**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae

**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft

**Band:** 56 (1963)

**Heft:** 2

**Artikel:** Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam)

**Autor:** Jung, Walter

**Kapitel:** Tektonik

**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-163043

**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:** 15.07.2025

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

Die Analysen demonstrieren, dass der grössere Anteil des Pigments organischer Herkunft ist. Die Sulfide der Schwermetalle spielen eine geringere Rolle. Ihr Anteil ist allerdings nur ein Mass für den Gehalt an Schwermetallionen und nicht für den Gehalt an $H_2S$ im Sediment oder im Meerwasser, da überschüssiges $H_2S$ flüchtig ist.

In der Analyse sind die häufig auftretenden grösseren Pyritwürfel nicht berücksichtigt, da sie bei der Probeentnahme nicht einbezogen wurden.

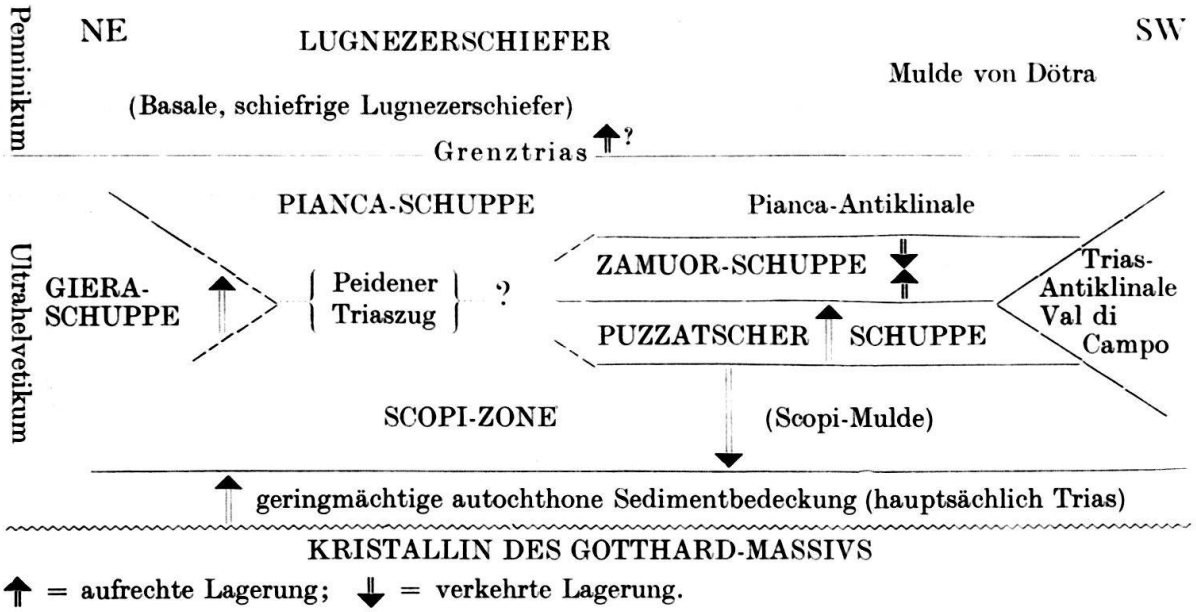
## Tektonik

### A. ÜBERSICHT

Das Gotthard-Massiv taucht östlich des Rein de Sumvitg langsam gegen NE ab und verschwindet bei Lumbrein unter den Schiefermassen des Mundaun. Die letzten Aufschlüsse der autochthonen Trias liegen am Ufer des Glogn bei Ilanz. Auf der Südseite verschwindet das Gotthard-Massiv stufenweise unter den parautochthonen Sedimentserien. Das treppenförmige Absteigen ist besonders in der Val Camadra gut zu erkennen (J. D. Frey, 1960). Die Sedimente der Scopi-Zone, die am Scopi noch steil gegen Norden einfallen, stehen im Gebiet des Lago Retico vertikal (A. Baumer, in Vorbereitung) und sind weiter im NE immer stärker gegen Norden überkippt. Im Untersuchungsgebiet trifft man in allen tektonischen Einheiten eine isoklinale Lagerung der Schichten mit einem 30–40° steilen Einfallen gegen SSE (Taf. IV).

Die verschiedenen tektonischen Einheiten innerhalb der Schieferhülle des Gotthard-Massivs bestehen aus Paketen von Lias, die durch Triaszüge voneinander abgetrennt werden können. Im SE folgen als tektonische Begrenzung des bearbeiteten Gebietes die Lugnezerschiefer (oder Sosto-Schiefer, A. Baumer). Ihre Basis wird durch den durchgehend verfolgbaren Zug der Grenztrias gebildet.

Als Übersicht über die tektonische Unterteilung dient folgendes Schema:




↑ = aufrechte Lagerung; ↓ = verkehrte Lagerung.

Fig. 19. Schematische Darstellung der tektonischen Einheiten am Südostende des Gotthard-Massivs.

### 1. Die Scopi-Zone

Die Hauptmasse der Sedimente des südlichen Gotthard-Massivs gehört zu der Scopi-Zone. Sie bildet die östliche Fortsetzung der Mulde des Scopi (H. M. HUBER, 1943). Von Sta. Maria am Lukmanier ostwärts verschwindet der sehr geringmächtige N-Schenkel der Scopi-Mulde rasch (A. BAUMER, in Vorbereitung). Dadurch kommt der S-Schenkel, der nach Norden überkippt ist, in verkehrter Lage direkt auf die autochthone Trias des Gotthard-Massivs zu liegen. Meistens sind die Tonschiefer der Coroi-Serie in Kontakt mit den Resten der autochthonen Trias. Es ist nicht klar, ob die autochthonen Sedimente des N-Schenkels nicht abgelagert, vor der Aufschiebung des Verkehrtschenkels aberodiert oder nach Norden abgeschoben wurden. Die letztgenannte Lösung scheint uns die plausibelste. Auf der Alp Ramosa, bei Plaun de Cistagls, und unterhalb der Strassenbrücke nach Surin (S. 679) treten im Nordschenkel noch Reste von autochthonem Lias auf.

Die Mächtigkeit der Scopi-Zone beträgt bei Lumbrein 350 m und im Querschnitt von Ilanz mehr als 1000 m. Die starken Schwankungen sind auf die verschieden intensive Auswalzung zurückzuführen. Bei Ilanz ist allein die Coroi-Serie 600 m dick. Die einzelnen auftretenden Triaszüge und die starke tektonische Beanspruchung beweisen eine mehrfache Repetition.

Die Scopi-Zone enthält das stratigraphisch vollständigste Profil des Ultrahelvetikums im Untersuchungsgebiet. Alle Serien, von der oberen Trias bis ins Aalenian sind vorhanden. Neben der Stgir-, der Inferno- und der Coroi-Serie treten auch die beiden Einschaltungen innerhalb der Inferno-Serie, die Riein- und die Runcaleida-Schichten, auf. Der Durchbruch des Glogn zwischen Uors und Ilanz hat ein vollständiges Profil geschaffen (A 10), das von W. K. NABHOLZ (1948 a) beschrieben worden ist.

Der interne Bau der Scopi-Zone ist schwierig zu erfassen, da die Grenzen zwischen den einzelnen Serien stark gestört sind. In der NW-Wand des Piz Stgir und des Piz Zamuor tritt die Verschuppung der Coroi- und der Inferno-Serie auffällig in Erscheinung (Fig. 1, S. 665). In der W-Wand des Piz de Vrin (Fig. 3, S. 670) erfasst sie auch die Stgir-Serie, was am Artg Diesrut in den langgezogenen Schleppfalten angedeutet ist (Fig. 4, S. 676). Vermutlich sind diese Verschuppungen weiter im Osten, im Mundaun, ebenfalls vorhanden. Es ist auch gut denkbar, dass die Runcaleida-Schichten nur eine derartige Repetition der Stgir-Serie darstellen. Die flache, schichtparallele Verschieferung und Verschleppung der einzelnen Falten sowie die Ähnlichkeit der verschiedenen Gesteine erschweren die Erfassung aller tektonischen Komplikationen.

### 2. Die Puzzatscher Schuppe

Im Profil am Piz Zamuor (B 2, S. 665) ist die ganze Puzzatscher Schuppe mit einer Mächtigkeit von 60 m aufgeschlossen. Über einer reduzierten unteren Stgir-Serie, die basal noch Triasfetzen enthält, besteht der grössere Teil der Schuppe aus Gesteinen der oberen Stgir-Serie. Am Ausgang der Alp Ramosa (B 4) ist nur der tiefere Teil der Schuppe anstehend. In der Val de Silgin treten erstmals Inferno-Elemente auf, die einige Bänke der Riein-Schichten enthalten.

Weiter im Osten sind die trennenden Triaszüge nicht mehr sichtbar. Eine Abtrennung der Puzzatscher und der Zamuor-Schuppe von der Pianca-Schuppe ist dadurch nicht mehr möglich. Diese basalen Verschuppungen der Pianca-Schuppe stellen eine fragliche Verbindung der Puzzatscher Schuppe mit der Giera-Schuppe im Carreratobel dar. Die Entwicklung der einzelnen Schichtglieder ist noch identisch mit den entsprechenden Gesteinen der Scopi-Zone. Vermutlich stellt die Puzzatscher Schuppe einen verschieferten Rest der südlichen Fortsetzung der Scopi-Mulde dar. In ihrer aufrechten Lage würde sie, zusammen mit der Scopi-Zone, eine nach Norden überkippte Antiklinale mit reduziertem S-Schenkel bilden.

