

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:	Stratigraphie
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: 22.02.2026

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

Die eintönigen Kalkschiefer mit gelegentlichen sandigen Einschaltungen beherrschen das Bild bis in die Höhe von 1200 m. Dort beginnen bei der Verzweigung des Tales die grobbankigen gefleckten Sandkalke, die mit Tüpfelschiefern verglichen werden können.

Im untersten Safiental treten die anstehenden unteren Lugnezerschiefer nur sporadisch aus der Masse des Flimser Bergsturzes hervor. Im untersten Runggtobel, 100 m SW von Pt. 703, erscheint die gleiche Dolomitbreccie wie im oberen Carreratobel in einer Mächtigkeit von etwa 1 m. In den darunterliegenden Sandsteinen sind bis 10 mm grosse Komponenten des gleichen Dolomits enthalten. Die liegende Serie ist die gleiche wie im Carreratobel. Leider ist die Grenztrias nicht aufgeschlossen. Doch sind in der versackten Masse des Gehängeschuttes Triasbrocken festzustellen.

Ob diese basalen schiefrigen Lugnezerschiefer direkt mit denjenigen im Profil am Piz de Canal verbunden werden können, bleibt noch offen.

Stratigraphie

A. STRATIGRAPHIE DER TRIAS

In der Trias können wir von oben nach unten lithologisch folgende drei Serien unterscheiden:

Phyllitische Trias: 10–100 m (Quarten-Serie)	grüne Serizitphyllite weisse Quarzite der oberen Trias gelbe Dolomitschiefer
Karbonatische Trias: 25–50 m (Röti-Serie)	obere, graue Dolomite Rauhwacken untere, gelbe Dolomite
Quarzitische Trias: 5–20 m (Melser Serie)	Trias-Quarzite Trias-Basisarkose

Da die Ausbildung der Trias am Südrand des Gotthard-Massivs noch durchaus helvetischen Charakter trägt, benutzen wir die in den Glarner Alpen gebräuchliche Einteilung (BRUNNSCHWEILER, 1948).

Erläuterungen zu Fig. 7.

Folgende vier Triasprofile sind auf Fig. 7 abgebildet:

Pass Diesrut: Koord. 720750/165950/2210. – Das Profil verläuft in östlicher Richtung bis gegen den Bach und folgt dem Bachbett aufwärts bis zu Pt. 2428 (Passhöhe).

Alp Ramosa: Koord. 722750/167250/2000. – Das Profil folgt dem Bach in südlicher Richtung und erreicht die schwarzen Schiefer der Coroi-Serie in einer Höhe von 2150 m (S. 669).

Plaun de Cistagls: Koord. 722700/168500/2450. – Das Profil führt gegen Osten, entlang dem W-Grat des Piz de Vrin.

Val Largia: Koord. 727000/169750/1400. – Die basale Trias und das Kristallin ist im Bachbett gut aufgeschlossen. Die höheren Glieder finden sich in der S-Flanke des Tales bei Koord. 726600/169700/1520.

Die weiter östlich gelegenen Profile sind in der Literatur beschrieben worden:

Lumbrein: W. K. NABHOLZ (1948a, S. 252) und A. FEHR (1956, S. 444).

Ilanz: W. K. NABHOLZ (1948a, S. 253).

