rotondogranit scheinen sie völlig zu fehlen. In seiner Hülle kommen sie nur ausnahmsweise und als Lagerklüfte, d.h. als Verbiegungen von s vor.
10. Mit wenigen Ausnahmen sind die gebogenen Klüfte vom Typ b weder von Kataklase noch von Mylonitisierung begleitet.

### Die übrigen Klufttypen

Es lässt sich folgende Gliederung vornehmen, wobei die Klüfte in den Ganggesteinen des Gotthardmassivs ausgenommen sind:

- regional E bis NE verlaufende,
- Okl- (inklusive ac-) Klüfte, quer zur Lineation b,
- h01-Klüfte  $\pm$  parallel b,
- lokale Reiss- und Scherklüfte schief zu obigen.

Das ganze Gebiet – inklusive Matorellogneisse – wird durchzogen von steilen Fugen, die c.gr.s. dem allgemeinen Alpenstreichen folgen. Dieselben Kluftscharen fanden ECKARDT (1957) und KVALE (1957, 1966) im Gotthardmassiv (Fächerbau!), STALDER (1964), MINDER (1933), BAER (1957), JÄCKLI (1951) und STECK (1968) im Aarmassiv, STRECKEISEN (1965) und JOOS (1969) im Simplongebiet, REIST (1960) und GÜNTHER (1958) im Bavoratal, GRÜTTER (1931, 1936), KELLER (1968), KNUP (1958, Tf. V), REINHARDT (1966), H.R. WENK (1966, Fig. 1) und ZAWADYŃSKI (1952) im Gebiet zwischen Valle Maggia, Valle Leventina und dem Seengebirge. In all diesen Gebieten zeigt dieser Klufttyp Bewegungsspuren und Verhältnisse, die gegen blosse Sackung sprechen. So zeigte mir auch Herr J.P. HUNGER 1965 im Freilaufstollen Val Bedretto – Robie (Val Bavona) der Maggia AG Klüfte und mehrere Meter breite Mylonitzonen in streichender und fallender Fortsetzung der Nackentälchen (Bündnerschiefer) des Val Bedretto.

*Gangrichtungen im westlichen Gotthardmassiv* (Fig. 3). Die durchwegs steil stehenden Ganggesteine – überwiegend Lamprophyre – stecken teils konkordant, teils diskordant im Gotthardmassiv. Sie sind nach HAFNER (mündl. Mitt.) weitgehend alpin verschiefert, und zwar innerhalb des Rotondogranits schwächer als in seiner Hülle. Am wichtigsten für unsere Arbeit sind die über 1000 m langen Gänge. Nach HAFNER (mündl. Mitt.) sind sie wie folgt entstanden: Zuerst muss sich eine Kluft geöffnet haben und dann die Intrusion erfolgt sein. Lediglich im Gebiet der grössten Lamprophyrkonzentration NW Rotondohütte SAC erscheint Raumschaffung durch die Intru-

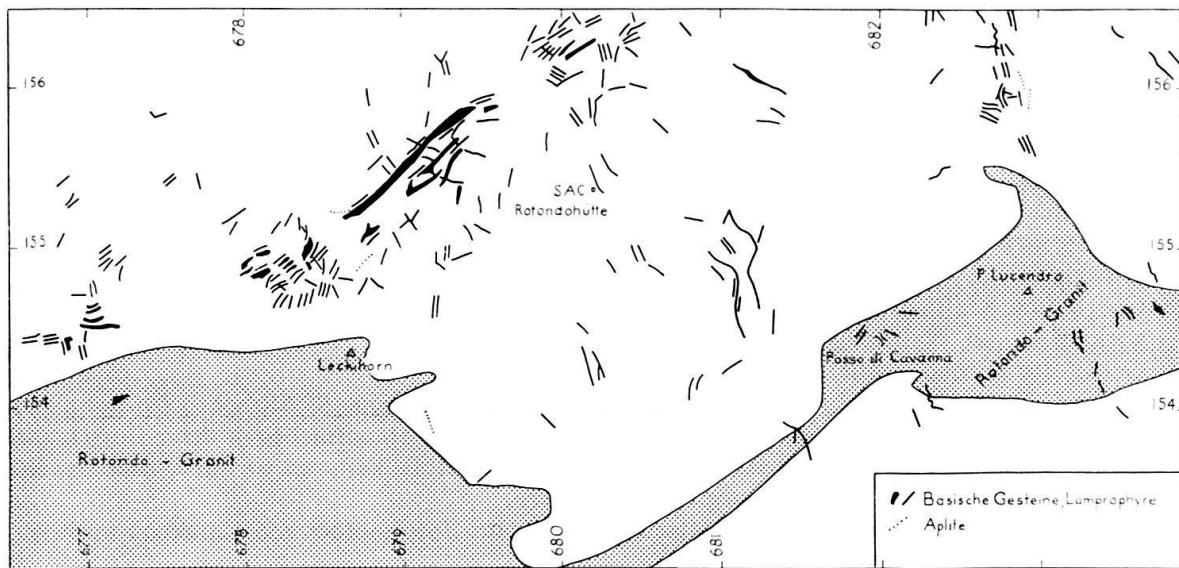


Fig. 3. Ganggesteine des westlichen Gotthardmassivs nach unpublizierten Angaben von Prof. Dr. S. HAFNER.

sionsmasse möglich. Die Lamprophyre sind sicher von verschiedenem Alter und älter als die letzte alpine Umkristallisation des Massivs. Sie lassen teilweise Rückschlüsse auf ältere Beanspruchungen des Massivs zu:

- parallel zum Hauptstreichen (vgl. SONDER 1921, S. 47),
  - quer zum Massivstreichen (durch Querdehnung),
  - schief zu obigen und
  - gekrümmte Richtungen.

## 4. Klüftung und Tektonik, ein Überblick

Zur Bildung vorliegender Klüfte seien allgemeine Bemerkungen vorausgeschickt.

#### 4.1 Allgemeines über Kluft und Kluftbildung

Unter *Kluft* verstehen wir eine Gesteinsfuge, die dank Gesteinsanisotropie und einem Feld wachsender Spannungen aufriss, ohne dass sich die Gesteinsbruchstücke mehr bewegten, als zum Aufreissen der Fuge notwendig war.

Allgemein gesehen ist die Aufgabe schwierig, von den Deformationen eines homogenen isotropen Körpers auf die sie bewirkenden Kräfte zu schliessen. Noch schwieriger wird das Problem in unserem Fall, da inhomogene anisotrope Körper wechseln, verschiedene Raumlagen einnehmen und zu verschiedenen Zeiten unter variablen Bedingungen beansprucht wurden. Randlich angreifende Kräfte lösen sich auf in Haupt- und Nebenspannungen je nach ihrer Stärke, Richtung, Dauer der Einwirkung, Ausweichsmöglichkeit, aber auch je nach Gesteinsart, Mächtigkeit, und weiteren Faktoren. Alte Dislokationsflächen lassen sich wiederbeleben. Allgemein hängt die Bildung der Klüfte nach LAUBSCHER (1967) von der Verteilung der

Stabilität und von der Verteilung der Spannungen ab. Unter *Stabilitätsverteilung* sind der lithostatische Druck samt allen mechanischen Eigenschaften des Ausgangsgesteins zu verstehen. Es geht somit in unserem Fall um die Abhängigkeit vom Ausgangszustand vor der Bildung mechanischer Spannungen, die zur Kluftbildung führen. Relativ einfache Verhältnisse findet man bei homogenen Gesteinen, denn sie besitzen vorherrschend planparallele Tensoreigenschaften. Die *Spannungsverteilung* der vorliegenden Gesteine ist besonders komplex; sie ist bedingt durch stratigraphische und selektive metamorphe Prozesse wie auch durch tektonische Vorgänge (selektive Durchbewegung vom Klein- bis Grossbereich). Dank inhomogener Tensoreigenschaften deformierter Gesteine entstehen planparallele bis primär gekrümmte Klüfte.

Bei Beanspruchung unter Überschreiten der Mohrschen Stabilitätsgrenzen entstehen zuerst Klüfte in im wesentlichen unbewegtem Gestein. Zunehmende Beanspruchung dagegen kann die Bruchstücke gegeneinander so verschieben, dass sich Gleitflächen mit Rutschharnischen, Brüche, Verwerfungen und bei höheren Temperaturen Mylonite, Faltung und Gesteinsfliessen entwickeln. Hierbei können Translationen und Rotationen auftreten, die neue Spannungsfelder, neue Instabilitätszonen und Rupturen schaffen, welche oft gekrümmmt verlaufen und z. T. zu nachträglichen Kluftverbiegungen (sekundären Krümmungen) führen.