### 3. Die Zamuor-Schuppe

Die Zamuor-Schuppe ist die mittlere der drei Schuppen. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 60 und 120 m. Sie zeigt eine nach Norden überkippte Synklinalstruktur. Am Piz Zamuor (C 2) ist die Muldenform noch nicht entwickelt, doch zeichnet sich in einzelnen langgezogenen Falten im nördlichen Vorgipfel eine starke interne Verfaltung ab. Im Profil bei Puzzatsch (C 4, S. 673) ist die Synklinale deutlich erkennbar. Der Kern wird durch graue Kalkschiefer der Inferno-Serie gebildet; die beiden Schenkel bestehen aus Schichten der oberen Stgir-Serie. Im N-Schenkel beweist eine Kreuzschichtung, die im Bachbett aufgeschlossen ist, normale Lagerung. Weniger deutlich erkennt man die gleiche Mulde in der Val de Silgin (C 5). Im Osten erleidet die Zamuor-Schuppe das gleiche Schicksal wie die Puzzatscher Schuppe; die Triaslamellen sind nicht mehr vorhanden. Der Zusammenhang mit der Giera-Schuppe ist undeutlich, doch besteht die Möglichkeit, dass jene eine gleiche Synklinalform aufweist. Sie wäre somit leichter mit der Zamuor-Schuppe als mit der Puzzatscher Schuppe in Verbindung zu bringen. Es ist fraglich, ob die Korrelation von so kleinen tektonischen Gebilden, wie dies die Schuppen darstellen, über eine solche Distanz vorgenommen werden darf.

Die Zamuor-Schuppe besteht nur aus Gesteinen der Stgir- und der Inferno-Serie. Dabei ist die Ausbildung der oberen Stgir-Serie durchaus vergleichbar mit derjenigen der Scopi-Zone. Die Kreuzschichtung konnte nur an einer Stelle bei Puzzatsch beobachtet werden. Die Fossilschicht an der oberen Grenze der Stgir-Serie ist auch in der Zamuor-Schuppe angedeutet.

### 4. Die Pianca-Schuppe

Die Pianca-Schuppe stellt die höchste, südlichste Einheit des gotthardmassivischen Sedimentmantels dar. Sie liegt aufrecht direkt unter der Grenztrias. Die Mächtigkeit variiert zwischen 100 und 200 m. Der basale Teil wird durch Elemente der unteren Stgir-Serie gebildet. Vorwiegend sind dunkle Kalkschiefer und oolithische Kalke; seltener tritt der Lias-Basisquarzit auf. Die obere Stgir-Serie ist besonders im Osten durch einzelne Quarzitbänke vertreten, die von sandigen Tonschiefern und von Kalkschiefern unterbrochen werden. Im Gegensatz zu den nördlicheren tektonischen Einheiten treten im östlichen Teil der Pianca-Schuppe auch in der oberen Stgir-Serie Oolithe auf.

Die Abscherung der jüngeren Serien hat innerhalb der Inferno-Serie stattgefunden. Der graublaue Kalk wurde dabei stärker marmorisiert, so dass er heute eine hellere, graue Farbe zeigt (S. 712).

Im Profil des Valserrheines (D 6) treten in der Inferno-Serie erstmals die Riein-Schichten in ihrer typischen Form mit detritischen Feldspäten auf. Weiter westlich sind nur noch Spuren einer sandigen Einlagerung in der unteren Inferno-Serie vorhanden. Das primäre Fehlen der Riein-Schichten mag der Grund für die tiefere Abscherung der Inferno-Serie im Westen sein.

In den Profilen durch die Pianca-Schuppe östlich des Valserrheins (D 6, D 7, D 8, D 9 und D 11) treten die Riein-Schichten immer dicht unterhalb der Grenztrias auf. Die beste Ausbildung findet man in der Val de Riein aufgeschlossen.

Die Stgir-Serie erscheint im oberen Carreratobel (D 11, S. 684) in einer Fazies, die am weitesten aus dem Süden stammen dürfte. Die sandigen Bänke sind reduziert und vorwiegend feinkörnig, dafür treten die grauen Kalke und Kalkschiefer, die an diejenigen der Inferno-Serie erinnern, in den Vordergrund. Im Versamer Tobel ist die Pianca-Schuppe nicht mehr aufgeschlossen. Vermutlich enthält sie dort nur noch einen geringen Anteil an groben detritischen Sedimenten und tritt daher morphologisch und tektonisch nicht mehr in Erscheinung.

### 5. Die Giera-Schuppe[17])

Bei Giera treten über der Scopi-Zone Gesteine auf, die nicht mehr zur Stgir-Serie dieser Zone gehören können. Weiter östlich im Carreratobel erhält man Einblick in die Struktur dieses Elementes, das dort zwischen der Pianca-Schuppe und der Scopi-Zone liegt. Im unteren Teil (E 11, S. 683) erkennt man eine normale Abfolge von Stgir- und Inferno-Serie und Riein-Schichten. Die Aufschlüsse sind im oberen Teil der Schlucht nur schlecht zugänglich, so dass nicht entschieden werden kann, ob eine einfache Schuppe oder eine Mulde vorliegt. Die Stellung lässt sich trotzdem mit derjenigen der Puzzatscher oder der Zamuor-Schuppe vergleichen, obwohl eine direkte Parallelisation über eine so grosse Distanz unsinnig ist.

Die Ausbildung der Stgir-Serie und das Auftreten der Riein-Schichten ist vergleichbar mit der Fazies dieser Gesteine in der Pianca-Schuppe, wie sie weiter im Westen auftritt (D 9). Die Giera-Schuppe erhält dadurch in fazieller und in tektonischer Hinsicht eine Mittelstellung zwischen der Pianca-Schuppe und der Scopi-Zone. Sie bildet, ähnlich wie die Puzzatscher Schuppe, zusammen mit der Scopi-Zone eine nach Norden überkippte Antiklinale.

Unter der Brücke von Versam tritt die Giera-Schuppe zum letztenmal auf. Sie bildet jenen Sporn, auf dem die Brücke ruht. NABHOLZ (1948 a) rechnet diese Gesteine noch zu der Scopi-Zone, obwohl sie eine normale Folge der Serien in aufrechter Lage enthalten.

Die Giera-Schuppe, die erst östlich von Ilanz auftritt, ersetzt sicher zu einem Teil die Pianca-Schuppe, die im unteren Safiental nicht mehr ansteht.

---

[17]) Benannt nach dem Hof Giera, ca. 6 km östlich von Ilanz, auf dem nördlichsten Vorsprung der Terrasse von Riein – Darpinaus – Dutjen.

## 6. Die Triaszüge

Die trennenden Triaslamellen bestehen zur Hauptsache aus Quartenschiefern, Dolomitschiefern, Gipslinsen und Quarziten der oberen Trias. Die Mächtigkeit variiert äusserst stark. Die gleiche Lamelle kann in einem Profil durch ein 20 m dickes Paket von Trias vertreten sein, und an einer benachbarten Stelle lediglich einen handbreiten Zug von hellgrünen Serizitphylliten enthalten. Häufig treten Perlschnurgebilde auf: Ein dünner, vielleicht 1 m breiter Zug von Phylliten und Dolomitschiefern enthält im Abstand von 10 bis 100 m Quarzitblöcke, die einen Durchmesser von bis zu 10 m erreichen können. Der Triaszug tritt somit morphologisch wenig in Erscheinung, abgesehen von den groben Blöcken, die zu einzelnen Türmen herauserodiert wurden. In den Zerrklüften dieser Blöcke sind Quarzkristalle sehr häufig. In den Schieferzonen der Trias und in den benachbarten Lias-Schiefern treten die Chloritoidschiefer besonders zahlreich auf.

An verschiedenen Stellen sind die Triaszüge nicht einheitlich, sondern bestehen aus mehreren Horizonten, zwischen denen Pakete von Liasgesteinen schwimmen (Fig. 2, S. 668).

### Der Triaszug von Peiden

Er tritt auch bei Uors und bei der Pitascher Säge auf. In den bisherigen Bearbeitungen wurde er meistens als mehrfacher Zug geschildert. Die Achsenprojektion (Taf. IV) zeigt jedoch, dass es sich immer um den gleichen durchgehenden Zug handelt, der höchstens geringe lokale Verschuppungen aufweist (z. B. in der unteren Val de Pitasch). Er stellt gleichzeitig die Basis der verkehrt liegenden Scopi-Zone und diejenige der normal liegenden Pianca-Schuppe dar. Somit ist er als Antiklinalkern der überkippten Deckfalte der gotthardmassivischen Sedimente zu betrachten. Im Westen existieren zwischen den vier tektonischen Elementen drei selbständige Triaszüge, die bis in die Val Camadra verfolgt werden können. Alle diese Triaslamellen sind als östliche Fortsetzung der mächtigen Trias-Aufwölbung in der Val di Campo zu betrachten (J. D. Frey, 1960, und A. Baumer et al., 1961).

### Die Grenztrias

Sie liegt an der Basis der tiefsten, schiefrigen Lugnezerschiefer, mit denen sie verschuppt ist. Sie bildet damit die Grenze zwischen dem Ultrahelvetikum und dem Penninikum. Sicher haben in diesen stark verschieferten Partien die hauptsächlichsten Überschiebungen stattgefunden. Die Ausbildung der Trias unterscheidet sich kaum von derjenigen der weiter nördlich gelegenen Triaszüge. Einzig in der Val Uastg treten in der Grenztrias Lagen von Breccien mit grauen Dolomitkomponenten auf. Die Grenztrias ist an den meisten Orten als einfacher Zug ausgebildet, der lokal mit dem Hangenden verschuppt ist. Einzig im Carreratobel tritt eine mehrfache Verschuppung mit mächtigen Paketen der basalen Lugnezerschiefer ein (Taf. IV).