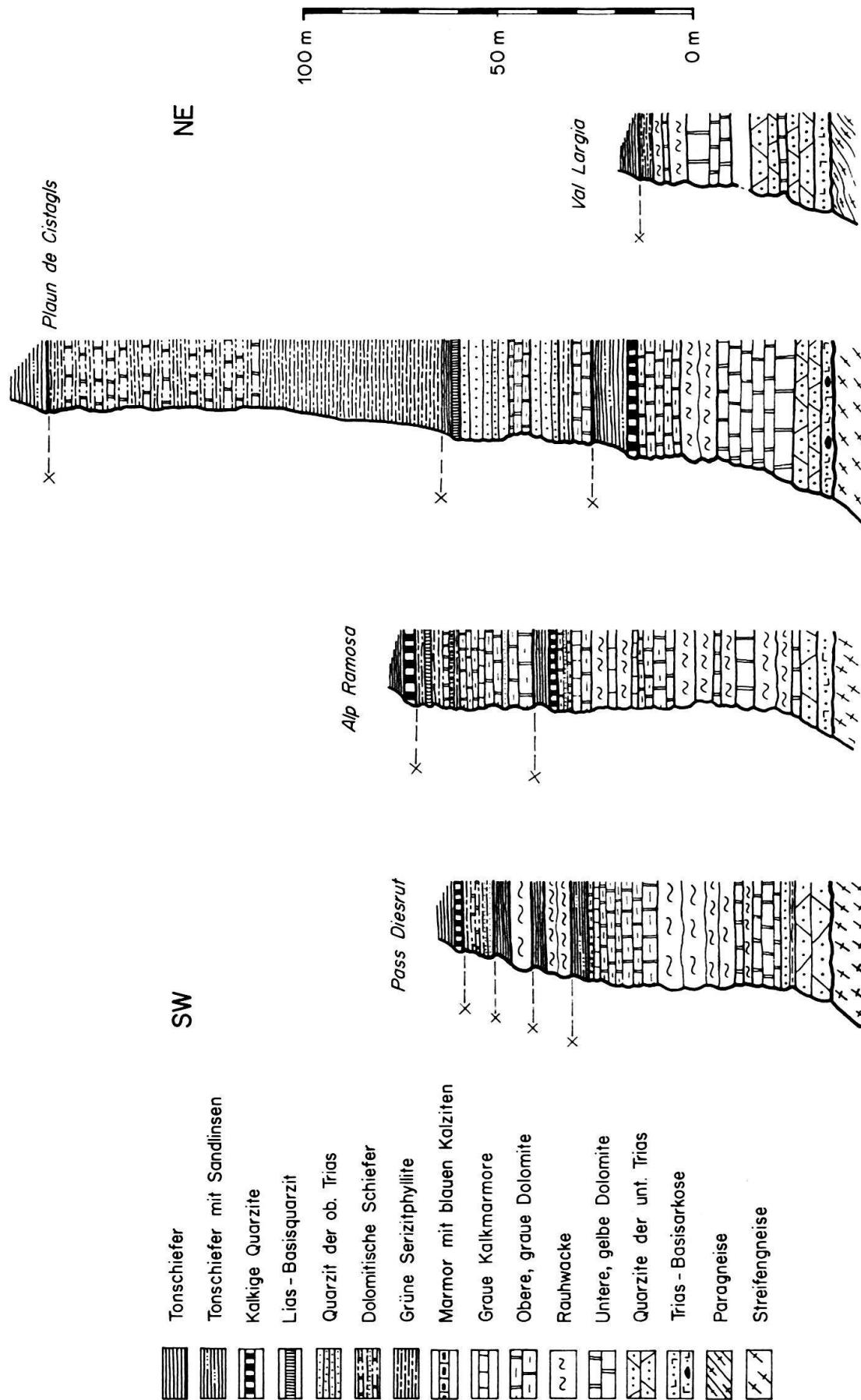


Fig. 7. Lithologische Profile durch die autochthone Trias des Gotthard-Massivs zwischen Plaun la, Greina und Val Largia.

Tektonisch trennt man die autochthonen Triasgebiete, die zwischen dem Kristallin des Gotthard-Massivs und der parautochthonen Scopi-Zone liegen, von den Triaslamellen der Peidener Züge und der Grenztrias.

Die autochthone Trias des Gotthard-Massivs transgrediert direkt auf das Kristallin. Von Sta. Maria am Lukmanier bis in die Val Camada tritt die Trias nur sporadisch auf. Mächtiger wird sie erst am Greinapass, wo sie den Talboden des Plaun la Greina bildet. Sie zieht über Muot la Greina, Pass Diesrut, Piz Tgietschen in das Gebiet der Alp Ramosa, wo sie unter den Moränen und Sakkungen verschwindet. Bei Plaun de Cistagls, am Westgrat des Piz de Vrin, ist sie in komplizierter Lagerung stark angehäuft. Im Nordhang des Piz de Vrin und in der unteren Val Largia ist die Mächtigkeit wieder geringer. Zwischen Nussaus und Lumbrein bilden Triasreste einzelne Vorsprünge auf der kristallinen Talflanke des Lugnez. In der Val de Mulin, bei Lumbrein (W. K. NABHOLZ, 1948a, S. 252) sind die östlichsten Aufschlüsse der autochthonen Trias im Lugnez. Die östliche Fortsetzung liegt unter der Schiefermasse des Mundaun und erscheint zum letztenmal bei Ilanz am Ufer des Glogn (NABHOLZ, 1948a, S. 253).

1. Die quarzitische Trias

Die Trias-Basisarkose (= Quarzitischer Verrucano von FEHR)

A. FEHR (1956) bezeichnete als «Quarzitischen Verrucano» Gesteine, die gegen oben in sicheren Trias-Quarzit übergehen. Trotzdem zählt er sie zur unteren Trias und trennt sie scharf vom Ilanzer Verrucano. Da der «Quarzitische Verrucano» sicher noch zur Trias gehört, ziehen wir den Namen Trias-Basisarkose vor.

Die Trias-Basisarkose besteht aus massigen Bänken einer grünlichen Arkose (bis Subarkose) mit Tonfetzen und einzelnen Konglomeratlagen. Sie enthält bis zu 30% Mikroklin. Einzelne Quarzgerölle sind violett, amethystfarben gefärbt. Die Komponenten, speziell die Feldspäte, sind schlecht gerundet. Die Korngrösse variiert stark. Innerhalb der einzelnen Konglomeratlagen trifft man faustgrosse Quarzknollen. Bei Plaun de Cistagls treten an einer schwer zugänglichen Stelle einzelne grössere Gerölle eines dunklen, nicht näher bestimmbarer Gesteins auf. Die Sortierung der Komponenten ist schlecht. Deltaschichtung, wie sie in den hangenden Quarziten auftritt, ist selten.