Von Bedeutung ist ferner die zeitliche Entwicklung der Kluftbildungen. Auch hier bieten wir nur eine Übersicht, da z. B. die Beziehungen zwischen Kluft und Gefüge noch nicht untersucht sind. So ist es meist noch unmöglich, herzynische und alpine Klüfte zu unterscheiden. Im westlichen Gotthardmassiv jedoch ist die Präexistenz herzynischer Klüfte durch Lamprophyrgänge belegt (Fig. 3). Im Maggialappen haben Prof. Ramsay, London (mündl. Mitt.), und ich in granitoiden und nicht granitoiden Gneissen alpin deformierte, saure bis basische Gänge entdeckt, die ebenfalls für alte Kluftbildung sprechen (ob vor- oder frühalpin müssen detaillierte Untersuchungen abzuklären versuchen). Eine wichtige Hilfe bieten uns ferner die absoluten Altersbestimmungen (JÄGER et al., GRÜNENFELDER et al., s. S. 123, 125). Es besteht jedoch kein Zweifel, dass Klüfte alpinen Alters im ganzen Untersuchungsgebiet vorherrschen. Teils queren sie konform alpine Deckengrenzen und das Mesozoikum (Tf. I), teils sind sie von alpiner Lithologie und Lokaltektik direkt abhängig.

#### 4.2 Zur Entstehung der verschiedenen Typen von Kluftung und Tektonik, eine Übersicht

Nach ihrer *lithologischen Abhängigkeit* lassen sich die im Feld eingemessenen Klüfte wie folgt einteilen:

- a) *Klüfte von lokaler Bedeutung, primär lithologisch und tektonisch bedingt* (meist ältere Klüfte)
  - Schichtfugen,
  - Reiss- und Scherklüfte von Biegegleitfalten in Gneiss und Schiefer,
  - Okl (inkl. ac-) und h01-Klüfte in dünnplattigen Gneissen und in Schiefern,
  - im Kleinbereich gekrümmte Klüfte,
  - keine bestimmte Richtung bevorzugende Klüfte (polyvergente Kluftbilder),
  - flache Klüfte;

b) *Klüfte von regionaler Bedeutung, unabhängig vom Bau einzelner tektonischer Einheiten und zur Hauptsache nach ihnen entstanden (jüngere Klüfte)*

- Richtung N bis NW<sup>1)</sup>,
- Richtung E-W<sup>1)</sup>,
- Regional, d.h. im Km-Bereich gekrümmte Klüfte<sup>1)</sup>.

Dünnpflattige und schiefrige Gesteine werden beherrscht von meist nur zwei sich kreuzenden Kluftrichtungen 0kl und h01, doch können andere Kluftlagen hinzutreten. Detaillierte Untersuchungen sind vonnöten.

Die *Entstehung der verschiedenen Klufttypen des Lepontins des NW Tessins* lässt sich als Folge vielfältiger Phasen oder Typen alpiner Tektonik verstehen, denn voralpine Vorzeichnungen sind alpin wiederbelebt oder zerstört worden. Begriffe wie «prä-, syn-, posttektonisch» bzw. «-kinematisch» sollten präzisiert werden, d.h. jeweilen auf die verschiedenen Typen, bzw. Phasen der Tektonik bezogen werden. Die im folgenden aufgezählten Phasen gehen ineinander über.

### Deckschuppentekonik

Alle kartierenden Bearbeiter des Gebietes schlossen, dass die oberen Stockwerke des Unterbaus, d.h. Lebendun- und Maggiaserie, erdtangential nach N transportiert worden sind. Nach neueren geophysikalischen Ansichten kommen dafür gebirgseigene Kräfte, wie Krustenverkürzung durch Unterströmungen, in Frage. Während PREISWERK (1918) nordwärts gerichtete, liegende Deckfalten beschrieb, erkannten spätere Autoren generell nordgerichteten Deckschuppenbau. Während ihrer Nordwanderung tauchten die beiden genannten Serien in den Bündnerschieferfrost und verschuppten sich randlich mit dem Mesozoikum. Dabei kam es zu laminarer Gleitung entlang alter und junger s-Flächen und zu schiefer Durchscherung aller beteiligten tektonischen Einheiten. Dabei entstandene frühalpine Klüfte sind kaum mehr nachweisbar.

### Querfaltung der Maggiazone

Einzigartig in den Schweizer Alpen südlich der Zentralmassive ist die grosstektonische Faltung im Gebiet der Maggia quer zum allgemeinen Alpenstreichen (PREISWERK 1934, WENK 1943). Mit ihr setzte die Einengungstektonik des Maggialappens ein (HASLER 1949; GÜNTHER 1954, 1958). Dabei kam es zu den ersten Beanspruchungen von E und W. Sie wurden verstärkt in der folgenden Phase.

### Hauptphase der Einengungstektonik des Maggialappens

Unter zunehmender Raumnot staute sich der weiter nach N vorrückende Maggialappen an der Lebendunserie im W, dem Gotthardmassiv im N und der Lucomagno-Leventina-Gneissmasse im E. Dabei wurde der Maggialappen intensiv verschuppt mit seiner mesozoischen Hülle und derart verfaltet, dass ein steil E einfallender Schlin-

<sup>1)</sup> Sofern nicht Schichtfugen s, Scherklüfte // b oder Reissklüfte  $\perp$  b von bloss lokaler Bedeutung vorliegen.

genbau resultierte. Die Planarstrukturen drehen um  $360^\circ$ . Die alpinen Lineationen (Faltenachsen und Längsrichtung gestreckter Minerale) legen sich in weitem Bogen quer darüber.

Aus diesen Gründen entstanden zahlreiche Beanspruchungen parallel und quer b, d.h. in allen Richtungen der Windrose. Die Verbindungslien der Pole gebogener s-Flächen des Mesozoikums und der nicht granitoiden Gesteine des Maggialappens (Fig. 2, Diagr. 3 und 4) bilden den alpinen Schlingenbau samt seinen Verbiegungen ab. Dauernde Klüfte konnten kaum entstehen, da die Gesteine während und nach dieser komplexen erdtangentialen Durchbewegung dank regionalem Wärmeanstieg (WENK, NIGGLI in JÄGER 1967) in der Amphibolitfazies umkristallisierten. Infolgedessen wurden Gestein und tektonische Einheit plastisch deformiert, wie es typisch ist für das Lepontin (s. auch WENK 1955, 1956). Postkristallin dauerten jedoch die erdtangentialen Beanspruchungen an oder wurden wieder belebt, wie Klüfte, Scherflächen und Rutschharnische zeigen (Tf. I und Fig. 5). Einengungstektonik und Kluftbildung hängen zusammen. Diese und andere Befunde (s. unten) widersprechen der Annahme einer autochthonen Tektogenese des untersuchten Lepontins.

Abschluss der Einengungstektonik durch  $\pm$  erradialen  
Aufstieg und erdtangentialen Vorstoss der Antigoriodecke  
(unteres Stockwerk des Unterbaus)

Die alpin reaktivierte, c.gr.s. granitoide Antigoriogneissmasse stieg während der nordwärts gerichteten, alpinen Krustenverkürzung parautochthon aus dem tieferen Unterbau empor, staute sich im NW Tessin an den vorgelagerten tektonischen Einheiten des Lepontins, deformierte diese und wurde selbst deformiert. Die Antigoriodecke richtete dabei den Südrand des Maggialappens von W nach E zunehmend auf bis er in einer Rückfalte überkippte (lit. cit.). Ihr Aufstieg ging also in erdtangentialen Nordbewegung über.

Dabei wurde der Maggialappen vollends eingeengt unter Ausbildung der W-E verlaufenden jüngsten Lineationen (Achsen der Gross- und Kleinfalten am Südrand des Maggialappens und in der anstossenden Stirn der Antigoriodecke).

Nach mündl. Mitt. von Herrn Dr. F. KELLER (Basel/Zug) ist der Maggialappen gegen Süden enger eingeschnürt als bisher angenommen, da der Alpigiakörper samt Hülle zur Antigoriodecke zu rechnen ist. Das heisst, letztere stiess noch weiter nach N vor als bisher bekannt. Wie alle jüngeren Arbeiten zeigen, überdauerte die Umkristallisation der Gesteine (in der Amphibolitfazies) auch diese zweite Phase plastischer Deformation. Während des definitiven Abfalls der Gesteinstemperaturen ging die plastische Deformation in Bruchdeformation über, wie Brüche und Klüfte parallel und quer zu den alpinen Lineationen und s-Flächen belegen. Viele dieser Beanspruchungen dauerten postkristallin an und führten in der Folge zu weiteren Kluftbildungen.

Erdtangiale Krustenverkürzung des gesamten Lepontins  
und der vorgelagerten Zentralmassive

Während dieser hauptsächlich N gerichteten, letzten erdtangentialen Beanspruchungen rissen obgenannte und all jene mannigfaltigen Klüfte auf, die nicht der

letzten Kluftbildungsphase (Zerrklüfte) zugeschrieben werden können. Sie sind die Folge einer neuen Spannungsverteilung, die den gesamten, c. gr. s. fertigen Gebirgsabschnitt postkristallin erfasste. Dank des geschilderten komplizierten Gebirgsbaus und des neuen Beanspruchungsplanes entstanden die mannigfaltigen vorliegenden Klufttypen. Wir versuchen ihre Entstehung übersichtsweise zu schildern, wobei wir erst die Klüfte von lokaler, dann jene von regionaler Bedeutung anführen.