## 7. Die Lugnezerschiefer

Die Hauptmasse der monotonen Lugnezerschiefer, die Kopp (1925) tektonisch abgrenzte, liegt ausserhalb des Untersuchungsgebietes. In den verschiedenen Profilen war es mir einzig möglich, jeweils die untersten Partien dieser tektonisch

höheren Einheit zu betrachten. Dabei zeigte sich, dass lithologisch ein basaler Teil in einer mehr schieferigen Ausbildung von den monotonen gebänderten Sandkalken der eigentlichen Lugnezerschiefer abgetrennt werden kann. Im SW des Untersuchungsgebietes, am Piz de Canal ist diese basale Zone nur etwa 50 m mächtig und bildet einen zackigen Zahn im Grat. Die Mächtigkeit schwankt stark. An einigen Stellen ist die basale Zone nicht mehr vorhanden. Im Carreratobel ist sie tektonisch stark angehäuft; es lässt sich eine sechsfache Repetition der Trias beobachten. Dabei zeigen sich Gesteine, die im Gegensatz zu den eigentlichen Lugnezerschiefern lithologisch gliederbar sind. Es erscheinen z. B. schwarze Tonschiefer mit einzelnen dünnen, schwarzen Dolomitlagen oder mit zahlreichen feinen Sandlinsen. Diese schwarzen Dolomite sind vergleichbar mit denjenigen im nördlicheren Teil des Carreratobels, wo sie innerhalb der höheren Serien der Giera-Schuppe auftreten. Im Gegensatz zu den unterhalb der Grenztrias anstehenden Gesteinen tritt in den feinsandigen Schichten der basalen Lugnezerschiefer häufig neogener Albit auf. Im obersten Carreratobel erscheint ein dünner Breccienhorizont mit dunklen, dolomitischen Komponenten, der auch im untersten Safiental anstehend ist. Diese basale schiefrige Partie der Lugnezerschiefer, die im frontalen Teil mehrfach mit Trias verschuppt ist, gehört möglicherweise tektonisch nicht mehr direkt zu der Hauptmasse der Lugnezerschiefer.

## 8. Die Kontakte

Die frischen Aufschlüsse in den Bachrunsen, entlang denen die Profile aufgenommen wurden, gestatten ein gutes Studium der Kontakte. Die unterschiedliche Farbe der Lias- und der Trias-Gesteine erlaubt eine sehr gute Übersicht über die Verhältnisse. Die dünnen Lamellen von hellgrünen Triasphylliten, welche die einzelnen Schuppen trennen, sind in der Val de Silgin und auch im oberen Teil der Val Seranastga gut zugänglich. Fig. 20 zeigt eine solche Triaszone, die zwei Pakete von Gesteinen der Stgir-Serie trennt.

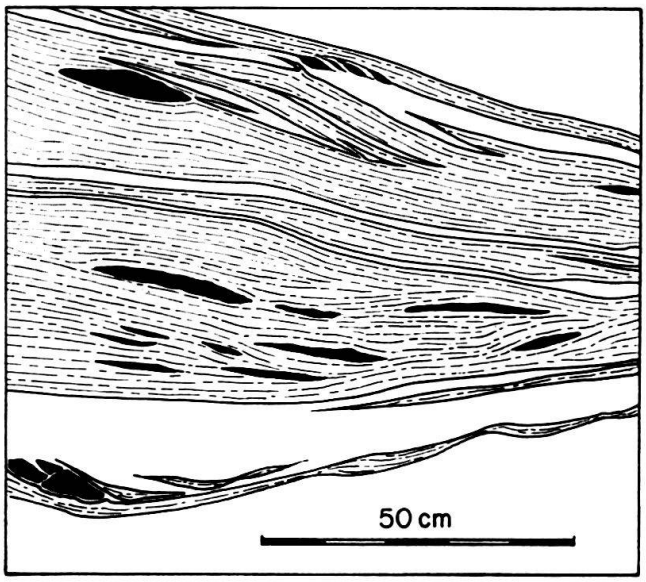



Fig. 20. Triaslamelle zwischen zwei Schuppen von Liassandkalken (weiss). Die grünen Phyllite der Trias sind gestrichelt dargestellt, die Quarzrekristallisationen schwarz. Val Seranastga.

Die Überschiebungen waren verbunden mit dem Auftreten eines starken, annähernd schichtparallelen Clivages und einer Serizitisierung. Die Regionalmetamorphose hat die Spuren der Kataklase ganz verwischt. Die spätere Verfaltung hat die Struktur nur noch schwach beeinflusst, so dass die tektonischen Kontakte heute wie stratigraphisch normale Abfolgen von Schichten aussehen können. Die häufigen Rekristallisationen von Quarz stellen Füllungen alter Zerrklüfte dar.

Eine ursprüngliche Diskordanz der Schichtflächen ist kaum noch zu entdecken. An einigen Stellen, an denen man glaubt, eine solche beobachten zu können, handelt es sich meistens um Clivageflächen, die an lithologischen Diskontinuitätsflächen gebrochen werden. Die Deformationen beschränken sich nicht nur auf einzelne tektonische Flächen, wie dies in Gebieten mit geringerer Überlagerung der Fall ist. Die stark deformierten Ooide (Fig. 25, S. 736), die nicht in unmittelbarer Nähe einer Überschiebungsfläche lagen, beweisen, dass eine Deformation des ganzen Gesteinskomplexes stattgefunden haben muss. Die Differentialbewegung verteilte sich über den gesamten, stark verschieferten Komplex der ultrahelvetischen, gotthardmassivischen Sedimente.

Angesichts dieser Kontaktverhältnisse erinnert man sich an den Versuch Alb. Heims (1891), die Triaszüge von Peiden – Piz Zamuor als normale sedimentäre Einschaltungen in den «Bündnerschiefern» zu erklären.

## B. KLEINTEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN

Die gefügekundlichen Untersuchungen wurden zuerst im Lepontin von E. Wenk (1953ff.) aufgenommen. In den angrenzenden Gebieten wurden die Studien in dieser Richtung etwas später begonnen.

Eine Übersicht über die Gefügeuntersuchungen im ganzen Gebiet des Gotthard-Massivs gibt A. Kvale (1957) in der vorläufigen Mitteilung über seine Untersuchungen zu diesem Thema. Seine ausführliche Arbeit stellt er in Aussicht. Wunderlich (1957, 1958) und Plessmann (1957 a, 1958) untersuchten besonders die Sedimenthülle des Gotthard-Massivs und die Fossildeformation. Nickel (1960) zog seine tektonischen Schlüsse aus einem fraglichen Belemnitenfund in den Gneisen von Frodalera. In den penninischen Bündnerschiefern der Adula-Decke hat Jäckli (1959) strukturelle Untersuchungen vorgenommen.

Das Hauptgewicht meiner Untersuchungen liegt bei den Feldbeobachtungen. Auf Gefügeuntersuchungen wurde aus Zeitgründen verzichtet.

Die mehrphasige Beanspruchung der Gesteine im Untersuchungsgebiet hat eine grosse Anzahl von Spuren hinterlassen. Neben einer auffälligen, E-W verlaufenden Faltung, die von einer intensiven Kleinfältelung begleitet ist, lassen sich auf den isoklinal gegen SSE einfallenden Schichten noch N-S verlaufende Lineationen erkennen. Um keine unsicheren Werte zu erhalten, wurden die Messungen auf sicher anstehende Gebiete beschränkt. An jedem Messpunkt wurden möglichst viele Messungen von verschiedenartigen Elementen gemacht; dabei konnte eine relativ gute Konstanz der Richtungen im ganzen Untersuchungsgebiet festgestellt werden.

## Die Schichtflächen

Die Schichtflächen fallen im ganzen Gebiet mit 30°–50° gegen SSE. Die Pole der Schichtflächen sind im Wulffschen Netz (untere Halbkugel) eingetragen (Fig. 21). Die Punkte streuen um die Faltenachse B II der späten Verfaltung. Die stärkere Streuung, senkrecht dazu, stellt vermutlich eine Anpassung der Schichtflächen an das nach Osten abtauchende Gotthard-Massiv dar; denn besonders in den östlichen Gebieten fallen die Schichten mehr in südlicher Richtung ein.

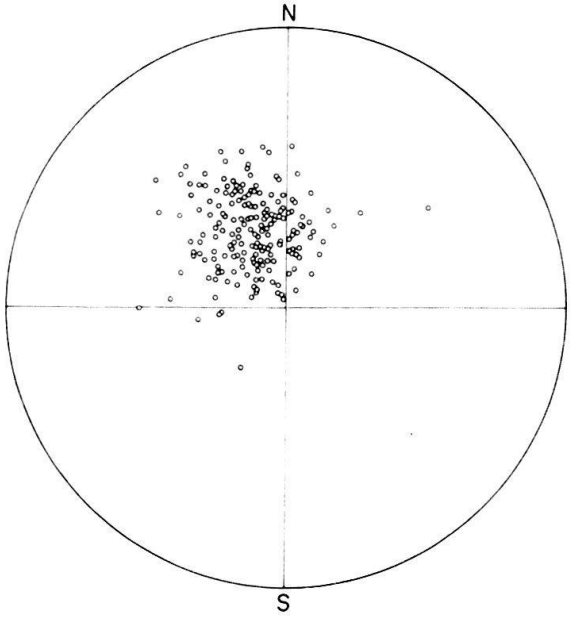



Fig. 21. Pole der Schichtflächen
Wulffsches Netz, untere Halbkugel

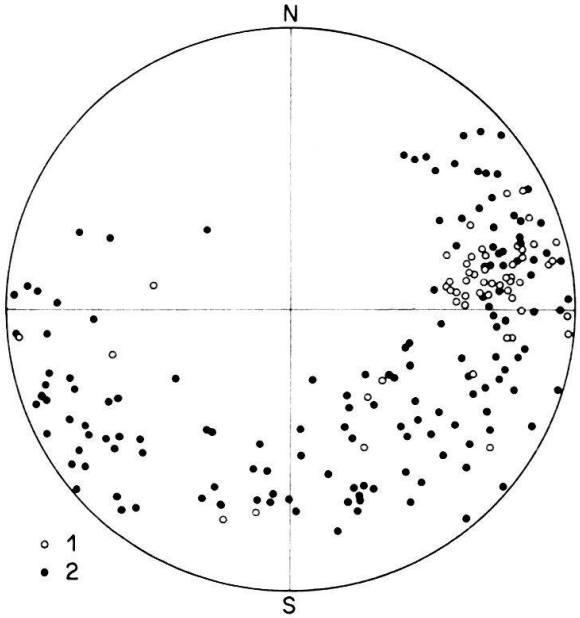



Fig. 22. Faltenachsen und Kleinfalten. 1 westlich von Uors. 2 östlich von Uors
Wulffsches Netz, untere Halbkugel

## Faltenachsen B II

Die auffälligsten Faltenachsen sind im dm–m-Bereich und haben im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes ein mittleres Fallen von 75°/25° (25° nach N 75° E), das sich gegen Osten etwas verflacht. Im Wulffschen Netz (Fig. 22) fällt sofort die Streuung der Messpunkte auf einem Grosskreis auf. Dieser Kreis entspricht der Projektion der Schichtfläche. Die Messungen westlich des Valserrheines liegen zum grössten Teil nahe beisammen. Östlich des Valserrheines streuen die Faltenachsen im Bereich der Schichtflächen.