Der Kontakt mit den liegenden Augengneisen ist scharf. Die gleichen Kalifeldspäte bilden die Augen der Gneise und die Gerölle in den tieferen mikroklinreichen Lagen der Arkose. (Diese Erscheinung hat z. B. PERRIN und ROUBAULT (1941) dazu verleitet, eine «alpine Metamorphose» der helvetisch-autochthonen Trias zu postulieren!).

Die Mächtigkeit der Basisarkose variiert sehr stark. Am Piz Tgietschen misst sie nur 0,5 m, im Gegensatz zum Profil in der unteren Val Largia, wo mehrere bis 2 m mächtige Bänke durch handbreite Lagen von hellgrünen Phylliten unterteilt werden. Bei Lumbrein beträgt die Mächtigkeit 10 m, so dass wir eine Mächtigkeitszunahme von W gegen E haben. U. BÜCHI (1946) hat am Muot la Greina Rinnenfüllungen innerhalb der basalen Trias beschrieben, was die Mächtigkeitschwankungen in diesem Gebiet erklären kann. Weiter im Westen ist die Basisarkose nicht mehr durchgehend entwickelt.

Die Grenze zu den darüberliegenden helleren Trias-Quarziten ist nicht scharf. Häufig treten am Übergang gröbere Konglomeratlagen auf.

Die Trias-Basisarkose stellt das wenig transportierte Verwitterungsprodukt des kristallinen Untergrundes dar. Mit einer Winkeldiskordanz transgredieren die massigen, wenig geklüfteten Bänke direkt auf die grob geschieferten Augengneise des Gotthard-Massivs. Die Basisarkose kann nicht scharf vom Trias-Quarzit getrennt werden; sie kann daher nur wenig älter sein als dieser.

Sie kann vielleicht mit den basalen Konglomeraten der Trias im südlichsten helvetischen Gebiet verglichen werden (BRUNNSCHWEILER, 1948, S. 83). Hingegen ist sie ganz anders entwickelt als der Ilanzer Verrucano, der im Untersuchungsgebiet gar nicht auftritt. Der spärlich vorhandene Verrucano auf der Südseite des Gotthard-Massivs, am Scopi, führt nach H. M. HUBER (1943) nur Quarzgerölle und keinen Feldspat. Ausserdem ist die Grenze zu den Trias-Quarziten unscharf, so dass ich die Basisarkose als älteste Triasbildung am Südrand des Gotthard-Massivs betrachte.

Die Trias-Quarzite

Die grünliche Basisarkose geht gegen oben, durch Abnahme der Korngrösse und des Gehaltes an Feldspat, in einen weissen, gut gebankten Quarzit über. Da er lagenweise reicher an Mikroklin ist, kann man ihn auch als Subarkose bezeichnen. Die Rundung der Komponenten ist besser, die Sortierung gut, und in den einzelnen Bänken lassen sich Schrägschichtungen beobachten. Die Grenze zur Basisarkose ist meistens unscharf. Die groben konglomeratischen Lagen, die im Gebiet zwischen Piz Tgietschen und Alp Ramosa mit Hämatit vererzt sind, können als lokales Grenzniveau betrachtet werden. In der Val Largia tritt im oberen Teil des Quarzites ein schmales Dolomitband auf. An verschiedenen Stellen kann man dünne Lagen von grünen Serizitphylliten beobachten. Die Quarzitbänke werden gegen oben etwas geringer mächtig. Der Kontakt mit den Dolomiten ist an den meisten Stellen scharf; an anderen Orten treten an dieser Stelle Wechsellagerungen auf. Die Trias-Quarzite zeigen gute Sortierung, gute Schichtung und Deltaschichtung. Es handelt sich daher um landnahe aquatische Sedimente, die bereits einen längeren Transportweg aufweisen als die Basisarkose.

Die Quarzite lassen sich am besten mit der Melser Serie der helvetischen Decken vergleichen. Wenn der «grüne, grobe Sandstein mit roten Quarzen» von BRUNNSCHWEILER (1948, Taf. II, Profil 67 und S. 85) ein Äquivalent der Basisarkose darstellt, so würden die Trias-Quarzite nur dem oberen Teil der Melser Serie entsprechen.

Dünnschliffbeschreibung

242. TRIAS-BASISARKOSE

(= Quarzitischer Verrucano, FEHR, 1956, S. 439). Profil Alp Ramosa (2), S. 669

Blastopsammitische Arkose bis Subarkose

In einer stark verschieferten Grundmasse von Quarz und Serizit stecken schlecht gerundete Gerölle von Quarz und Mikroklin. Die Grösse der Komponenten variiert von 1 bis 5 mm. In einzelnen Lagen kommen auch gröbere Quarzkomponenten vor. Der Quarz ist oft zerbrochen und die Bruchstücke löschen stark undulös aus, doch sind die hauptsächlichen Spuren einer frühen Kataklase durch eine spätere Blastese des Quarzes wieder verwischt worden. Bei den

Feldspäten überwiegen die Mikrokline. Sie sind unzersetzt und weisen häufig noch einen frischen Rand von optisch etwas anders orientiertem Material auf. Schriftgranitische Entmischungsformen treten vereinzelt auf. Seltener sind Karlsbader-Zwillinge, die stark verwittert sind und Relikte darstellen.