Die starke Verbiegung der s-Flächen («Lagerklüfte») der Gneisse des Maggialappens (Drehen im Streichen um 360°) gab Anlass zur Bildung *im Kleinbereich gebogener, lokaler Querklüfte*. Sie sind indessen weniger stark und spärlicher gebogen als die s-Flächen (Fig. 2, Diagr. 5–8). Die glimmer- oder hornblendereichen Gesteine des Leontins, wie übrigens auch die Bündnerschiefer, waren offenbar zu duktil dazu; in der Regel übernahmen ihre s die Deformation (vgl. Diagr. 4 und 8). Innerhalb des Maggialappens bilden die im Kleinbereich gebogenen Klüfte die erdtangentiale Beanspruchung in Richtung NNW bis NW sowohl in Matorellogneissen als auch in ihrem Nebengestein und quer dazu in Richtung des allgemeinen Alpenstreichens (Diagr. 6 und 7) ab. *Diese Beanspruchung hat die Matorellogneisse gleicherweise wie ihre Nebengesteine erfasst*, was für die relative Altersbestimmung der ersteren von Bedeutung ist. Es liegen z. T. sekundäre, d. h. verbogene Klüfte vor, soweit sie Scherflächen, Rutschharnischen (Fig. 5) und verbogenen s-Flächen folgen und sich in die mesozoische Hülle fortsetzen (vgl. Anhang 2).

Die Poldiagramme der Matorellogneisse (Fig. 2, Diagr. 2 und 6) fügen sich den Poldiagrammen ihrer Nebengesteine und der mesozoischen Hülle (Fig. 2, Diagr. 3, 4, 7, 8 und Fig. 5) zwanglos ein.

Die *Hauptmasse der Matorellogneisse ist somit zur selben Zeit deformiert worden wie ihre Nebengesteine und das Mesozoikum*. Die Matorellogneisse müssen – soweit sie die genannten Pole liefern – schon vor der Bildung alpin gebogener Klüfte vorgelegen haben. Die Mehrheit dieser granitoiden Gneisse muss also spätestens während der Schlingenbildung des Maggialappens entstanden sein. Ihr *Gesamtkluftbild deutet auf keine spät- bis postalpine Intrusion hin*. Eine solche hätte die nicht granitoiden Nebengesteine so deformiert und ringsum aufgerichtet, dass in ihren Poldiagrammen konzentrisch und radial nach allen Richtungen Verbindungslien der Pole verbogener s-Flächen und Klüfte verlaufen würden. Zudem wäre die grosse Pollücke von E bis NE geschlossen (vgl. Diagr. 2–4, 6). All dies fehlt.

Im Gegensatz dazu weist der Rotondogranit eine stärkere Streuung der Kluftlagen und eine reichere Durchscherung und Verbiegung von Scherflächen auf (Fig. 4, Anhang 2). Die Hülle des Rotondogranits zeigt zwei ausgeprägte Schichtflächenmaxima, typische ac-Klüfte (auch angedeutet im Granit) neben weithin streuenden Klüften und schwachen bis starken Kluftverbiegungen (Fig. 2, Diagr. 1 und 5). Auffällige Verbiegungen der Granitklüfte finden sich in den Scherzonen des Gebietes Muttenpass – Witenwasserenpass. Es handelt sich um typische, sich kreuzende Scherflächen. Sie lassen sich als Produkte der Beanspruchung in Richtung NNW und quer dazu deuten. Diese Deutung stimmt überein mit analogen Schlüssen von KVALE (1957, 1966) und STEIGER (1962). Den granitoiden Matorellogneissen fehlen solche spitzwinklige Zerscherungen, wohl dank einer andauernden allseitig einengenden Beanspruchung im Gegensatz zur einseitigen des Rotondogranits.

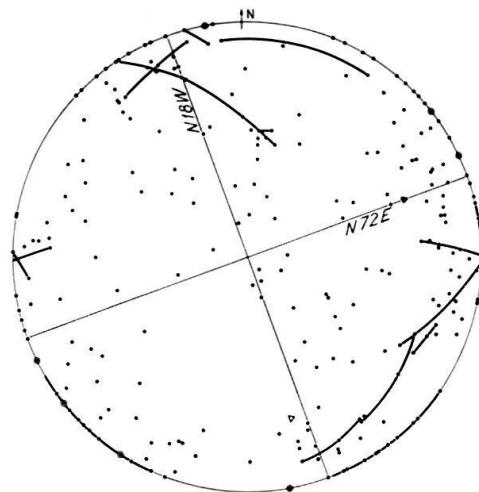


Fig. 4. Klüfte des Rotondogranits. Poldiagramm. Legende siehe Figur. 2.

Offenbar waren die Matorellogneisse deformierbarer als der Rotondogranit im Moment der Bildung der Scherflächen des letzteren.

Allseitige Beanspruchung während verschiedener tektonischer Phasen erklärt die Bildung *polyvergenter Kluftbilder* (Fig. 1) im Knie von Grossfalten von Gneissen und Schiefern wie auch im Rotondogranit. Wie aus HASLER (1949, Tf. V) und GÜNTHER (1954, Tf. V) hervorgeht, nehmen die Achsen dieser alpinen Grossfalten verschiedene Richtungen ein, sie lassen sich somit nicht auf *eine* Bewegungsrichtung allein zurückführen.

Die polyvergenten Kluftbilder der Grossfalten der Bündnerschiefer (Alpen Garzonera und Massari) röhren von verschiedenen alpinen Beanspruchungsplänen her. Ungefalteten Bündnerschiefern fehlt jedes derartige Kluftbild. Bei der scharfen Umbiegung wechseltlagernder kompetenter Marmore und Quarzite und inkompetenter Phyllite musste bei gleicher Beanspruchung die eine Flächenschar fliessen, die andere brechen unter Bildung zahlreicher divergentstrahliger Scher- und Zerrklüfte in s, ac, h01, hkl (vgl. KARL, 1964, Abb. S. 83). Ähnliches gilt für die polyvergenten Kluftbilder der gefältelten Hülle des Rotondogranits (N-NE Nufenenpass und Passo di Cavanna). Auch die polyvergenten Kluftbilder des Matorellogneisses stehen mit der Tektonik in Zusammenhang, häufen sie sich doch im NW des Matorellogneissgebietes, d.h. im Gebiet der engsten Umbiegung der Schlinge des Maggialappens; man findet sie auch W bis E P. di Rodi in den Umbiegungen des Matorellogneisses im Schlingeninneren. Die polyvergenten Kluftbilder der Matorellogneisse sind sowohl einer Grossfaltung wie auch der grobbankigen und grobkörnigen Beschaffenheit zu verdanken. Die dünnplattigen Nebengesteine des Matorellogneisses mit ihren ausgeprägten s-Flächen dagegen rissen leichter parallel s und quer dazu auf. Dabei entstanden in der Regel zwei  $\pm$  senkrecht zueinander stehende Kluftbündel, die auf Ausgleichsbahnen von schießen Klüften gekreuzt werden.

Anders verhielt sich der Rotondogranit. In seinen polyvergenten Kluftbildern sind sowohl die N bis NW gerichteten Klüfte als auch die Fugen parallel zum Massivstreichen enthalten. Damit ist aber die grosse Inhomogenität und Zahl verschiedener Kluftlagen nicht erklärt. Wir führen sie auf ein spröderes Verhalten des massigen

Rotondogranits gegenüber seiner dünnplattigen bis schiefrigen Hülle zurück. Zu einem ähnlichen Schluss kam schon H. M. HUBER (1943, 530) für die «Massengesteine» des SE Gotthardmassivs. SANDER (1948, 102f.) betont, dass in plattigem bis schiefrigem Gestein rupturelle und nichtrupturelle Gleitung deutlicher in Erscheinung tritt als in makroskopisch massigem.

Ganz allgemein kommt magmatische Abkühlung als Ursache dieser alpinen polyvergenten Kluftbilder nicht in Frage, denn kein Gestein des Gebietes hat alpin eine magmatische Phase erlebt, wie u.a. die mineralfaziellen Untersuchungen und Altersbestimmungen von E. JÄGER et al. (1964, 1967) und die zitierten Arbeiten dargelegt haben.

Die *im Km-Bereich gebogenen Klüfte* und ein Teil der sekundär verbogenen Klüfte scheinen ihre Entstehung einer Sonderbeanspruchung des Gebiets zu verdanken. Sie setzen sich nämlich von der Antigoriodecke bis in die Lebendunserie und den Maggialappen fort und legen sich wie *ein* unruhiges Muster quer über diese drei tektonischen Einheiten und ihre alpinen Lineationen. Die meisten der im Km-Bereich gekrümmten Klüfte biegen in der Stossrichtung der Antigoriodecke, der am spätesten tektonisch aktiven Decke des Gebiets, nach N aus. Offenbar haben hier Beanspruchungen während bis nach dem letzten Abfall der Rekristallisationstemperaturen gewirkt. Die im Km-Bereich gekrümmten Klüfte sind zur Hauptsache nach den Lineationen des Lepontins, jedoch vor den Kataklasen und Mylonitisierungen entstanden.