## Kleinfältelung

Parallel zu den Faltenachsen B II entstanden, besonders in den weichen Schieferlagen, sehr häufig Kleinfältelungen. Dabei handelt es sich um eine Lineation, die als Intersektion der Schichtung mit den Clivageflächen gedeutet werden kann. In den massigen Bänken ist sie nur schwach ausgebildet. Diese Erscheinung ist in Fig. 9 (S. 696) in einem Schnitt senkrecht zur Fältelungsachse zu sehen.

Die Faltenachsen B II und die parallele Kleinfältelung sind jünger als die hauptsächlichen Überschiebungen und das dabei entstandene Linear I.

## Lineationen (Linear I)

Neben der Kleinfältelung tritt an verschiedenen Stellen eine zweite Lineation auf, die auf den Schichtflächen mit 20°–50° gegen SSW einfällt. In der gebänderten unteren Inferno-Serie erfasst sie, im Gegensatz zur Kleinfältelung, besonders die harten Bänke, auf deren Oberfläche sie als starke Striemung erkannt werden kann. Wenn sie am gleichen Handstück zusammen mit der Kleinfältelung auftritt, ist es meist schwierig zu entscheiden, welches die ältere Form sei. Im Dünnschliff kann man beobachten, dass die ältere Verschieferung (Linear I nach WUNDERLICH und PLESSMANN, 1957, 1958) an den jüngeren Clivage-Flächen von B II versetzt wird (Fig. 9, S. 696).

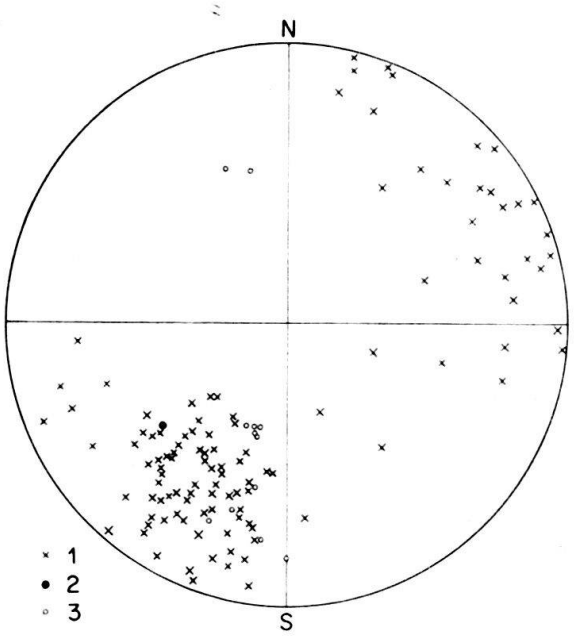



Fig. 23. Lineationen, Ooiddeformation und Clivageflächen
1 Lineationen (Linear I)
2 Ooiddeformation, längste Ellipsoid-Achse a
3 Clivageflächen (Pole)
Wulffsches Netz, untere Halbkugel

Die Messung der deformierten Ooide ergab eine Übereinstimmung der Orientierung von Linear I mit derjenigen der längsten Ooidachse (Fig. 23). Es handelt sich bei Linear I, wie WUNDERLICH (1958) mit Deformationsmessungen an Belemniten beweisen konnte, um eine Streckung in der a-Richtung nach SANDER. Diese SSW-NNE-Richtung darf vermutlich mit der hauptsächlichen Überschiebungsrichtung der höheren Decken in Zusammenhang gebracht werden. Das Linear I ist identisch mit dem Linear I von WUNDERLICH und PLESSMANN (1957, 1958), das im zentralen Gotthard-Massiv einen N-S-Verlauf hat. Entlang dieser Richtung wurden auch die grössten Deformationen von Belemniten festgestellt (ALB. HEIM, 1878; WUNDERLICH, 1958).

Das Linear I tritt sowohl in der Trias und im ultrahelvetischen Lias wie auch in den basalen schiefrigen Lugnezerschiefern auf. Vermutlich entstand diese Verschieferung bei einer wichtigen Überschiebungsphase. Vorangehend mussten die tektonischen Elemente von Süden herangeschoben und die Scopi-Zone in ihre verkehrte Lage gebracht werden. Diese frühe Phase entspricht eventuell jener ältesten Verformung, die PLESSMANN (1957 a) als «Aufrichtung, Verschuppung und flachachsige Verfaltung der Sediment-Serien» darstellt. Wie weit es sich um effektiv getrennte Phasen handelt, lässt sich hier nicht entscheiden.

### Clivageflächen

Messbare Clivageflächen treten nicht häufig auf. In der frühen Phase (Linear I) war die Verschieferung so stark, dass die Schieferungsflächen mit den Schichtflächen nur einen kleinen Winkel bildeten. Die Pole der wenigen, in den harten Bänken auftretenden Clivageflächen sind in Fig. 23 eingetragen.

## Messung der Deformation an Ooiden

E. CLOOS (1947) hat auf Grund von Deformationsmessungen an Ooiden ein grösseres Gebiet tektonisch analysiert. W. K. NABHOLZ (1948 a) regte darauf eine Untersuchung der gotthardmassivischen Sedimente in dieser Hinsicht an.

Die Deformation der Ooide ist nicht immer proportional zu der Verformung des gesamten Gesteins. Die dolomitischen Ooide sind wesentlich resistenter als

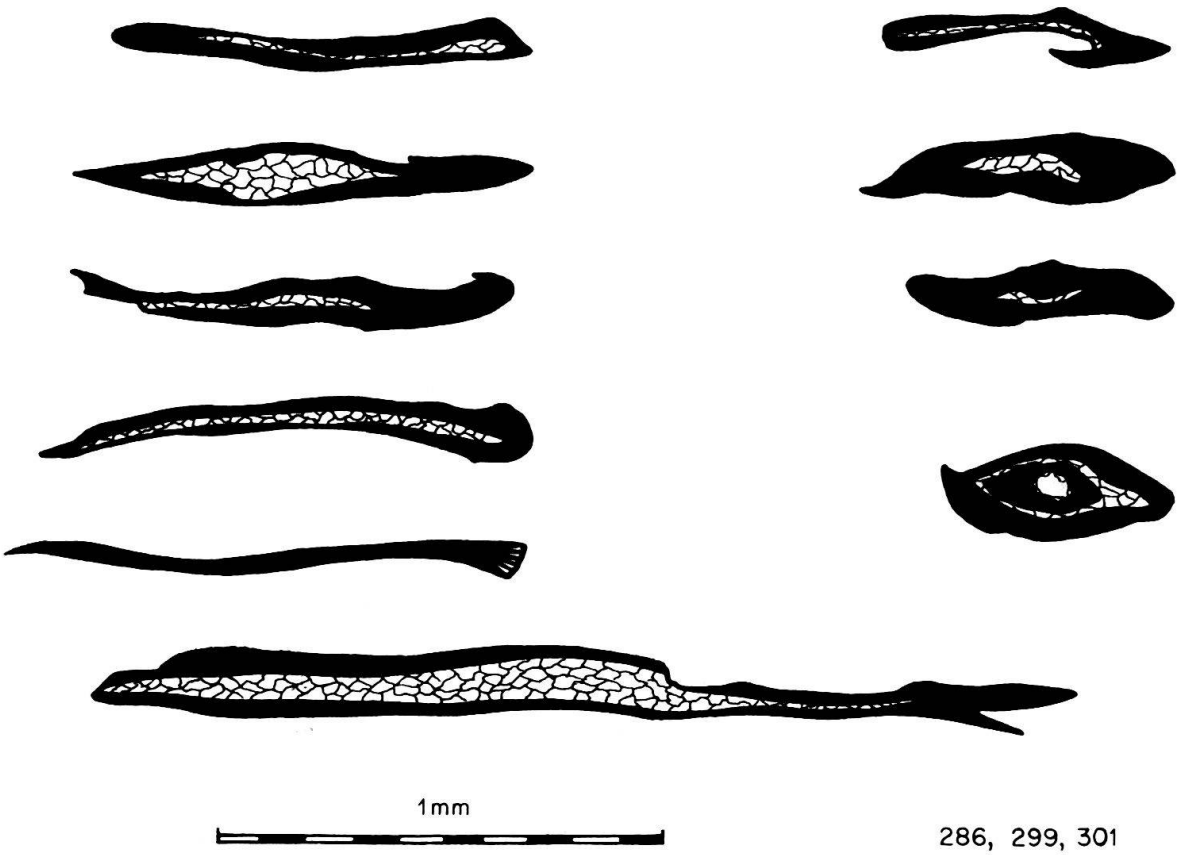



Fig. 24. Längsschnitte durch deformierte schwarze Ooide.

die sie umgebende kalkige Matrix. Sie werden nicht plastisch deformiert, sondern in einzelne Bruchstücke zerrissen und sind daher schlecht für solche Messungen zu gebrauchen. Im Dünnschliff (Fig. 12, S. 708; Fig. 13, S. 709; Fig. 26, S. 740) zeigt sich ausserdem eine starke Abhängigkeit der Deformation vom Grad der Dolomitisation. Die schwarzen, pyritischen Ooide haben eine Festigkeit, die nur wenig geringer ist als diejenige der Kalktonschiefer-Grundmasse. Ihr Nachteil liegt darin, dass sie im Felde kaum zu erkennen sind. In den Dünnschliffen zeigt sich (Fig. 13, S. 709), dass häufig eine zu starke Streckung und Auswalzung die ursprüngliche Form nicht mehr erkennen lässt. Fig. 24 zeigt einzelne, noch rekonstruierbare Ooide, die aber in den verschieferten Oolithen nur selten auftreten.