Die Grundmasse besteht aus Quarz und Serizit und ist stark verschiefert. Im Druckschatten der groben detritischen Körner ist der Serizit ungeregelt und bildet ein sperriges Gefüge. FEHR beschreibt, dass er selbst in den intensiv grünen schieferigen Lagen keinen Chlorit gefunden habe. Dafür trete häufig Phengit an die Stelle von Muskowit.

Die violette Färbung der Quarzkomponenten ist im Dünnschliff nicht sichtbar. An Nebengemengteilen treten Magnetit, Apatit und Zirkon auf.

2. Die karbonatische Mitteltrias: Dolomite und Rauhwacken

Wir unterscheiden: Die grauen oberen Dolomite

Die Rauhwacken

Die gelben unteren Dolomite.

Die gelben unteren Dolomite zeigen an der Basis ein dünnes, kalkiges Band. Der Hauptteil wird durch massive, feinkörnige Primär(?) -Dolomite gebildet, die nach BRUNNSCHWEILER als Folge ihres Eisengehaltes eine gelb-bräunliche Anwitterung haben. Im unteren Teil wechseln dünne Serizitphyllite mit den vorerst noch mächtigen Dolomitbänken. Die Wechsellagerung mit den hangenden Rauhwacken ist sehr unterschiedlich ausgebildet, da die Mächtigkeit der gelben unteren Dolomite stark variiert.

Die Rauhwacken sind in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit sehr verschiedenen. Sie wechseln häufig mit massigen Bänken von gelbem Dolomit und im oberen Teil mit einzelnen Lagen von grauen Kalken. Einzelne Horizonte mit Trümmer-Rauhwacke treten auf. Die Komponenten, meistens hellgraue Dolomite, wittern rascher aus der Grundmasse heraus und verleihen so dem Gestein ein löcheriges Aussehen. Gips tritt in einzelnen Linsen auf und wurde an verschiedenen Stellen gefunden, nämlich in Giera (C. TARNUZZER, 1918), Lumbrein (A. FEHR, 1956) und in der Val Seranastga. Bei der starken tektonischen Bearbeitung der Trias wirkt der Anhydrit als plastische, der Dolomit hingegen als resistente Masse. Die beiden Materialien wurden bei der alpinen Orogenese intensiv miteinander vermischt und ergeben an der Oberfläche beim Zutritt von Wasser das wechselvolle Bild der Rauhwacken mit Trümmer-Rauhwacken und einzelnen Gipslinsen (W. BRÜCKNER, 1941).

Die grauen oberen Dolomite sind in der Scopi-Zone am besten beim Greinapass zu finden (J. D. FREY in A. BAUMER et al., 1961). In den Schuppen können sie ebenfalls grössere Linsen bilden, wie z. B. im oberen Carreratobel (Profil D 11 (17)). Oft beginnen die grauen oberen Dolomite mit einer basalen massigen Bank. Darüber folgen noch einige Lagen von Rauhwacke. Im oberen Teil sind häufig graue Kalkmarmore zwischen den Dolomiten eingelagert. Die Obergrenze ist durch das Auftreten der grünen Phyllite (Quartenschiefer) und der Quarzite gekennzeichnet.

Der Vergleich mit der karbonatischen Trias des Helvetikums (BRUNNSCHWEILER, 1948) ergibt folgende Korrelation:

Die unteren und die oberen Dolomite lassen sich gut mit den entsprechenden Elementen der Röti-Serie parallelisieren. Die grauen Kalkmarmore im obersten

Teil haben dabei eine ähnliche Stellung wie der Guscha-Kalk. Zwischen den beiden Dolomitzonen steht in stark schwankender Mächtigkeit die Rauhwacke an. Ihr Auftreten ist so verbreitet, dass nur ein Vergleich mit der «Südostfazies der Dolomitgruppe» in Betracht kommt. In der karbonatischen wie in der phyllitischen Trias kann die Detailgliederung nicht direkt mit dem Helvetikum verglichen werden, da sich in den plastischen Massen starke tektonische Störungen einstellen. Es ist schwierig zu beurteilen, ob die verschiedene Ausbildung auf die primären Sedimentationsverhältnisse, auf tektonische Reduktion oder auf Anhäufung zurückzuführen ist.

Dünnschliffbeschreibungen

249. GRAUER KALK MIT GRAUEN DOLOMITLINSEN Profil Alp Rama (19), S. 669

Der Dolomit (Korngrösse 0,4 mm) besteht aus isometrischen Körnern, die mit welliger, pigmentierter Begrenzungslinie eine Mosaikstruktur bilden. Das einzelne Korn wird bräunlich trübe, da es kleine braune Körner enthält. Der Quarz sitzt in Form von Nestern und einzelnen Körnern zwischen den Dolomitaggregaten. Er macht aber höchstens 5% der Gesamtmasse aus. Muskowit tritt nur in vereinzelten Individuen auf, die streng parallel der Schieferung eingeregelt sind. Der Kalzit bildet nur Kluftfüllungen. Die handbreiten Dolomitlagen wechseln mit einem grauen feinkörnigen Kalk.