Alle diese Erscheinungen sprechen für spät- bis posttektonische, erdtangentiale Beanspruchungen. Die im Km-Bereich gebogenen Klüfte sind zur Hauptsache älter als die N bis NW gerichteten Klüfte; letztere durchqueren ja unseren ganzen Alpensektor meist geradlinig (nur wenige der N bis NW gerichteten Klüfte sind im Grossbereich gebogen und zwar S-, als auch umgekehrt S-förmig).

In den duktileren Bündnerschiefern der Bedrettozone laufen die im Km-Bereich gekrümmten Klüfte im Streichen aus, weil dort diese Beanspruchungen abklangen und z.T. von Ausweichbewegungen in s kompensiert wurden. Ähnliches beobachtete Herr Dr. A. GLAUSER (Dornach, mündl. Mitt.) in Juragewölben.

Es ist aus obigen Gründen schwierig, von einer «wirbelartigen Bewegung» des Maggialappens zu sprechen (PREISWERK und REINHARD, 1934, S. 194). Die Krümmungen der radial verlaufenden Klüfte sind ungleichsinnig, eine Rotation des Maggialappens weder durch Lineation noch durch Klüfte belegbar (vgl. ferner S. 113, 118). Die genannten Autoren dachten wohl an einen durch erdtangentiale Beanspruchung entstandenen «Wirbel». Es fragt sich ferner, ob nicht eine erdradial eingedrungene granitoide Masse die Schlingenstruktur des Maggialappens erzeugt hat. Wohl liegen für das vorliegende Lepontin Beweise für einen spätalpinen Wärmeanstieg vor (WENK 1962, NIGGLI, E. et al., 1965, TROMMSDORFF 1966), doch fehlen Belege zur Entstehung granitoider Gesteine des Maggialappens aus von unten eingedrungenem und die Nebengesteine alpin wirbelartig deformierendem Gesteinsbrei. Dies hätte zu deutlich erkennbaren, konzentrisch und radial verlaufenden Kluftsystemen NW Fusio geführt, und dies mit besonders zahlreichen und wirren Einzelkluftbildern (vgl. Modelle von CLOOS 1936, S. 84, 186, 196f.) oder mit axialer Faltenkonkavität (vgl. KIRCHMAYER in KARL 1964, S. 24f.). Dies alles fehlt.

Granitoide Gesteine von vorliegender Mineralfazies können nach der Göttinger Schule durchaus auch auf anderm Wege entstehen. Im übrigen ist – ganz allgemein – tektonische Schlingenbildung auch ohne Annahme einer Intrusion oder eines aufsteigenden reaktivierten Untergrundes plausibel deutbar, wie z.B. österreichische Arbeiten (SANDER 1929; SCHMIDEGG 1936 u.a.) und die kombinierte Analyse der Lineationen, Klüfte und Tektonik des NW Tessins ergeben.

Spät rissen die *regional übergreifenden, E bis NE gerichteten Klüfte* unseres Lepontins auf. KVALE (1957, 402–407), STEIGER (1962, 466) und STECK (1968) fanden Kluft-

typen dieser Richtung im Aar- und Gotthardmassiv und weisen auf laminare Gleitung entlang alter und junger Schieferungs- und Schuppenflächen hin. Sie führen sie zur Hauptsache auf alpine N-Bewegung zurück. Im Lepontin des NW Tessins sind Beanspruchungen ähnlicher Art zu erwarten. Es wurden jedoch nicht nur alte Diskontinuitätsflächen wiederbelebt, sondern auch gleichgerichtete neue geschaffen, wie Bündnerschieferklüfte und jene Klüfte zeigen, die diskordant zu N-S streichenden Deckenpartien aufrissen. E bis NE gerichtete Klüfte finden sich vom NW Tessin bis zur Wurzelzone (vgl. KNUP 1958, HIRSBRUNNER 1960, REIST 1960, WENK 1966). Spätalpine Phasen der alpinen Krustenverkürzung mit steilen Ausweichbahnen müssen das gesamte Lepontin des W Tessin erfasst haben.

Die *N bis NW gerichteten Klüfte* sind jünger als obige, legen sie sich doch wie ein Muster über all die anderen Klufttypen und alle tektonischen Einheiten.

Im westlichen *Gotthardmassiv* bezeugen N bis NW gerichtete Gangsysteme (Fig. 3), dass voralpine Richtungen wieder belebt worden sind. Jüngere Spannungen werden ja oft auf älteren mechanischen Diskontinuitätsflächen ausgelöst.

Aus demselben Massiv beschreiben BAER (1957), HAFNER (1958), KVALE (1957, 1966), STEIGER (1962) und WUNDERLICH (1958) Klüfte und Striemung derselben Richtung. LABHART (1965), C. NIGGLI (1965), STALDER (1964) und STECK (1966, 1968) erwähnen sie aus dem Aarmassiv, wobei auf die jungen tektonischen Störungen, wie sie ECKARDT (1957) und JÄCKLI (1951) abbilden, besonders hingewiesen sei. NABHOLZ und VOLL (1963) fanden dieselbe Richtung auch im Penninikum von Westbünden. N bis NW gerichtete Klüfte, Striemungen und tektonische Störungen durchqueren aber auch das gesamte westliche Lepontin bis zum Simplon und zur Wurzelzone, wie dies folgende Autoren belegen: BEARTH (1956), BURKHARDT (1942), GRÜTTER (1929, 1931), GRÜTTER und PREISWERK (1936), HIRSBRUNNER (1960), KNUP (1958), KOBE (1956, 1966), MILNES (1965), JOOS (1969), REINHARDT (1966), REIST (1960), STRECKEISEN (1965), E. WENK (1955, 1965), H. R. WENK (1966), WIELAND (1966) und ZAWADYŃSKI (1952).

Alle diese Befunde sprechen für spät- bis posttektonische, tangentiale Beanspruchung der Kruste in N bis NW Richtung. Auf gleichgerichteten Transport im Lepontin- und Rotondogebiet weisen vor allem flach einfallende Rieflungen auf Rutschharnisch, Scherflächen und Striemungen (vgl. Anhang 2 und Fig. 5) wie auch Mylonitzonen hin. So läuft ein Mylonit im W Tessin von der Wurzelzone her quer durch die ganze Antigoriodecke in gekrümmter Richtung nach N bis NW. Ferner queren NW gerichtete Störungen den westlichen Maggialappen (GÜNTHER (1954) und durchzieht eine Zone kataklastischer und mylonitisierter Gesteine den Maggialappen entlang der Linie Alpe Bolla di Val Peccia – Laghetti, Campo la Torba. In der Fortsetzung dieser Linie über den Passo dei Sassi finden sich Blattverschiebungen in den Bündnerschiefern (diese Linie zielt auf den Gotthardpass). Über weitere Anzeichen postkristalliner Deformation vgl. HASLER (1949) und GÜNTHER (1954). Auf geringere Beanspruchungen weisen gleichgerichtete Scherflächen (z. T. verbogen) im Rotondogranit hin (Fig. 4). Unser gesamtes Untersuchungsgebiet ist jedoch bezeichnenderweise posttektonisch wesentlich geringer beansprucht worden als die Wurzelzone N Centovalli (op. cit.).

Im Lepontin treten typische tautozonale 0k1-Klüfte (von gleichem N bis NW Streichen, aber verschiedenem Einfallen) auf. Ausbuchtungen von N bis NW gerichteten Klüften, soweit sie verschiedene Gesteinszonen queren, lassen auf Stauchungen in dieser Richtung schliessen. Dass aber auch regionale E-W gerichtete Einengung der nördlichen Maggiadepression an ihrer Bildung beteiligt war, belegen E-W gerichtete Rutschharnische (spätalpines B), z. B. bei Peccia und S Lago Naret (Fig. 5).

Die Beanspruchung des Lepontins des W Tessins in N bis NW Richtung nimmt von N gegen die Wurzelzone hin deutlich zu (lit. cit.). Dafür sprechen insbesondere auch die von KOBE (1956, S. 268, Tafel IX und 1966, Fig. 2, 3) erwähnten, im Km-Bereich gebogenen Störungen und die dazu über «grössere Strecken» parallelen Klüftungen.

Zusammenfassend bestätigen diese und obgenannte ältere Beanspruchungen qualitativ die Ausführungen von J. CADISCH und E. NIGGLI (1953, 287), GIESE (1968) und TRÜMPY (1960, 848f.), die für den penninisch-lepontinischen Raum eine im Mittel rund vierfache alpine Krustenverkürzung berechneten. Nirgends im Alpenkörper ist der Abstand Wurzelzone-Zentralmassiv so gering wie im Tessin; hier ist die Kruste am stärksten verkürzt. Dies deckt sich mit Ergebnissen geophysikalischer Untersuchungen wie z.B. das abnorme Schweredefizit der Maggiadepression (vgl. KÜNDIG 1936). Ferner haben refraktionsseismische Messungen unter den Zentralalpen eine Geschwindigkeitsinversion ergeben. GIESE (1968) schliesst daraus, dass unter den penninischen Decken (inbegriffen das Lepontin) Gesteine der höchsten Amphibolitfazies vorliegen.