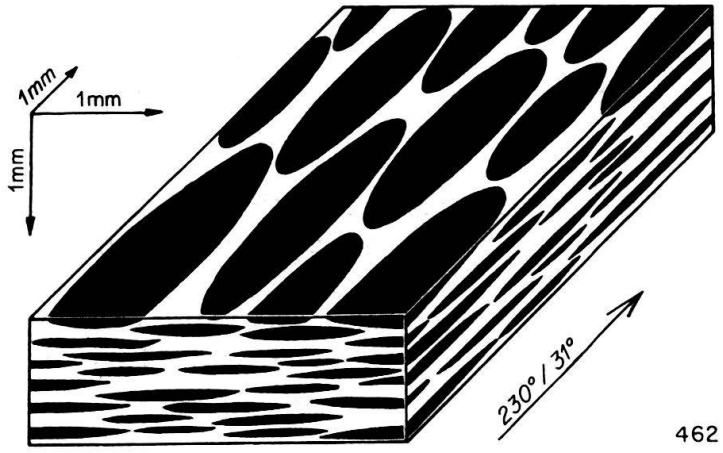



Fig. 25. Schematische Darstellung der Deformation von schwarzen Ooiden. Die längste Ellipsoid-Achse liegt parallel zu Linear I.

An einer Stelle (Val de Silgin) fand sich ein Handstück, das orientiert geschlagen werden konnte und dessen Ooide von blossem Auge erkennbar waren. Die Matrix wies an der Oberfläche eine leichte Braunfärbung auf, die eine direkte Vermessung der Ooide unter dem Binokular gestattete. Eine Vermessung der Ellipsoid-Achsen in Schnitten senkrecht und parallel zur längsten Achse und zur Schieferung ergab folgende Mittelwerte:

$$a : b : c = 4{,}0 \text{ mm} : 1{,}0 \text{ mm} : 0{,}1 \text{ mm}$$

Die Richtung von a liegt mit 230°/30° fast parallel zum Linear I (Fig. 25) und somit auch in der gleichen Richtung wie die stärkste Streckung der Belemniten (Wunderlich, 1958). Dieses Linear I entstand durch eine Streckung in a-Richtung nach Sander, bei der die Ooide eine Deformation von 440% erfahren haben. (Berechnungsmethode nach E. Cloos, 1947, S. 862)[18]). In der b-Richtung entstand ebenfalls eine Streckung, die aber nur 35% beträgt. Die Achsen a und b liegen in der Clivage-Ebene, die hier in den meisten Fällen annähernd parallel zu den Schichtflächen liegt.

[18]) Aus den drei Radien berechnet man das Volumen des Ellipsoides. Daraus erhält man den Radius der volumengleichen Kugel, der als Radius des undeformierten Ooides angenommen wird. Durch den Vergleich mit den Ellipsoidradien erhält man die prozentuale Deformation in den verschiedenen Richtungen.

Die Deformation entstand vermutlich bei der Überschiebung der penninischen und der höheren Decken. Sie ist wahrscheinlich älter als die Faltung B II mit den E-W verlaufenden Faltenachsen. Die Streckung der Ooide ist gross, doch dürfte das Maximum der Verschieferung noch beträchtlich höher liegen. Die eher massig wirkenden Oolithbänke weisen meist Ooide auf, die viel stärker, bis zur Unkenntlichkeit zerrissen worden sind. Dabei treten Serizitlagen nur sehr selten auf. Die maximale Längung weisen sicher die Serizitphyllite der oberen Trias in den Schuppen auf. Eine Abschätzung der Verformung liesse sich aus der ursprünglichen Mächtigkeit der oberen Trias (S. 695) errechnen, doch sind schon diese Beträge sehr spekulativ und zeigen nur die Grössenordnung der Deformation.

Eine Abschätzung der Bewegungsbeträge ermöglicht folgende Überlegung: Ein kugelförmiges Ooid vom Radius 0,37 mm (Radius der inhaltsgleichen Kugel wie das Ellipsoid 4,0 mm : 1,0 mm : 0,1 mm) wird zu einem Ellipsoid mit obigen Achsen verformt. Die Mächtigkeit der gesamten gotthardmassivischen Sedimente beträgt rund 1000 m; davon sind ca. 250 m viel resistentere Gesteine (obere Stgir-Serie). Um in den darunterliegenden Gesteinen eine solche Deformation, wie sie die Oolithe erfahren haben, hervorzurufen, brauchte es eine Überschiebung von etwa 30 km. Dabei müsste der ursprüngliche 5,5 km mächtige Stapel von Sedimenten (Scopi-Zone und Schuppen) auf die heutige Mächtigkeit von rund 1 km ausgewalzt werden.

## Brüche

Das Untersuchungsgebiet wird von drei Systemen von Brüchen durchzogen, die sich alle im kristallinen Untergrund gut, und in der Schieferhülle nur schlecht verfolgen lassen. Am besten sind diese Störungszonen auf Luftaufnahmen zu sehen.

Die meisten Brüche stehen steil und verlaufen in E-W-Richtung. Streuungen bis gegen ESE-WNW sind häufig. Im Gebiet der Terrihütte hat der Gletscher die Brüche, die sich unter spitzem Winkel schneiden, zu einer prächtigen Rundhöckerlandschaft herausgearbeitet. Vermutlich handelt es sich bei diesen Brüchen um ganz junge Bewegungen, denn an verschiedenen Stellen kann man auf Luftphotos Lokalmoränen entdecken, die an solchen Störungen versetzt wurden. Eine verbreitete Erscheinung ist die Begrenzung von Rutschungen und Sackungsanrissen durch Ebenen, die parallel zu einem System von Brüchen verlaufen.

Das 2. System von Störungen verläuft nahezu N-S. Es zeigt sich vorwiegend im kristallinen Unterbau des Piz de Vrin und bei Plaun de Cistagls. Der Verlauf der Westwand am Südgrat des Piz de Vrin ist durch diese Richtung massgebend beeinflusst worden. Die südliche und die nördliche Fortsetzung dieser Störungszone ist morphologisch gut erkennbar.

Im steilen Abhang gegenüber von Vrin erkennt man die Runsen, die i. a. Brüchen mit NW-SE-Verlauf folgen. Die Täler nördlich des Piz Ault, wie z. B. Val Seranastga und Val de Silgin sind parallel dazu angelegt.

## C. ZEITLICHER ABLAUF DER TEKTONISCHEN EREIGNISSE

Die Unterteilung des kontinuierlichen Vorgangs in einzelne Abschnitte ist künstlich, besonders da die erste Phase infolge der starken Überprägung durch die späteren in ihrem Ablauf schlecht verfolgt werden kann. Die verschiedenen Phasen entsprechen vermutlich denen, die PLESSMANN (1958) am Westrand des Gotthard-Massivs beschrieben hat.

Im Verlauf einer frühen Phase wurden die Sedimente auf der Südseite des Gotthard-Massivs im Niveau der oberen Trias von ihrem Untergrund abgeschert und gegen Norden gepresst. Die Scopi-Zone muss dabei bereits in verkehrter Lage auf das Massiv geschoben worden sein, und ihr Nordschenkel muss gleichzeitig oder vorher abgewandert (oder aberodiert? worden) sein, während sich die Schuppen als Sättel und Mulden entwickelten.

Die Überschiebung der penninischen Bündnerschiefer oder Decken samt der Pianca-Schuppe führte sodann zu einer intensiven Verschieferung der Gesteine parallel zum Linear I in SSW-NNE-Richtung. Im Verlauf der Überschiebung oder nachher trat im ganzen Untersuchungsgebiet eine Regionalmetamorphose ein, welche die Bildung von Chloritoid verursachte. Die einzelnen Rosetten dieses Minerals (Fig. 29, S. 741) erwecken den Eindruck, als wären sie deutlich nach der Verschieferung entstanden. Der Grad der Metamorphose nimmt gegen SW zu, wobei die Linien gleicher Metamorphose schief zu den tektonischen Grenzen verlaufen (E. WENK, 1962, und E. NIGGLI, 1960).

Eine Faltung, die das ganze Gebiet mit heute 15°–25° steil gegen Osten einfallenden Achsen (B II) überprägte, ist vermutlich gleichaltrig oder eher jünger als das Linear I. Die stark verschieferten Oolithe werden in den dm–m-Falten verbogen. Die treppenförmigen Stufen des Gotthard-Massivs tauchen stellenweise mit der gleichen Richtung wie B II gegen Osten ab. Daher wurde diese Richtung auch für die Konstruktion der Projektion auf Tafel IV verwendet. Das generelle Ostfallen dieser Achsen könnte eine Folge von späten Hebungen des Massivs sein.