250. GRAUER KALKMARMOR, WECHSELND MIT GRAUEN DOLOMITEN Profil Alp Rama (19), S. 669

Der Kalzit, der 95% des Gesteins ausmacht, bildet eine Mosaikstruktur. Die schwach geschieferten Individuen haben eine Grösse von 0,3 mm. Sie enthalten noch viele kleinste, bräunliche Körner von Dolomit (?). In einzelnen Nestern kommt Quarz in kleinen (\varnothing 0,02 mm) isometrischen Körnern vor. Er ist unzerbrochen und löscht nicht undulös aus. Entlang von vereinzelten kurzen Schieferungsflächen tritt Serizit auf. Häufig sind die sonst seltenen Erzkörper und die Pigmentpartikel in diesen Zonen angereichert.

247. BLAUE, GROBKRISTALLINE KALKE DER OBEREN TRIAS Profil Alp Rama (21), S. 669

Die blauen rekristallisierten Kalzite bilden Linsen in den grauen Kalken. Sie werden bis 5 mm gross und stecken in einer Grundmasse von feinerem Kalzit, die nur entlang von Bewegungsflächen Muskowit und Pyrit enthält. Quarz tritt in der Grundmasse in der Menge von 10-30% auf.

Es existieren auch einzelne Nester eines ganz feinen Gemisches von sperrigem Muskowit und Quarz mit zahlreichen kleinen idiomorphen Pyriten. Es ist möglich, dass diese Nester die Umsetzungsprodukte eines anderen Minerals darstellen.

Die blaue Färbung der Kalzitkristalle ist im Dünnschliff nicht mehr zu erkennen. Die Kalzite zeigen lediglich feine bräunliche Einschlüsse, wie sie Dolomitkristalle an anderer Stelle häufig führen. Die Zwillingslamellen sind bei den meisten blauen Kalziten verbogen. Ob die makroskopisch sichtbare Blaufärbung mit dieser Deformation zusammenhängt, ist nicht erwiesen⁵⁾.

3. Die phyllitische Trias

Die höchste Abteilung der Trias, die phyllitische Trias, stellt neben den Rauhwacken den wichtigsten plastischen Horizont dar, der die grossen Überschiebungen und Verschuppungen im Ultrahelvetikum ermöglicht hat. Die Abklärung

⁵⁾ Herr Dr. U. Büchi hat in seinen Feldbüchern (1946), die er mir in freundlicher Weise zur Verfügung stellte, diese Kalke als Crinoidenkalke angegeben. In unseren Kalzitkristallen liessen sich jedoch nirgends organische Strukturen feststellen (siehe S. 739).

der Schichtfolge ist dementsprechend schwierig und erhebt auch keinen Anspruch auf Vollständigkeit und Folgerichtigkeit. Wir unterscheiden folgende Gesteinstypen:

1. Grüne Serizitphyllite (Quartenschiefer)
2. Wechsellagerung von gelben, geschiefernten Dolomiten mit grünen Serizitphylliten
3. Weisse Quarzite (Quarzite der oberen Trias).

Die grünen Serizitphyllite (Quartenschiefer)

Die Mächtigkeit dieses sehr plastischen Materials schwankt von 0 bis 50 m. Es sind grüne, ebenflächige Serizitphyllite, die meist stark verfaltet und clivagiert sind. Sie enthalten oft faustgrosse Aggregate von Pyritwürfeln. In den Schuppen trennen sie oft als handbreite Züge wichtige tektonische Einheiten. In diesen Schiefern sind innerhalb der Schuppen die Chloritoid-Porphyroblasten mit den sanduhrförmig angeordneten Einschlüssen zu finden (Fig. 10, S. 696). Sandige und dolomitische Lagen innerhalb der Quartenschiefer sind häufig.

Im oberen Teil des Profils am Westgrat des Piz de Vrin (FEHR, 1956) bei Plaun de Cistags, enthalten die hellgrünen Schiefer cm-dicke dunkle Lagen. Im tieferen Teil wechseln sie vorwiegend mit dünnen gelben Dolomitlagen. Da der Lias-Basisquarzit häufig im Kontakt mit den grünen Phylliten steht, ist anzunehmen, dass sie zu den jüngsten Bildungen der Trias gehören.

Die Dolomitschiefer

Mit den grünen Serizitphylliten treten häufig gelbe Dolomite auf. Sie wechseln in 1 bis 3 cm dicken Lagen mit ihnen. Einzelne Lagen können kalkig sein. Die stärker beanspruchten Partien weisen nur noch Linsen von gelben Dolomiten auf. Das grösste Vorkommen befindet sich am Westgrat des Piz de Vrin. An anderen Stellen, in der Scopi-Zone wie in den Peidener Triaszügen, treten die Dolomitschiefer nicht mehr in dieser Mächtigkeit auf.