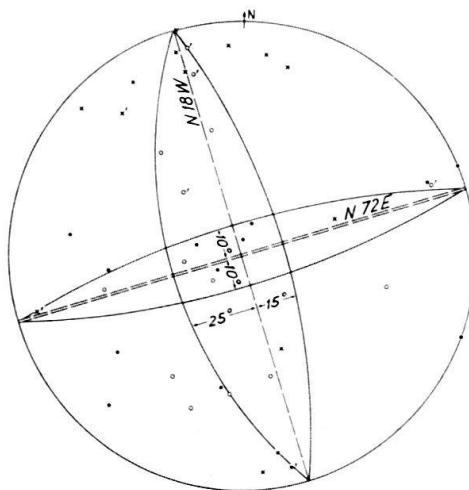


Fig. 5. Poldiagramm von Scherflächen, a- und B-Linearen im Maggialappen (inklusive granitoider Gesteine) und in der benachbarten Stirn der Antigoriodecke.

Legende zu Fig. 5

I. Maggialappen

- ✗ a-Lineare auf Rutschharnisch
- B-Achsen (Schwerpunkte) parallel Glimmerelongation und parallel Faltenachsen
- Pole von Scherflächen

II. Stirn der Antigoriodecke im Süden des Maggialappens

- ✗' a-Lineare auf Rutschharnisch
- ' B-Achsen (wie oben)
- ' Pole von Scherflächen
- Hauptstreichen des nördlichen Abschnittes der Maggiadepression
- Allgemeines Alpenstreichen im Norden der Maggiadepression

Während der erdtangentialen Bewegungen muss das Lepontin des NW Tessins insgesamt plastisch deformierbarer gewesen sein als die gleichzeitig relativ «starre» Masse des Rotondogranits. Darauf deuten die grosse Zahl und Verbreitung der polyvergenten Kluftbilder und die spitzwinklig sich schneidenden Scherzonen des Rotondogranits, besonders aber auch das völlige Fehlen der für das Lepontin so typischen, im Km-Bereich gebogenen Klüfte im westlichen Gotthardmassiv hin. Die gegenüber dem Rotondogranit höhere Teilbeweglichkeit des Maggialappens und der benachbarten Stirn der Antigoriodecke ist *vor* der Kluftbildung dem regionalen Wärmeanstieg im Lepontin samt Krustenverkürzung, *nach* dem Temperaturabfall dem intensiven Umschliessungsdruck spätalpiner erdtangentialer Einengung und der Hebung der Alpen *en bloc* zuzuschreiben. Über spätalpine plastische, nieder temperierte Deformation orientieren beispielsweise Faltungen und Metamorphosengrade der Marmore der Teggiolozone und anstossender Gneisse am Südrand des Maggialappens (GÜNTHER 1954). Erdtangentielle Krustenverkürzung und Wärmeaufstieg sind im W Tessin gekoppelte Vorgänge. Erst ihre Kombination kennzeichnet den leptoninischen Baustil. Darum dominiert im untersuchten Lepontin keine ebene Verformung. Vielmehr entstand ein dreidimensional deformierter Alpenabschnitt dank Erwärmung während erdtangentialer Beanspruchungen. Diese dauerten nach dem Temperaturabfall an wie oben gezeigt.

Die *jüngsten Klüfte* verdanken wir der *erdradialen Hebung der Alpen en bloc*. Es handelt sich um die z. T. mineralienführenden *Zerrklüfte*, die sich häufig parallel und quer zum allgemeinen Alpenstreichen erstrecken. Auch ihre Richtungen greifen über alle tektonischen Einheiten des Alpenkörpers hinweg. Aus Aar- und Gotthardmassiv beschreiben sie STECK (1966, 79f.) bzw. KVALE (1966, 82). Schon P. NIGGLI (1940, 506f.) weist auf die Häufigkeit alpiner Mineralklüfte in den Längs- und Querkulminationen der Alpen hin und führt die Entstehung dieser jüngsten Klüfte auf spättertiäre Zusammenpressung, Hochbewegung des gesamten Alpenkörpers und daraus resultierende Gewölbespannungen hin.

Das Auftreten von Biotit, Staurolith, Disthen, intermediärem Plagioklas und H<sub>2</sub>O-reichem Quarz auf Klüften des Lepontins des NW Tessins spricht für *lokal höhere Temperaturen der Kluftlösungen* als im westlichen Gotthardmassiv (vgl. PARKER 1954, BAMBAUER et al. 1962 und GÜNTHER 1953). Ihr Temperaturanstieg von N nach S ist eher auf ein Vordringen der Wärmefront im Lepontin als auf frühes Herausheben und Erodieren des Gotthardmassivs zurückzuführen. Tektonische Anzeichen einer solchen Sonderhebung fehlen dem Südfuss des Massivs (vgl. auch STEIGER 1962, 466f., 520f.). Ferner liegen die Reste alter Talböden des Val Bedretto sowohl im Lepontin als im Gotthardmassiv auf derselben Meereshöhe (BURCKHARDT 1942, Tf. VII).

Tabelle 1 zeigt einen *Vergleich von Rotondogranit und Matorellogneissgebiet*, um ein Hauptergebnis der vorliegenden Arbeit gedrängt wiederzugeben. Diesem Vergleich sind die absoluten Altersangaben nach JÄGER et al. (1967, 1969) und GRÜNENFELDER et al. (1969) beigefügt. Weitere Angaben entstammen HAFNER (op. cit.).

### Ergebnisse des Vergleichs zwischen Rotondogranit und Matorellogneiss

#### Rotondogranit:

Die Klüfte des westlichen Gotthardmassivs lassen keine alpine Intrusion erkennen, was jedoch die Möglichkeit lokaler alpiner Diskordanzen Granit : Hülle nicht ausschliesst (vgl. HAFNER 1958, GRÜNENFELDER und HAFNER 1962). Der im Feld sehr

Tabelle 1. Vergleich von Rotondogranit und Matorellogneissgebiet.

Rotondogranit	Matorellogneissgebiet
Autochthones geschlossenes «massif circons-crit» mit scharf abgetrennter Gneishülle, alpin in Fächerstellung gepresst und epi- bis mesothermal umkristallisiert.	Zahllose, viele $m^3$ bis nur $dm^3$ grosse Vorkommen von granitoidem Biotitgneiss mit Über-gängen in Nebengesteine von meist gleichge-richtetem Gefüge und gleichem Mineralbe-stand. Diese Vorkommen liegen im Inneren und sporadisch am Rand einer allochthonen, stark deformierten und durchbewegten alpi-nen «Gneissdecke». Die ganze Serie wurde in der Amphibolitfazies während und nach der alpinen Faltung umkristallisiert.
Vorwiegend makroskopisch richtungslos mas-sig, nur gelegentlich vergneist.	Parallelstruiert mit Ausnahmen.
Kluftmechanisch vorherrschend anderes Ver-halten als die Hülle (durchgehend polyvergente Kluftbilder und grosse Variabilität vereinzelter Kluftlagen).	Kluftmechanisch gleiches Verhalten wie die Nebengesteine, bei starken Umbiegungen von s jedoch polyvergente Kluftbilder aufweisend (vgl. Tf. I, Fig. 1).
Scherflächen z.T. verbogen $\pm$ rupturelle De-formation in 0k1 mit Harnischstriemen und –seltener – mit S-N bis SE-NW gelängten, $\pm$ horizontalen, frischen Biotitleisten.	Scherflächen mit Bewegungsspuren seltener.
Kluftbiegungen in allen Quadranten des Dia-gramms (Fig. 4) vorhanden und mit stärkeren Krümmungen. Die Achsen verbogener Flä-chen fallen meist senkrecht bis steil NW ein. Diese Richtung stimmt überein mit den alpinen NW-Striemungen.	Kluftbiegungen seltener, schwächer und nur Beanspruchungen in NW- bis N-Richtung abbildend, soweit erdtangential entstanden. Gemäss dem Schlingenbau des Maggialappens ist das Achsenfallen verbogener Flächen va-riabel (Fig. 2).
Im Km-Bereich gekrümmte Klüfte fehlen.	Im Km-Bereich gekrümmte Klüfte sind ver-breitet.
Alpine erdtangentielle Beanspruchung in einer Hauptrichtung, N bis NW mit flachen bis steilen Ausgleichsbahnen schuf exogene (kine-tische) Fugen (Terminologie SANDER 1948, 67).	Alpine allseitig gerichtete, erdtangentielle Bean-spruchung mit meist steilen Ausgleichsbahnen erfasste den gesamten Maggialappen gleicher-massen und formte ihn dank umfassender Einengungstektonik zu einer axial steil E fallenden Schlinge.
<p>N bis NW gerichtete Klüfte sind gleichermas-sen entwickelt vom Leontin bis in die vorge-lagerten Zentralmassive samt ihren Hüllen. Sie zeugen von erdtangentialer Krustenver-kürzung.</p> <p>Zerrklüfte rissen sowohl in den Kulminationen des Leontins wie auch der Zentralmassive auf, während der erdradialen Hebung der Alpen en bloc.</p>	