## D. DIE METAMORPHOSE

Um das Verhalten der Gesteine bei der Metamorphose studieren zu können, vergleichen wir die epimetamorphen Gesteine des gotthardmassivischen Sedimentmantels am besten mit den wenig umgewandelten Serien des Glarner Lias (TRÜMPY, 1949). Dabei erkennen wir folgende Reaktionen:

Quarz und Kalzit wurden zerbrochen und später von der Rekristallisation erfasst, so dass die ursprüngliche Grösse und Form der Körner nur noch an Kränzen von Einschlüssen erkannt werden kann. In den Kalksandsteinen bildet der Kalzit Lagen und linsenförmige Nester, die mit feinverzweigten Ausläufern zwischen die Quarzkörner hineingreifen. In Kalken ist er bei geringem Serizit- und Pigmentgehalt grob rekristallisiert. In pigmentreichen Gesteinen ist die Rekristallisation geringer. Der Dolomit, der an der Oberfläche braun anwittert, ist gegenüber der Verschieferung meistens resistent. Crinoidenreste, die eine leicht dolomitische Zusammensetzung haben, wurden weder deformiert noch zerbrochen. Grosse detritische Dolomitkörner liessen sich nicht verformen; sie zerbrachen in

kleine Trümmer. Der seltene neogene Dolomit (Fig. 8, S. 696) hat zahlreiche Einschlüsse und lässt eine idiomorphe Entwicklung erkennen.

Die Tonschiefer und die tonigen Lagen sind restlos zu Serizitphylliten umgewandelt. Darin erscheinen häufig die Chloritoid-Porphyroblasten, die aus Fe- und Mg-haltigen Tonmineralien entstanden. HALFERDAHL (1961) erwähnt als Beispiel einer möglichen Bildung von Chloritoid folgende Reaktion:

$$\text{Montmorillonit} + \text{Chamosit} = \text{Chloritoid} + H_2O$$

Die tonigen Lagen waren von allen Gesteinen am stärksten pigmentiert; deshalb weisen die Serizitphyllite und die Zonen mit Chloritoid auch heute noch eine intensive Schwarzfärbung auf. Der organische Bestandteil des Pigmentes (S. 725), der den überwiegenden Teil darstellt, weist eine grosse Widerstandsfähigkeit gegenüber metamorphosierenden Prozessen auf. Der Anteil, der aus Schwermetall-Sulfiden besteht, ist hingegen einer Rekristallisation unterworfen.

Neogene Feldspäte treten in den jurassischen Schiefern des ganzen Untersuchungsgebietes nicht auf. Die einzigen Spuren, die in über 300 Dünnschliffen[19]) entdeckt werden konnten, bestanden aus frischen Albiträndern an den stark zersetzten detritischen Feldspäten der Riein-Schichten. In den Lugnezerschiefern finden sich hingegen bereits in den basalen schieferigen Partien neugebildete Albite. Sie konnten beim Piz de Canal wie im Carreratobel beobachtet werden. In den ultrahelvetischen Serien des unteren Wallis (P. E. FRICKER, 1960, und K. GRASMÜCK, 1961) tritt neogener Albit nur selten auf. Doch lassen sich Gebiete, die nicht den gleichen Metamorphosegrad erreichten, nicht gut miteinander vergleichen.

Die Blaufärbung der rekristallisierten Kalzite in der Trias am Greinapass und in den Triaslamellen im NW-Grat des Piz Ner ist ein ungelöstes Problem. Die Möglichkeit besteht, dass die Kalzite durch Entdolomitisierung (SHEARMANN, KHOURI and TAHA, 1961) entstanden sind. Eine Dedolomitisation unter Einfluss von Sulfatlösungen ist insofern naheliegend, als an verschiedenen Stellen der Trias Gips auftritt. Die Blaufärbung könnte auch durch feinst verteiltes Pigment hervorgerufen werden, oder ein rein optisches Phänomen darstellen, das durch die Verbiegung der Kristalle oder durch reliktische Fremdionen entstanden ist. Die blauen Rekristallisate erinnern an die Kalzitkristalle in den «Tüpfelschiefern» (KOPP, 1925). In den Lugnezerschiefern zeigen diese bläulichen, mm-grossen Tüpfel, die in einer Grundmasse von Quarz und weissem Kalzit ruhen, Formen, die an idiomorphe Karbonatkristalle erinnern. Die Entstehung soll nach STREIFF (1939) durch eine dreischarige Klüftung erklärt werden. Eine Entstehung durch Sammelkristallisation scheint uns mindestens ebenso wahrscheinlich. Ob dabei Entdolomitisierungs-Erscheinungen im Spiel sind, kann nicht entschieden werden.

Die Texturen der Gesteine auf der Südseite des Gotthard-Massivs wurden durch die Verschieferung, die Rekristallisation und die Verfaltung geprägt. Dabei sind die primären Sedimentations-Texturen verwischt worden. Kreuzschichtungen und Ripple-marks wurden durch die starken Deformationen bis zur Unkenntlichkeit verzerrt. Anschliessend an die starke Verschieferung hat die Blastese die

---

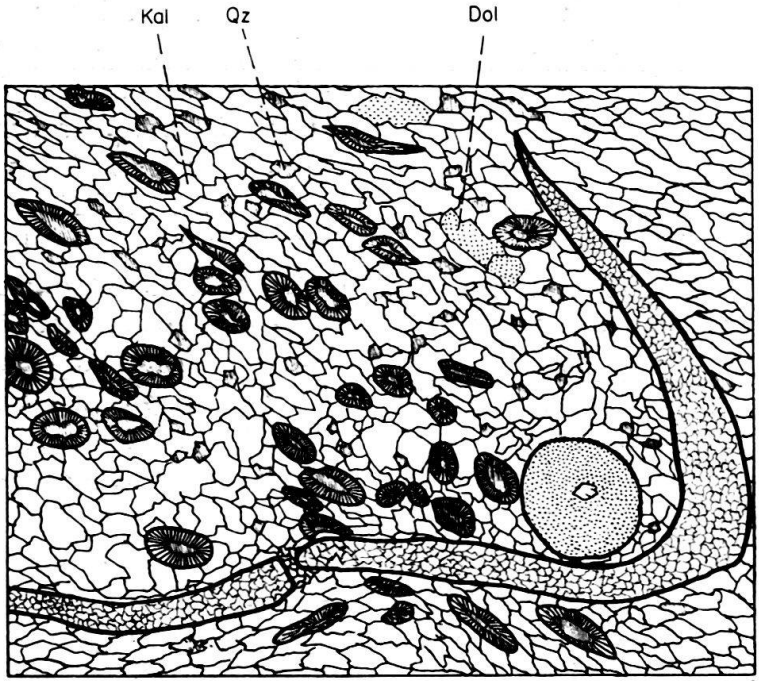
[19]) Die Herstellung zahlreicher Dünnschliffe verdanke ich den Herren G. RÜFENACHT und M. ZUBER.

vorausgegangene Mylonitisierung verwischt, so dass infolge der Rekristallisation die früheren Bewegungshorizonte und Schieferzonen kaum mehr erkannt werden können.

## Fossilien bei der Metamorphose

Das Verhalten von Fossilien bei einer Metamorphose bietet eine gute Möglichkeit, die metamorphosierenden Vorgänge zu studieren. Die Makrofossilien im metamorphen gotthardmassivischen Mesozoikum am Scopi (ALB. HEIM, 1891) und am Nufenenpass (SALOMON, 1912) weckten stets das Interesse der Geologen. Im Gebiet östlich der Val Camadra haben ALB. HEIM (1878, 1891), NABHOLZ (1943, 1945, 1948 a, b) und ROTHPLETZ (1895) und in neuester Zeit WUNDERLICH (1958) die Fossilien beschrieben. BUCHER (1953) gibt eine allgemeine Übersicht über Fossilien in metamorphen Gesteinen. BOLLI und NABHOLZ (1959) versuchten mit neuen Methoden, Mikrofossilien aus den Bündnerschiefern zu gewinnen. Dabei stellten sie sich auch die Frage, wie weit die Fossilarmut derartiger Serien den Einwirkungen der Metamorphose zuzuschreiben sei.

Im Dünnschliff erscheinen die Fossilreste als pigmentfreie, gröber kristalline Zonen, die stets eine Verzerrung aufweisen. Pigment ist höchstens in ehemaligen Poren eingelagert, so dass dadurch eine frühere Struktur z. B. der Echinodermenreste erhalten blieb (Fig. 28, S. 741). Dolomitisierte Gebilde sind häufiger erkennbar geblieben als kalkige. Die sonst stark zerrissenen, schwarzen Ooide sind im Druckschatten von massigen Körpern (Schalenreste, Crinoiden-Stielglieder) erhalten geblieben (Fig. 13, S. 709, Fig. 26). In ganz weichen Tonschiefern haben einzelne härtere Körper die grösste Chance, die Verschieferung zu überdauern.




845 1mm

Fig. 26. Schwarze Ooide und ein Crinoiden-Stielglied, die im Druckschatten eines Schalenrests nur wenig deformiert wurden. Runcaleida-Schichten der Scopi-Zone an der Strasse Ilanz – Peidenbad.

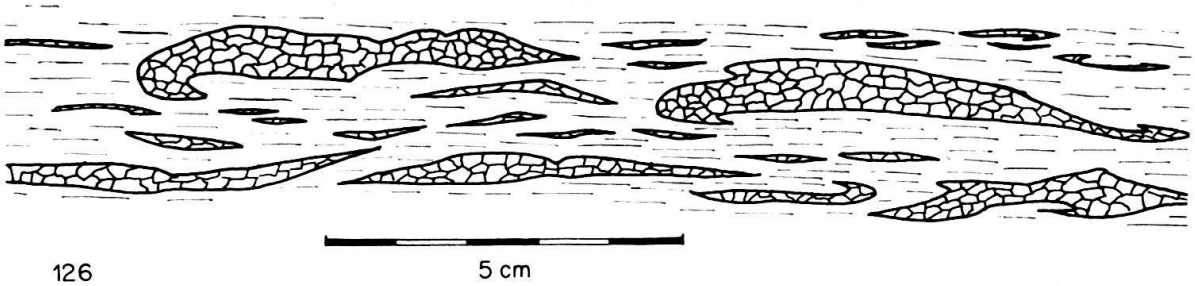



Fig. 27. Tektonisierte Lage eines oolithischen Kalkes mit dickschaligen Muscheln (*Gryphaea* sp. ?), dünnen Schalenresten und einzelnen dolomitischen Knollen. Aus dem Schutt unterhalb der W-Wand des Piz Zamuor. Vermutlich aus der Grenze zwischen unterer und oberer Stgir-Serie.