Die Quarzite der oberen Trias

Diese Quarzite sind weisslich bis hellgrau und kommen nur als unzusammenhängende Linsen innerhalb der Quartenschiefer vor. Die fein- bis mittelkörnigen, oft kalkigen Sandsteine oder Quarzite wittern porös an und weisen in gewissen Horizonten deutliche Deltaschichtung auf. Dolomitische und kalkige Linsen treten vereinzelt auf. In den grauen Marmorlagen sind die blauen rekristallisierten Kalzite am häufigsten. Die besten Aufschlüsse dieser Quarzite finden sich am N-Grat des Piz Ner in der Triaslamelle, welche die Pianca-Schuppe von der Zamuor-Schuppe trennt.

Die ursprüngliche Abfolge der lithologischen Einheiten innerhalb der phyllitischen Trias ist in diesem stark verschiefernten Gebiet nicht mehr eindeutig festzustellen. Die gesamte phyllitische Trias entspricht der Quarten-Serie des Helvetikums, wobei die Quarzite am ehesten mit dem Geröllhorizont verglichen werden können.

Die Trias zwischen den Schuppen (siehe auch S. 730)

Zu der Schuppen-Trias rechnen wir: die Grenztrias, den Peidener Triaszug und dessen westliche Fortsetzungen, sowie die Triasschuppen im Hangenden der autochthonen Trias.

Die Trennung der Schuppen des Ultrahelvetikums wird durch die Triaslamellen ermöglicht. Diese dünn ausgequetschten Zonen enthalten hauptsächlich Elemente der phyllitischen Trias. Daneben treten auch einzelne Blöcke der oberen grauen Dolomite und seltener Linsen von Rauhwacke oder Gips auf. Die triadischen Gesteine haben in diesen Lamellen stark unter den Translationsbewegungen gelitten. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 15 m, wobei die mächtigeren Partien Linsen eines massigen Gesteins darstellen. Meistens besteht ein Triaszug aus 2 m grünen Serizit-Chloritoidphylliten und gelben Dolomitschiefern. Dabei ist er intensiv mit dem Liegenden und Hangenden verschuppt. Die vereinzelt auftretenden weissen, obertriadischen Quarzitblöcke bilden mächtige Linsen, die durch die Erosion zu Türmen herausgearbeitet werden (Alp Zamuor, Piz Zamuor W-Grat, Canal). Die ursprüngliche Mächtigkeit von 25–40 m phyllitischer Trias ist ausgewalzt zu Lagen von 0,2–2 m Mächtigkeit, was einer Reduktion auf 0,5–10% entspricht. In der Grenztrias, an der Basis der Lugnezerschiefer erscheinen an wenigen Stellen Breccien. Helle und dunkelgraue, cm-grosse, kantige Dolomitkomponenten ruhen in einer mikobrecciösen Grundmasse von hellgrauem Dolomit mit wenig Kalzit. Möglicherweise handelt es sich um Breccien, die durch tektonische Auswalzung von Dolomit entstanden sind. NABHOLZ (1945) erwähnt ähnliche Gesteine in der Trias der Grava-Serie und des Tomül-Lappens.

Dünnschliffbeschreibungen

243. QUARZIT DER OBEREN TRIAS Profil Alp Ramosa (24), S. 669; Fig. 8

Quarzit mit 0,5 mm grossen Quarzkörnern, die in einer Grundmasse mit einer Mosaikstruktur von 0,1 mm grossen Quarzkristallen ruhen. Die einzelnen Körner löschen stark undulös aus und zeigen Spuren einer Kataklase. Andere Zeugen dieses Vorganges sind die zahlreichen Serizitschnüre, die das Gestein durchziehen.

Der Dolomit bildet schwach idiomorphe Porphyroblasten mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz. Da sie nicht zerbrochen sind, und da sie die Serizite unterbrechen, müssen sie jünger als die Verschieferung sein. Der Kalzit bildet Fetzen und amöbenartige Nester, die in der Richtung der Schieferung ausgerichtet sind.

519. SCHIEFRIGER QUARZIT DER OBEREN TRIAS

Verschuppung der oberen Trias mit Coroi-Schiefern bei Plaun de Cistags. Fig. 9

Stark verschieferter, blastopsammitischer Quarzit mit Lagen von lepidoblastischen Serizitschiefern.

Die einzelnen Quarzkomponenten, die eine Grösse von 1 mm aufweisen, sind kataklastisch beansprucht. Sie zeigen verheilte Brüche und undulöse Auslöschung. Die übrige Quarzitmasse ist kristallisationsschiefrig und enthält viele Bruchstücke von ehemals grösseren detritischen Quarzen.

Die Schieferlagen bestehen aus ganz feinem Serizit, der parallel zur Schieferung eingeregelt ist. Weiter enthalten sie feinste Erzkörper, Rutil, Zirkon und Turmalin.

Nach der ersten Verschieferung in schichtparalleler Richtung durchsetzte ein Clivage die Schichtung in einem Winkel von 60°. Die verschleppten Serizite lassen im polarisierten Licht die Clivageflächen deutlich hervortreten.