## 1. Fortsetzung der Tab. 1

Absolute Alter U-Pb- und Th-Pb-Zirkonalter aus Metasedimenten der Hülle minimal	Absolute Alter 2500 Mio J.
Zirkone wurden beeinflusst durch die kaledonische Gebirgsbildung vor 400–500 Mio J. Bildung der Gesteine der Hülle vor 400–500 Mio J.	Kristallisation der Zirkone des Matorellogneisses vom W Ufer des Lago Sambuco vor 400–500 Mio J.
Herzynische Orogenese mit Granitintrusion vor 270–350 Mio J.	U-Pb-Alter des Antigoriogneisses (mit Pb-Verlust während der alpinen Metamorphose) vor 300 Mio J. Rekristallisation der Zirkone vor 300 Mio J. Rb/ Sr-Gesamtgesteinsalter der penninischen Zone 215–380 Mio J.
U-Pb-Zirkonalter 140–170 Mio J.	Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter der Stirn dreier penninischer Decken, erste alpine Durchbewegung und Deformation während der unteren Kreide abbildend vor 110–129 Mio J.
Intensive jungalpine Metamorphose der Zentralalpen, Älteres überprägend und Rb/Sr-Muscovitalter 37–40 Mio J.	Rb/Sr-Muscovitalter, d.h. Klimax der letzten Phase der alpinen Metamorphose a) in der Chloritoid-Phengitzone 37–40 Mio J. b) in den Zonen höherer Metamorphose 21–26 Mio J. Rb/Sr-Biotitalter und Aufwölbung der Tosa-Kulmination (Öffnung von Fugen in E-W und N-S Richtung während der Deformation) 12–18 Mio J.

frische Granit kristallisierte nach allen jüngeren Autoren während und nach dem alpinen Stress bei niederen bis mittleren Temperaturen um.

Dabei konnte er – auch nach JÄGER et al. (1964) – lokal mobilisiert werden. Insgesamt jedoch verhielt er sich starr bei einfacherer Beanspruchung vor und während der Kluftbildung.

#### Matorellogneissgebiet:

Die im Vergleich erwähnten, erdtangentialen und erdradialen Beanspruchungen haben postkristallin nachgewirkt, und zwar sowohl in granitoiden als auch nichtgranitoiden Gesteinen, ja in schwächerem Masse selbst im westlichen Gotthardmassiv. Die Granitisation des Maggialappens spielte keine alpintektonische Rolle. Die grosse Mehrheit der Matorellogneissvorkommen weist dieselben alpinen Lineationen und Klufttypen auf wie ihr Nebengestein und die mesozoische Hülle des Maggialappens. Mithin ist die Hauptmasse der Matorellogneisse schon vorgelegen als die spätalpinen Klüfte aufrissen. Ihr Gesamtkluftbild zeigt weder Einströmungsgefüge (SANDER 1948,

NICKEL et al. 1967), Beulenbildung noch Intrusion (H. CLOOS 1936) an. Eine Entstehung der Matorellogneisse durch postkinetische Intrusion oder andere spätalpine, erdradiale Vorgänge ist auszuschliessen.

## 5. Zusammenfassung

In Tafel I und den Figuren 1–5 sind verschiedene Klufttypen des NW Tessins und SW Uri (Lepontin und westliches Gotthardmassiv) dargestellt. Sie geben die Raumlage der gemessenen Klüfte, s-Flächen, a-Linearen und Scherflächen wieder.

Die Klüfte sind von verschiedener Entstehung. Vorbehältlich noch ausstehender Gefügeuntersuchungen unterscheiden wir in diesem ersten Überblick

- A. Voralpin angelegte Klüfte, in welche Ganggesteine eingedrungen sind, inklusive alte Schichtfugen und Schieferungsebenen des Gotthardmassivs.
- B. Alpine Klüfte. Abgesehen von voralpinen Vorzeichnungen verdanken sie ihre Entstehung folgenden alpin-grosstektonischen Beanspruchungen:

- I. Deckschuppenwanderung nach N bis NW
  - II. Querfaltung der Maggiazone
  - III. Stauung des Maggialappens an drei grosstektonischen Hindernissen. I–III wirkten erdtangential auf den Maggialappen
  - IV. Erdradialer Aufstieg der Antigoriodecke
  - V. Erdtangentialer Vorstoss der Stirn der Antigoriodecke und letzte Krustenverkürzung Richtung N bis NW
  - VI. Hebung der Alpen en bloc.
- kombiniert  
mit  
mannigfaltigen  
Einengungen

Die Phasen I bis V gehen ineinander über.

Im Gegensatz zum alpin relativ «starren» Verhalten des westlichen Gotthardmassivs erlitt das anschliessende Lepontin des NW Tessins komplizierte plastische Krustendeforrmation in erdtangentialer und -radialer Richtung. Dabei wurde der Maggialappen derart eingeengt, dass sein steilachsiger Schlingenbau entstand und sein Südrand aufgerichtet bis rückgefaltet wurde. Während der Phase V schufen letzte erdtangentiale Bewegungen in Richtung N-NW und quer dazu makroskopisch gekrümmte und ungekrümmte Klüfte in allen Richtungen der Windrose wie auch Scherflächen und a-Linearen (Striemungen auf Rutschharnischen, s. Fig. 5).

Die grosse Mehrheit der granitoiden Matorellogneisse des Maggialappens weist dieselben Klufttypen und -lagen auf wie das Nebengestein und das umhüllende Mesozoikum. Mithin sind die Matorellogneisse schon vorgelegen, als die letzten alpinen postkristallinen Beanspruchungen einsetzten. Eine Sonderentstehung der Matorellogneisse durch spätalpine Beulenbildung, Intrusion oder diapirartigen Aufstieg von remobilisiertem Untergrund lässt sich klufttektonisch nicht belegen. Vielmehr wurde der gesamte Maggialappen auch nach dem Abklingen der letzten alpinen Blastese erdtangential beansprucht. Deshalb rissen so viele Klüfte während der Phase V auf, und zwar nach dem Abfall der Rekristallisationstemperaturen, welche plastische Deformation im grossen ermöglichen. Postkristalline Beanspruchungen führten nur lokal zu geringmächtigen Zonen kataklastischer und mylonitischer Gesteine. Während der letzten Phase (VI) rissen die Zerrklüfte auf, welche, von Ausnahmen abgesehen, parallel und quer zum Alpenstreichen verlaufen.

### Verdankungen

Dank gebührt folgenden Institutionen und Persönlichkeiten:

- dem Erziehungs-Department des Kantons Basel-Stadt für die gewährte Entlastung vom Unterricht,
- dem Schweizerischen Nationalfonds für die Übernahme der Feldspesen,
- Herrn Prof. Dr. E. Wenk, Vorsteher der Mineralogisch-Petrographischen Anstalt der Universität Basel, für den Arbeitsplatz und anregende Diskussion,
- Dr. F. Keller, Basel/Zug, Prof. Dr. S. Hafner, Chicago, und Prof. Dr. H. R. Wenk, Berkeley, Kal., für das Überlassen von Kluftmessungen und die Einsicht in unpublizierte Arbeiten,
- Dr. F. Keller für die Angabe des neuen Verlaufs der tektonischen Grenzen SW bis S Fusio,
- Dr. A. Glauser, Dornach, Prof. S. Hafner, Prof. Dr. H.P. Laubscher, Basel, Prof. Dr. H.R. Wenk, wie auch insbesondere Dr. A. Spicher, Basel, für die Durchsicht des Manuskriptes,
- Prof. Dr. A. Steck, Prof. Dr. V. Trommsdorff und Dr. Wohnlich für Diskussionen,
- Herrn Dr. R. Schedler, Basel, für die Durchsicht des Abstracts.
- Herren Dipl. Ing. Geol. J.P. Hunger, Zürich, Maestri Didier Cavalli, Solduno, Bruno Donati, Broglio, Claudio Zanda, Verscio, Dr. P. Rudin, Basel, der Maggia AG, Locarno, und last but not least meiner Frau für mannigfaltige Hilfe im Felde.

### ANHANG 1

#### Kluftabstände (Translationsperioden)

<i>Abstände</i>	<i>Gestein</i>	<i>Lokalität</i>
1–10 cm	gefalteter Amphibolit, G-M	Banchiweg, Val Bedretto
1–50 cm	gefaltete Kalkglimmerschiefer, M-L	P. Massari, Val Sambuco
	gefalteter Marmor, Bedr	
1–30 cm	Scherrisse in frischem Rotondogranit	E Alpe Garzonera, Val Sambuco
1–80 cm	helle, plattige Biotit-gneisse, M-L	Südfuss des Leckihorns
$\frac{1}{2}$ –2 m und grösser a.a.0.	ungefaltete Amphibolite, Marmore und Streifen-gneisse, G-M	E Passo Sasso Nero
	Hornblendegneisse und Braune Gneisse, M-L	Lago Sella, E Gotthard-pass
	Augengneisse, C	
	Glimmerschiefer, Bedr	Passo Scheggia N 2090, NE Fusio
		Corte di Zucchero 2090, SE Mogno
10–20 m	Matorellogneisse, M-L	S Alpe Carzonere, Campo la Torba
	Helle Gneisse (nach HASLER, 1949), M-L	Laghetti, Campo la Torba
> 20 m	übrige Gesteine	NE Passo Busén, Kote 1980 m

C = Campo-Tencia-Gneissmasse, Bedr = Bedrettozone, G-M = Gotthardmassiv,

M-L = Maggialappen.