Die Makrofossilien zeigen im allgemeinen einen besseren Grad der Erhaltung: Die Belemniten, die als einfache und harte Körper in der weicheren Inferno-Serie vorkommen, haben die starken Verformungen am besten überstanden. Da sie häufig auftreten, hat WUNDERLICH (1958) ihre Deformation statistisch ausgewertet und damit die Inferno-Serie in der Val Camadra tektonisch analysiert. Die stärkste Längung zeigte sich in der N-S-Richtung parallel zum Linear I. In dieser Richtung wurden sie sehr stark zerrissen und nachträglich noch gefältelt. Die Gryphaeen haben sehr unterschiedlich reagiert. An einer Stelle sind sie praktisch nicht deformiert, obwohl sie kaum 2 km davon entfernt, innerhalb

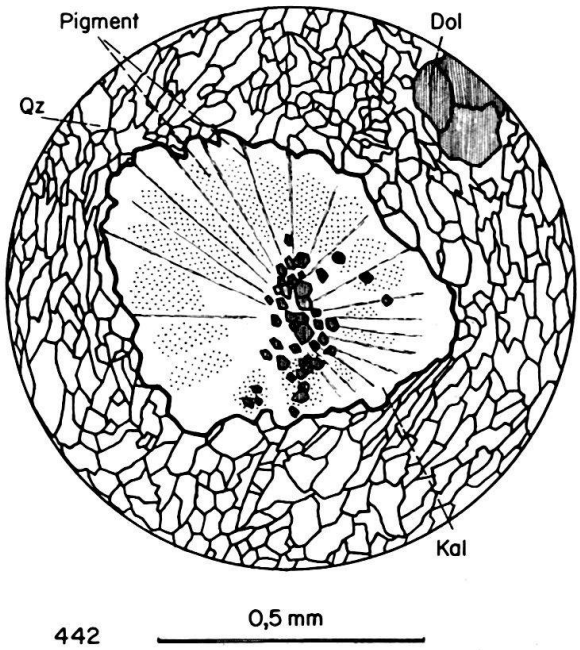



Fig. 28. Echinodermenrest (Seeigelstachel ?) mit erhaltener Struktur. Durch Einschlüsse von feinem organischem Pigment ist die Radialstruktur erhalten geblieben. Der bräunlich pigmentierte Kalzit ist punktiert dargestellt. Aus der Stgir-Serie des autochthonen Restes des N-Schenkels der Scopi-Mulde unterhalb der Brücke an der Strasse nach Surin.

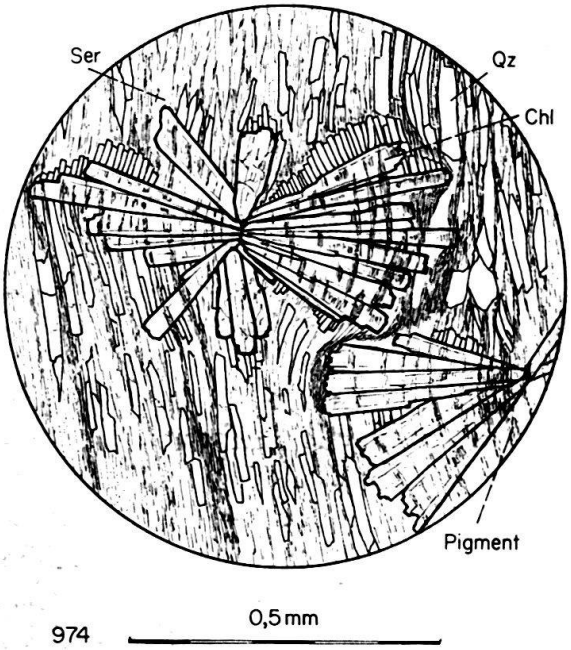



Fig. 29. Rosetten von farblosem Chloritoid in schwarzen, sandigen Tonschiefern der unteren Stgir-Serie der Scopi-Zone. Strasse von Ilanz nach Riein.

des gleichen Horizontes zu 30 cm langen, kaum deutbaren Gebilden verzerrt wurden. Die grobkristalline, bläuliche Grundmasse, die die erhaltenen Schalen bildet, wurde dabei zu einer weisslichen, feinkörnigen Masse zerbröckelt, die nur noch wenig resistenter ist als die sie umgebenden Kalkschiefer. In Fig. 27 schwimmen dicke, leicht deformierte Schalen von Muscheln neben kleinen Schalenresten in einer Grundmasse von oolithischem Kalk.

Die Ammonitenreste (Taf. I, Fig. 2) sind als gelbliche, wenig deformierte Bruchstücke aus grobem Kalzit erhalten geblieben.

Die Korallen (Taf. I, Fig. 1) wurden in den meisten Fällen zu unkenntlichen Linsen ausgewalzt. Bei einzelnen Individuen sind aber die Septen nur leicht zerbrochen, so dass die Struktur der Korallen noch deutlich zu erkennen ist.

Die Crinoidenreste wurden nicht deformiert. Auf den Schichtflächen sandiger Bänke und innerhalb von kalkigen Bänken erscheinen sie ohne sichtbare Verformung. Vermutlich ist ihre andere chemische Zusammensetzung, d. h. ihr höherer Gehalt an Fe und Mg der Grund ihrer erhöhten Stabilität.

In einer mikrobrecciösen Lage der oberen Stgir-Serie in der Pianca-Schuppe tritt in der Val de Pitasch eine cm-dünne Lage mit fossilem Holz auf. Die Zellwände bestehen ganz aus Pyrit, eine Deformation hat nicht stattgefunden. Hier haben sicher die umgebenden Quarzite die starke Belastung übernommen und damit die feine Struktur des Holzes konserviert.

## Chloritoid

Neben der starken Verschieferung erfuhr das ganze Gebiet am Südrand des Gotthard-Massivs eine regionale Metamorphose, die im Untersuchungsgebiet nur bis zur Neubildung von Chloritoid führte. C. Schmidt (1891) und später auch Nabholz (1948 a) stellten in den schwarzen Schiefern einen farblosen Sprödglimmer fest, den sie als Clintonit bestimmten. E. Niggli erkannte 1955 die feinen Plättchen als farblosen Chloritoid. Dieses Mineral wurde von P. Niggli in seiner klassischen Arbeit von 1912 aus der Urseren–Garvera-Mulde beschrieben. Im Süden erwähnt A. Gansser (1937) Chloritoid in den Bündnerschiefern am Nordrand der Tambo-Decke und neuerdings wurde er in der nördlichen Adula-Decke von van der Plas (1958) gefunden. Eine umfassende Darstellung des Minerals, speziell der optischen und röntgenographischen Daten stammt von Halferdahl (1961). Die Grundformel für Chloritoid kann wie folgt geschrieben werden (Halferdahl, 1961):

$$(Fe^{2+}\ Mg,\ Mn)\ 0 \cdot (Al,\ Fe^{3+})_2\ O_3 \cdot SiO_2 \cdot H_2O$$

In den Serizitphylliten der oberen Trias bilden die Chloritoid-Porphyroblasten sechseckige Plättchen, die im Querschnitt häufig die sanduhrförmig angeordneten Einschlüsse aufweisen (Fig. 10, S. 696). Diese Formen zeigen oft Zwillinge und sind schwach pleochroitisch. In der autochthonen Trias sind sie viel seltener als in den Triaslamellen.

In den Tonschiefern der unteren Inferno-Serie sind die einzelnen Plättchen meistens zu Rosetten angeordnet (Fig. 29). Die einzelnen Kristalle sind farblos und enthalten viele Pigmenteinschlüsse, die eine ursprünglich sedimentäre Schichtung und Schieferung abbilden. Da die einzelnen Rosetten nicht gedreht oder zer-

brochen sind, darf man annehmen, dass sie erst nach der starken Verschieferung in N-S-Richtung (parallel zu Linear I) gewachsen sind. Die oft beobachtete leichte Störung ist vermutlich auf die späte Überprägung durch B II zurückzuführen. HALFERDAHL (1961) schreibt, dass es sich bei Chloritoid nicht um ein Stress-Mineral im Sinne von HARKER handle, dass jedoch starke Schieferung, und die damit verbundenen erhöhten Lösungsumsätze wichtig für die Bildung von Chloritoid wären. Dies erklärt das häufige Auftreten des Minerals speziell in den Schuppen der gotthardmassivischen Sedimente.

VAN DER PLAS (1958) beschreibt die in der nördlichen Adula-Decke vorkommenden Chloritoidkristalle als Mischung von Individuen der triklinen und der monoklinen Modifikation. Er spricht die Vermutung aus, dass in regional weniger metamorphen Gebieten die trikline Modifikation und in den stärker metamorphen Partien die monokline Modifikation überwiege. Zur Prüfung dieser Vermutung wurden die Kristalle isoliert und röntgenographisch in dieser Hinsicht untersucht.