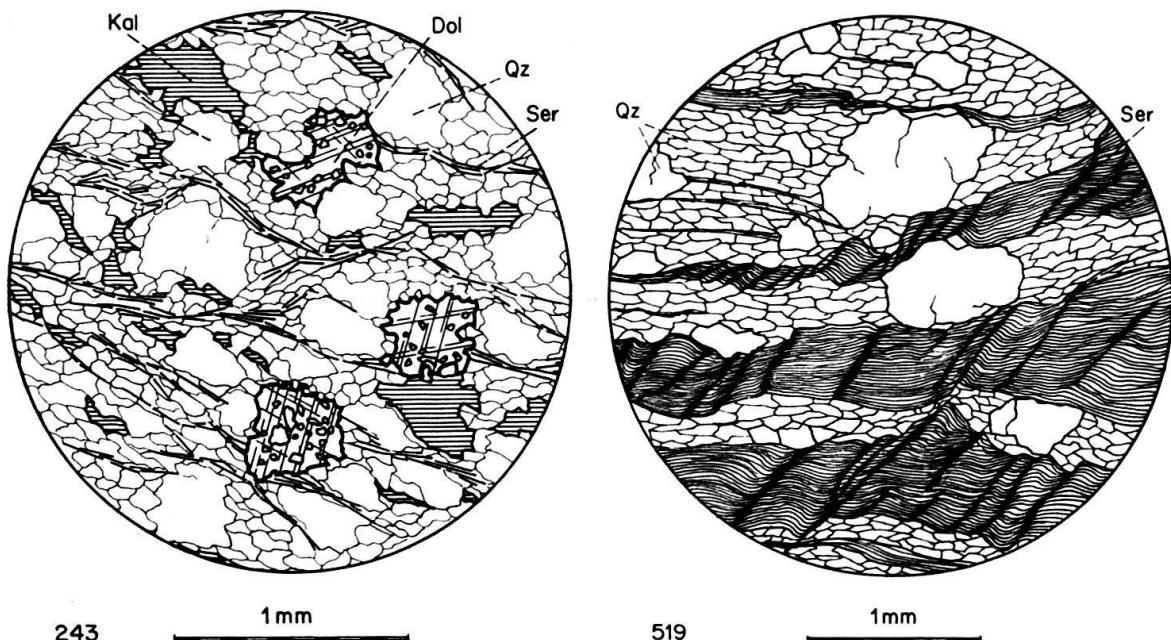


Fig. 8. Quarzit der oberen Trias mit spät gebildeten Dolomit-Porphyrblasten. Alp Ramosa. Kal = Kalzit. Dol = Dolomit. Qz = Quarz. Ser = Serizit. Chl = Chloritoid.

Fig. 9. Schiefriger Quarzit der oberen Trias. Spätes Clivage durchsetzt die rekristallisierte Kataklasestruktur in einem Winkel von ca. 60°. Triasanhäufung auf Plaun de Cistagls.

261. QUARTENSCHIEFER MIT CHLORITOID-DOLOMIT-PORPHYROBLASTEN

Triaszug zwischen Scopi-Zone und Puzzatscher Schuppe auf der Alp Zamuor. Fig. 10
Serizitschiefer mit Porphyroblasten aus Chloritoid und Dolomit.

Der Chloritoid bildet längliche, bis 0,5 mm grosse Kristalle mit sanduhrförmig angeordneten Einschlüssen von feinstem Rutil. Der Auslöschungswinkel beträgt 14°. Die Kristalle sind polsynthetisch verzwilligt und besitzen im Gegensatz zu den rosettenförmigen, noch einen deutlichen Pleochroismus.

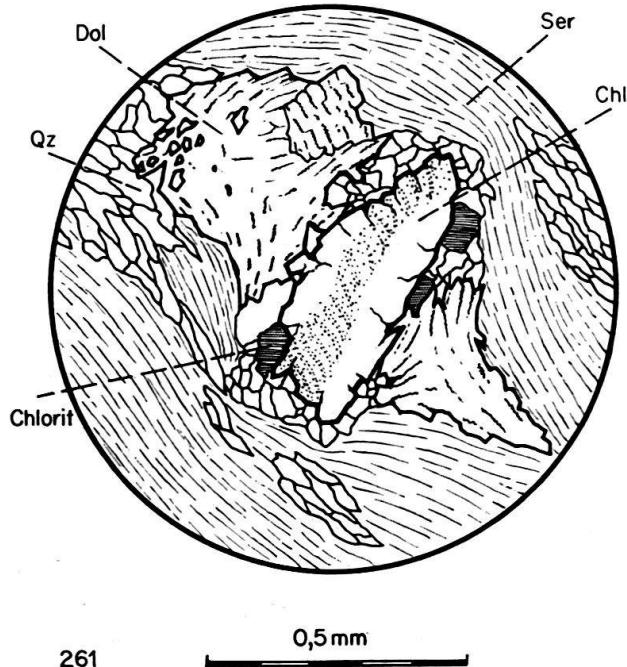


Fig. 10. Serizitphyllit (Quartenschiefer) mit Chloritoid-Porphyrblasten. Triaszug zwischen der Scopi-Zone und der Puzzatscher Schuppe auf der Alp Zamuor.