## ANHANG 2

Fundorte von Scherflächen, Myloniten, Riefung und Striemungen  
(Koordinatenangaben in Klammern)

## A. Scherflächen und Blastomylonite bis Mylonite

## 1. Gruppe: Richtungen N32W bis N10E im Lepontin

N10W bis N-S	N Poncione di Vespero, Val Bedretto (etwa 687.6/151.3–151.6)
verschiedene Richtungen	E Alpe Garzonera (689.2/149.9 bis 690/149.7–150)
N18W	Comasné (687.35/151 bis 687.25/151.4), alle in Bündnerschiefern der Bedrettozone
	Zone kataklastischer Gesteine entlang der Peccia von Alpe Sassello (688.9/144.2) bis Alpe Bolla (688.7/144.8)
N32W/10E	W Lareccio, V. Peccia (687.25/142.75), in Bändergneissen
N22W/90	Alpe Bolla di Sambuco (689.9/146.85), etwa Kote 2285, in hellen feinkörnigen Gneissen
N13W/80W	daselbst, Haarrisse in Matorellogneiss
N 6E/64 W	Tälchen SE Lago 2128 (688.15/147.35), etwa 2220, alle Gesteine
N10E/17 E	dasselbe Tälchen (688.4/147.15), 2315 m, Aplit auf N-S Verwerfung quert den dunklen Gang Nr. Mto 47

## 2. Gruppe: Richtungen N49–83W im Lepontin

N49W/75SW	E Lago Sfundau (etwa 683.6/145.95), in hellem feinkörnigem Alkalifeldspatgneiss
N83W/42N	Tälchen SE Lago 2128 (etwa 688.41/147.1), Verwerfung auf etwa 2310 m, in Gang Nr. Mto 47, das Ganze in Matorellogneiss

## 3. Gruppe: Scherklüfte mit und ohne Bewegungsspuren im Rotondo- und Aaregranit: alle Richtungen

N-S/82E bis N31E/64W	}	in Rotondogranit (678.80/154.05), Südfuss des Leckihorns
N56W/82S bis N88W/82S		
N99W/78S bis N104W/90		
N36E/90 bis N70E/90		
N56W/82N	}	Rutschharnisch am Muttenpass 2910 (678.45/154.13) mit frischem, dunkelbraunem bis schwarzem Kluftbiotit a) makroskopisch regellos, und b) gelängt in N56W/0, mit meist 001 auf Kluftwand
N54E/74N		
N26E/72W		
N56E/75W bis N76E/82N		in Rotondogranit N Muttenpass (678.45/154.2)
N96E/90 bis N54E/90 (=s)		Scherkluft in Augengneiss des Gotthardmassivs, Witenwasserplass 2840 (679.30/153.95)
N 2W/90		Rutschharnisch mit vertikaler Striemung N64W/90
N64W/90		Rutschharnisch mit derselben Striemung, beide in Aaregranit, Göschenen-Alp-Tal, Strasse, etwa 1680 m (681.80/167.35)

Bezüglich Gotthardmassiv vergleiche ferner HAFNER (1958, S. 261, 307, 356).

## B. Riefung auf Rutschharnisch im Lepontin

## 1. Gruppe von a-Linearen: N33W bis N14E

N33W/14N	(688.05/145.00) Bachbett etwa 200 m oberhalb Alpe della Froda, Val Peccia. Helle Gneisse
N19W/11S	(694.15/144.90) Strassentunnel ob Fusio. Heller Gneiss
N18W/20S	(694.20/143.40) E Strasse N Mogno. Brauner Gneiss

N17W/0°	daselbst
N 6W/7N	(etwa 691.8/140.8) dritte Strassenkurve NW Veglia, Val Peccia. Antigoriogneiss
N 7E/16S	(690.55/144.66) S P. di Rodi auf etwa 2490 m. Kontakt Augengneiss-Matorellogneiss
N14E/20S	NW Veglia (wie oben)

## 2. Gruppe von a-Linearen: N 49 W und N 69–74 E

N49W/8N	(687.70/144.80) Bachbett WSW Alpe della Froda, Val Peccia, auf etwa 1800 m. Bändergneisse
N74E/10SE	(691.40/141.10) Pfad NE Cortignelli auf 1200m, Val Peccia. Antigoriogneiss
N74E/22N	(690.20/140.44) Kraftwerkzentrale S. Carlo, Val Peccia. Antigoriogneiss
N69E/54 N	(693.30/140.55) Strassenkehre NNE Peccia, Rutschspiegel auf Gneiss

## C. Striemung // B (= Glimmerelongation und Faltenachsen) im Lepontin

### 1. Gruppe: N 39 W bis N 47 E

N39W/44S	(693.80/145.55) 100 m S Staudamm Sambuco ob Fusio, alte Strasse, linke Talseite. Augengneiss
N17E/31N	(etwa 687. 25/145.05) Pfad von 2241 Alpe della Froda nach NE, Val Peccia. Helle Alkalifeldspatgneisse
N29E/40N	(684.12/146.97) Nordrand des Cristallinagletschers. Helle Alkalifeldspatgneisse
N44E/60S	(690.00/141.45) Corneratobel, 1140 m, N Al Piano di Peccia. Antigoriogneiss
N47E/67N	(etwa 691.2/144.2) S 2179 Alpe di Rodi, WSW Fusio, Braune Gneisse

### 2. Gruppe: N 77 W bis N 76 E

N77W/36N	(148.00/688.05) Ca di Mezzo, Campo la Torba. Heller Alkalifeldspatgneiss
N86W/40S	(etwa 691.8/144.6) und 100 m N Bena, NE Alpe di Rodi, diverse Gneisse
N76E/45S	(690.70/143.65) NE Piatto di Rodi auf etwa 2380 m. Augengneiss
N78E/9N	(681.90/136.40) Pass 2302 zwischen Laghi della Cossa und Alpe Sologna, Val Val Bavona. Antigoriogneisse

## LITERATURVERZEICHNIS

SMFM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Eclogae = Eclogae geol. Helvetiae

BAER, O. (1957): *Gesteinsklüfte und Rundhöcker*. Geograph. Helv. I, 1–40.

BAMBAUER, H. U., BRUNNER, G. O. und LAVES, F. (1962): *Wasserstoffgehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit*. SMPM 42, 221–236.

BEARTH, P. (1956): *Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen*. Eclogae 49, 279–290.

BUCHMANN, H. (1953): *Geologie und Petrographie des oberen Maggia-Tales zwischen Fusio und Broglio im NW Tessin*. Diss. Basel.

BURCKHARDT, C. E. (1942): *Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin)*. SMPM 22, 99–186.

CADISCH, J., und NIGLLI, E. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. Basel.

CLOOS, H. (1936): *Einführung in die Geologie*. Berlin.

ECKARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch*. Diss. Zürich.

GLIESE, P. (1968): *Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone*. SMPM 48, 261–284.

GRÜNENFELDER, M., und HAFNER, S. (1962): *Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits*. SMPM 42, 169–208.