Die Separation wurde unter Anleitung von Herrn PD Dr. M. GRÜNENFELDER ausgeführt. Die Gesteine wurden nach der Zerkleinerung gewaschen, gesiebt und mit Bromoform und Methylenjodid in eine schwere und eine leichte Fraktion getrennt. Dabei zeigte sich, dass einzelne Proben einen Chloritoid enthielten, der ein spez. Gewicht von nur 2,8–3,2 gr/cm$^3$ aufwies. Im Magnetseparator wurden Erzkörner und Muskowit entfernt. Die Röntgenaufnahmen und ihre Auswertung wurden freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI in Bern durchgeführt. Seine Untersuchungen zeigten, dass es sich bei 8 Proben, die aus den gotthardmassivischen Sedimenten zwischen dem Scopi und Riein stammen, hauptsächlich um triklinen Chloritoid handelt.

Die regionale Verbreitung der alpin gebildeten Mineralien zeigt Zonen (E. NIGGLI, 1960, und E. WENK, 1962), die sich im Norden konzentrisch um die lepontinische Gneisregion legen. Stilpnomelan, als Vertreter der schwächsten Metamorphose, bildet einen Gürtel, der von der Zone de Ferret im Wallis über das südliche Helvetikum bis ins zentrale und östliche Graubünden reicht (A. STRECKEISEN und E. NIGGLI, 1958).

Die südlich anschliessende Zone des Chloritoides ist bei VAN DER PLAS (1958) beschrieben. Die Verbreitung reicht von den Casannaschiefern der Bernhard-Decke im Wallis über das Saastal, Furkapass, Urseren–Garvera-Mulde, Sedimente am Südrand des Gotthard-Massivs bis gegen Reichenau. Die nächst höhere Stufe der Metamorphose ist durch die Neubildung von Staurolith und Disthen gekennzeichnet. Sie tritt erst in der Gegend von Olivone auf.

Die Untersuchungen bekräftigen die Vermutung von VAN DER PLAS, dass die trikline Modifikation von Chloritoid vorwiegend in der Zone der geringeren Metamorphose auftritt.

## E. TEKTONIK. ZUSAMMENFASSUNG UND PROBLEME

Die mesozoischen Sedimente bilden am Südrand des östlichen Gotthard-Massivs eine Deckfalte mit einigen Schuppen, die wohl mit den penninischen Bündnerschiefern über das Kristallin des Massivs hinweg gepresst wurden. Da vermutlich die nördlichsten Partien des Sedimentmantels autochthon auf dem Massiv auflagern, darf man die zusammengeschobene Sedimenthülle als «parau-

tochthon» bezeichnen. Diese Sedimentbedeckung, wie sie in der Urseren–Garvera-Mulde und in der Scopi-Mulde vorliegt, verunmöglicht eine Einwurzelung der helvetischen Decken im Gebiet des Gotthard-Massivs. Nach R. TRÜMPY (1963) besteht eine Verbindung der helvetischen Decken mit dem Tavetscher Zwischenmassiv, wobei eine Annäherung des Gotthard-Massives an das Aar-Massiv von 20–30 km angenommen werden muss. Dabei drängt sich ein Zweifel am Massiv-Charakter des Gotthard-Kristallins auf.

Das Ablagerungsgebiet der Sedimente auf der Südseite des Gotthard-Massivs schliesst südlich an dasjenige der Urseren–Garvera-Mulde und des Helvetikums an. Die Gesteine stammen also aus dem südlichsten Teil der helvetischen Miogeosynklinale. Die gut gliederbare Schichtreihe lässt sich einerseits mit dem Helvetikum, anderseits mit dem Ultrahelvetikum der Westschweiz vergleichen. Das Gotthard-Massiv liegt südlich der helvetischen Wurzelzone, die nach R. TRÜMPY (1963) im Gebiet des Tavetscher Zwischenmassivs liegen muss. In seiner tektonischen Stellung ist es somit vergleichbar mit dem Mt. Chétif im Aostatal, der zum Ultrahelvetikum gerechnet werden kann (vgl. R. TRÜMPY, 1957, S. 447). Die Sedimente auf der Südseite des Gotthard-Massivs können auf Grund von lithologischen, faziellen und geometrischen Vergleichen als Ultrahelvetikum betrachtet werden.

Eine Abwicklung der zusammengeschobenen Sedimenthülle des Südabfalls des heutigen Gotthard-Massivs kann nur auf Grund vieler Hypothesen rekonstruiert werden und bleibt sehr unsicher. Das Ablagerungsgebiet der Sedimente der Pianca-Schuppe ist vermutlich ziemlich weit im Süden zu suchen. Es lässt sich nicht entscheiden, wie sich dort der kristalline Untergrund beim Zusammenschub der Sedimente verhalten hat.

Eine ungelöste Frage bildet die direkte Fortsetzung der ultrahelvetischen Elemente gegen Norden. Wie weit wurde die aus Scopi-Zone und Pianca-Schuppe gebildete Deckfalte gegen Norden gepresst? Was geschah mit den jüngeren Serien des Ultrahelvetikums? Wurden sie nicht abgelagert, oder verhielten sie sich anders als die liasischen Gesteine und wurden sie nach Norden abgeschoben?

Die jüngeren Ablagerungen, die ursprünglich über dem Lias des Untersuchungsgebietes gelegen haben, sind heute, abgesehen von einzelnen Relikten, nirgends mehr zu finden. Vermutlich wurden sie in einer frühen tektonischen Phase nach N geschoben und zum grössten Teil aberodiert. Reste dieser Sedimente sind vielleicht als Komponenten in diversen Flysch-Serien zu finden. FREY (1960) vermutet, dass die eingeschlossenen Aalenianschiefer, die RÜEFLI (1956, 1959) im Sardona-Flysch beschreibt, Reste von Ultrahelvetikum darstellen, die durch die Einwicklung vor der Erosion geschützt wurden. Es müsste sich allerdings um Aalenian der südlicheren tektonischen Einheiten handeln, da gerade in der Scopi-Zone die schwarzen Schiefer der Coroi-Serie noch recht mächtig erhalten geblieben sind.

Der östliche Fläscherberg, der von LORENZ (1900) und später eingehender von D. TRÜMPY (1916) untersucht wurde, enthält brecciöse Malmkalke, die vom letzten Bearbeiter zum Ultrahelvetikum gerechnet worden sind. Ich kann nicht entscheiden, ob diese Gesteine dem gleichen Ablagerungsraum entstammen wie

der hier beschriebene Lias auf der Südseite des Gotthard-Massivs. Im Vorarlberg könnte höchstens die Liebensteiner Decke ultrahelvetische Reste enthalten.

Die Lugnezerschiefer von KOPP (1925) stellen tektonisch und stratigraphisch ein noch ungelöstes Problem dar. In neueren Bearbeitungen (NABHOLZ, 1945, 1948 a) werden sie meistens als Bündnerschiefer der tieferen Tessiner Decken dargestellt. Einzig R. TRÜMPY (1957) und R. STAUB (1958) betrachten sie als von oben eingefaltete und später überfahrene Kreide-Elemente des Tomül-Lappens.

Durch die Untersuchungen in der Pianca-Schuppe können immerhin einige Vermutungen über die basalen Partien der Lugnezerschiefer angestellt werden. Die normale Lage der Pianca-Schuppe beweist eine Zugehörigkeit der Grenztrias zu ihrem Hangenden. Somit besteht die Möglichkeit, dass die Grenztrias und die basalen, schiefrigen Lugnezerschiefer eine normale Abfolge darstellen können (vgl. Diskussion S. 730).

## KLUFTMINERALIEN

In den Klüften der oberen Stgir-Serie treten häufig kleine Bergkristalle auf. Diese dünnen, bis 5 cm langen Kristalle weisen im vorderen Teil weisse Einschlüsse auf, die Fahnen und Schlieren bilden. Vielfach sind die Kristalle abgebrochen und später an beiden Enden weitergewachsen, so dass sie heute zweispitzig erscheinen. Die Individuen sind langstengelig, flächenarm und weisen starke Verzerrungen auf. Zahlreiche derartige Exemplare werden gegenwärtig von Herrn Dr. H. U. BAMBAUER eingehend untersucht.

Die schönsten Quarzstufen barg der zweite Triaszug, zwischen der Puzzatscher und der Zamuor-Schuppe, in der W-Wand des Piz Zamuor. In einer 1 m mächtigen, stark verschuppten Lage von Quartenschiefern und Quarziten lieferte eine 0,4 m hohe Kluft mehrere bis kopfgrosse Stufen mit Quarz und Kalzit. Die späten Bewegungen haben die einzelnen Gruppen vom quarzitischen Muttergestein losgelöst, so dass sie in der Füllmasse der Kluft, in Trümmern von Quartenschiefern eingebettet lagen. Leider trüben zahlreiche Sprünge die Prismen, deren Spitze zudem meistens angeschlagen ist. Die Verzerrungen der Rhomboeder sind weniger stark, dagegen treten lamellenartige, tafelige Formen auf. Die Kalzite erscheinen direkt neben dem Quarz in bis faustgrossen Individuen, bei denen die Skalenoederform überwiegt. Die Rhomboeder sind eher selten ausgebildet. Die Oberfläche ist häufig leicht angeätzt und mit einer feinen limonitischen Schicht überzogen. Über die ganze Stufe zieht sich eine mm-dicke Kruste von Kalzit, bei deren Weglösen neben zahlreichen Limonitnestern einzelne braungelbe Dolomitkristalle erscheinen. Die Limonitknollen stammen vermutlich von stärker Fehaltigen Karbonaten wie Breunerit oder Ankerit. Die Oberfläche der ganzen Stufe ist von zahlreichen ca. 3 mm grossen Pyriten übersät.

## VERERZUNGEN[20])

Auf der Alp Ramosa ist bei Koord. 722450/167250 die Basisarkose der Trias vererzt. Die Grundmasse des Gesteins wird in einer Breite von 0,5–1 m mit makrosko-

[20]) An dieser Stelle möchte ich Herrn dipl. ing. petr. V. KÖPPEL für die Herstellung und die Interpretation des Erzanschliffes herzlich danken.