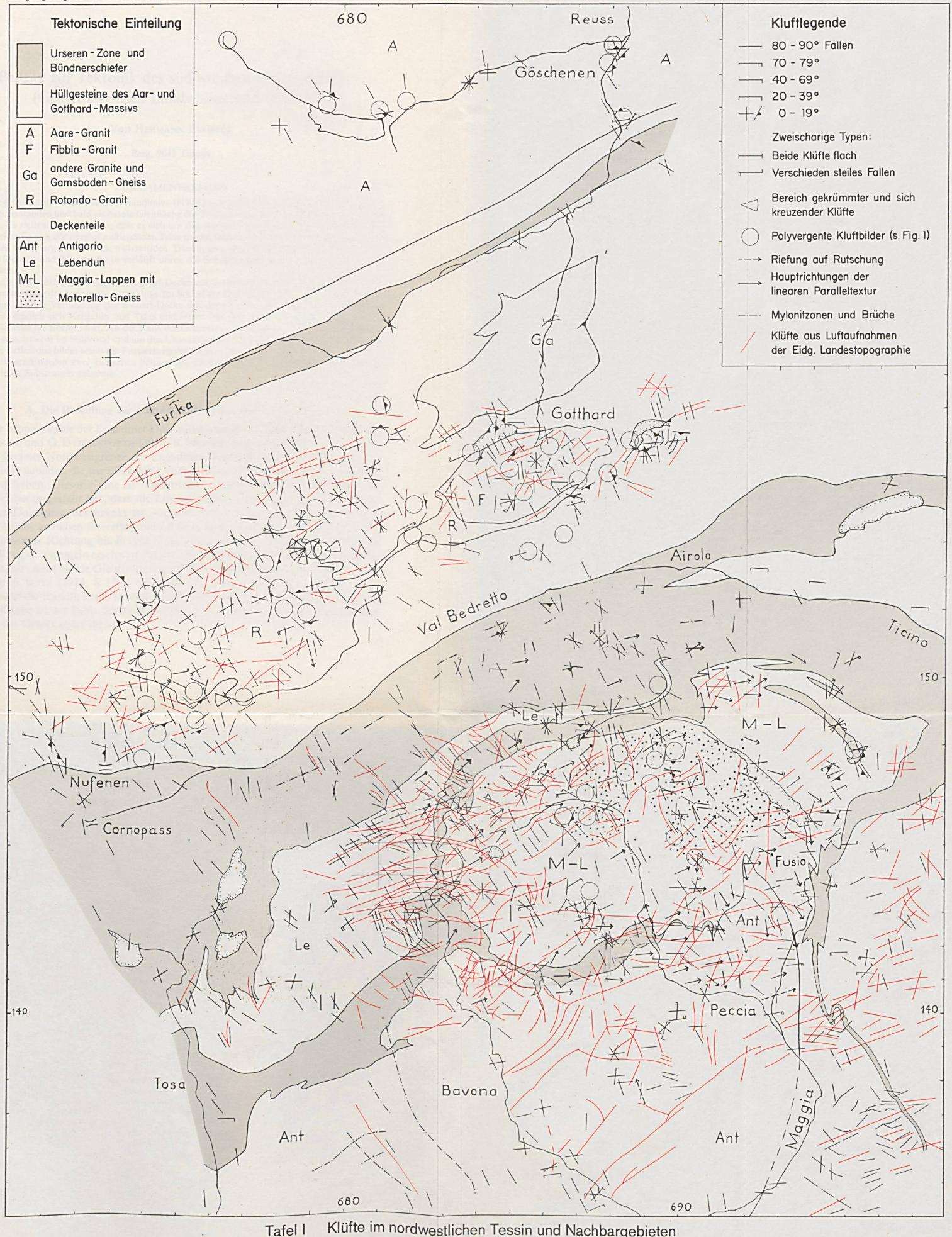
GRÜNENFELDER, M., et al. (1969): *Colloquium on the Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts*. Switzerland.

GRÜTTER, O. (1929): *Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin*. Verh. Naturf. Ges. Basel 40, 78–152.

– (1931): *Über einige Ergebnisse der geologischen Untersuchung der Kraftwerk anlage Monte Piottino (Tessin)*. Eclogae 24, 1–21.

- GRÜTTER, O., und PREISWERK, H. (1936): in NIGGLI, P., et al. (1936), 1–30.
- GÜNTHER, A. (1953): *Plagioklas aus Klüften der Tessiner Alpen*. SMPM 33, 161–166.
- (1954): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggialappens (NW-Tessin)*. SMPM 34, 1–159.
  - (1958): *Erläuterungen zu Blatt Basodino 1:25000*. Geol. Atlas d. Schweiz, 1–50. Bern.
- GÜNTHER, A., und HAFNER, S.: *Blatt Bedretto 1:25000*. Geol. Atlas d. Schweiz. Bern (in Vorbereitung).
- HAFNER, S. (1958): *Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs (zwischen St.-Gotthard-Pass und Nufenenpass)*. SMPM 38, 255–362.
- HASLER, P. (1949): *Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin*. SMPM 29, 50–155.
- HIRSBRUNNER, G. (1960): *Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovanataler*. Beitr. Geol. Schweiz – Hydrologie 11, 1–79.
- HUBER, H.M. (1943): *Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv*. SMPM 23, 475–537.
- JÄCKLI, H. (1951): *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden)*. Eclogae 44, 332–337.
- JÄGER, E., und NIGGLI, E. (1964): *Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranits und ihre geologische Interpretation*. SMPM 44, 61–83.
- JÄGER, E., NIGGLI, E., und WENK, E. (1967): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 134. Liefg.
- JÄGER, E., et al. (1969): *Colloquium on the Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts*. Switzerland.
- JOOS, M. (1969): *Zur Geologie und Petrographie der Monte-Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italia)*. SMPM 49, 277–324.
- KARL, F. (1964): *Anwendungen der Gefügekunde in der Petrotektonik*. Teil I: Grundbegriffe. Clausthal.
- KELLER, F. (1968): *Mineralparagenesen und Geologie der Campo-Tencia-Pizzo-Forno-Gebirgsgruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 135. Liefg.
- KNUP, P. (1958): *Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli – Valle Vigezzo und Onsernone*. SMPM 35, 83–236.
- KOBE, H. (1956): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia*. SMPM 36, 244–348.
- (1966): *Paragesteinszüge, Struktur und Anatexis im Gebiete zwischen V. Onsernone und V. Maggia (Tessin)*. SMPM 46, 461–472.
- KÜNDIG, E. (1936) in NIGGLI, P. et al. (1936), 101–132.
- KVALE, A. (1957): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten*. SMPM 37, 398–434.
- (1966): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten*. Bern.
- LABHART, T.P. (1965): *Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz)*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 124. Liefg.
- LAUBSCHER, H.P. (1967): *Geologie und Paläontologie. Tektonik*. Verh. Naturf. Ges. Basel. 78, 1, 12–34.
- MEHNERT, K.R. (1959): *Der gegenwärtige Stand des Granitproblems*. Fortschr. Miner. 37, 2, 117–206.
- MILNES, A.G. (1965): *Structure and History of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy)*. SMPM 45, 167–178.
- MINDER, W. (1933): *Beitrag zur Begriffs- und Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte und Kluftmineralien*. SMPM 13, 296–301.
- NABHOLZ, W.K., und VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. Eclogae 56/2, 755–808.
- NICKEL, E., KOCK, H., und NUNGÄSSER, W. (1967): *Modellversuche zur Fliessregelung in Graniten (Beiträge zur Tektonik von Fliessgefügen IV)*. SMPM 47, 399–497.
- NIGGLI, C.R. (1965): *Petrographie und Petrogenesis der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass*. Diss. Bern.
- NIGGLI, E., und NIGGLI, C.R. (1965): *Karten zur Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. Eclogae 58/1, 335–368.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., und KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 71. Liefg.

- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J., und PARKER, R.L. (1940): *Die Mineralien der Schweizer Alpen*. Basel.
- PARKER, R. L. (1954): *Die Mineralfunde der Schweizer Alpen*. Basel.
- PREISWERK, H. (1918): *Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen II. Oberes Tessin- und Maggiagebiet*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 26. Liefg. und Spez. Karte Nr. 81, 1:25 000.
- PREISWERK, H., und REINHARD, M. (1934): *Geologische Übersicht über das Tessin*, in: Geologischer Führer der Schweiz. Basel.
- REINHARDT, B. (1966): *Geologie und Petrographie des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien)*. SMPM 42, 553–678.
- REIST, M. (1960): *Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavoratales*. Beitr. Geol. Schweiz-Hydrologie 11, 1–66.
- SANDER, B. (1929): *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen*. Schlern-Schriften 16. Innsbruck.
- (1948): *Einführung in die Gefügekunde der geologische Körper I*. Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1936): *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jahrb. Geol. Bundesanst. 86, 1–2, 115–149.
- SONDER, R. A. (1921): *Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv*. SMPM 1, 323–391.
- STALDER, H.A. (1964): *Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet*. SMPM 44, 187–398.
- STECK, A. (1966): *Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp–Grisighorn*. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 130. Liefg.
- (1968): *Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs*. Eclogae 61/1, 19–48.
- STEIGER, R. H. (1962): *Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St.-Gotthard- und Lukmanierpass*. SMPM 42, 381–578.
- STRECKEISEN, A. (1965): *Junge Bruchsysteme im nördlichen Simplongebiet (Wallis, Schweiz)*. Eclogae 58/1, 407–416.
- TROMMSDORFF, V. (1966): *Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon*. SMPM 46, 431–460.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*. Bull. Geol. Soc. Amer. 71, 843–908.
- WENK, E. (1943): *Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin)*. SMPM 23, 265–294.
- (1955): *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen*. SMPM 35, 311–319.
- (1956): *Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera*. Eclogae 49, 251–265.
- (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen*. SMPM 42, 139–152.
- WENK, H. R. (1966): *Die Geologische Abbildung, erläutert am Beispiel der Zentralalpen*. Eclogae 59/2, 777–788.
- WIELAND, H. (1966): *Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)*. SMPM 46, 189–303.
- WUNDERLICH, H.G. (1958): *Ablauf und Altersverhältnisse der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens*. Nachr. Akad. Wiss. Math.-Phys. Kl. Kl. IIa 7, 115–151.
- ZAWADYŃSKI, L. (1952): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone (Tessin)*. SMPM 32, 1–110.



Tafel I Klüfte im nordwestlichen Tessin und Nachbargebieten

Maßstab 100 000