Der Chloritoid bildet meistens das Zentrum einer Linse, die noch Dolomit, Quarz und in einigen Fällen Chlorit führt.

Der Dolomit, der 0,5 mm grosse Porphyroblasten bildet, steht selten direkt in Kontakt mit dem Chloritoid. Er bildet auch selbständige Porphyroblasten, die, trotz den vielen Einschlüssen von Quarz und Serizit aus der Grundmasse, einen gewissen Grad der Idiomorphie erkennen lassen.

Die Grundmasse besteht aus einem feinen Netz von Serizit und enthält einzelne längliche Quarze (Grösse: 0,01 mm). Das ganze Gestein weist eine starke Schieferung auf, die in einem Winkel von 50° durch ein Clivage versetzt wird.

4. Zur Paläogeographie der Trias

Die im ultrahelvetischen Bereich auftretende Fazies der Trias schliesst in ihrer Ausbildung an die Verhältnisse im Helvetikum an. Ähnliche Bedingungen sollen nach NABHOLZ (1945) auch weiter südlich, im tieferen Penninikum geherrscht haben. Eine fazielle Abgrenzung der paläogeographischen Zonen ist in den stark gestörten Regionen nicht möglich.

Die quarzitische Trias ist marin Ursprungs und bildet das südliche Äquivalent der Melser Serie. Ob es sich um die untere Trias (Buntsandstein), oder um die Transgressionsfazies des Muschelkalkes handelt (FRANK, 1930), kann im Untersuchungsgebiet nicht entschieden werden. BRUNNSCHWEILER sprach für die Melser Serie von einer Transgression von N gegen S. Er beschreibt dabei einen steigenden Gehalt an Feldspäten und Quarzporphygeröllen im südlichen Teil des helvetischen Raumes. Am Südrand des Gotthard-Massivs treten neben seltenen Geröllen viele detritische Feldspäte auf, die in weiter südlich gelegenen Ablagerungsgebieten der basalen Trias vollkommen fehlen (nach NABHOLZ, 1945): im Gebiet der Terrischiefer und höherer penninischer Elemente. In der Urseren-Garvera-Mulde fehlen nach E. NIGGLI (1944) die Äquivalente der Melser Serie vollständig. Es besteht somit die Möglichkeit, dass während dieser Zeit im Gebiet der Urseren-Garvera-Mulde ein hochgelegener Streifen lag, der aberodiert wurde. An den Küsten haben sich, im S wie im N, die groben detritischen Sedimente mit den vielen Feldspäten abgelagert.

Die karbonatische Trias, die aus Primärdolomiten und Rauhwacken besteht, entstand in einem lagunären und salinären Milieu, das keine Fauna enthielt. Gips tritt im autochthonen Bereich wie in den Schuppen nur in Form einzelner Linsen auf. Steinsalz, das im ultrahelvetischen Bereich der Westschweiz bei Bex gefunden wird, ist im Untersuchungsgebiet nirgends anstehend. Rauhwacken und Dolomite sind in der Urseren-Garvera-Zone und auch noch weit im Penninikum in ähnlicher Ausbildung wie im Helvetikum erhalten. Eine Differenzierung der Ablagerungsgebiete ist schwierig, besonders wenn es sich um Vergleiche der Mächtigkeit handelt, da die triadischen Sedimente besonders stark tektonisch beansprucht wurden.

Die phyllitische Trias ist in einer vorwiegend schiefrigen, vielleicht lagunären Fazies ausgebildet. Die weissen Quarzite, die als Einschaltung in die Schiefer betrachtet werden können, entsprechen vermutlich dem Geröllhorizont der helvetischen Trias und somit vielleicht dem Schilfsandstein im germanischen Fazienbereich. Diese Quarzite werden aus dem penninischen Bereich Graubündens nicht beschrieben, kommen aber im Penninikum der Westalpen an mehreren Stellen

Tabelle 2. GOTTHARDMASSIVISCHE UND HELVETISCHE SEDIMENTSERIEN

Nufenenpass		Scopi	Lugnez	Gotthard-Massiv-Ostende	Urseren-Gavera-Mulde	Helvetiche Decken der Ostschweiz	
R. ECHENBERGER (1924, S. 461 ff.)	H. M. HUBER (1943, S. 78 ff.)	A. BAUMER et al. (1961) W. JUNG (1963)	W. K. NABHOLZ (1948, S. 254 ff.) (umgestellt)	E. NIGGLI (1944, S. 219 ff.) R. TRÜMPY (1949, S. 183)	E. NIGGLI (1944, S. 219 ff.) R. TRÜMPY (1949, S. 183)	R. TRÜMPY (1949, S. 184 ff.)	R. TRÜMPY (1949, S. 184 ff.)
	(Kalkfreie Ton-schiefer)	Coroi-Serie	Serie der schwarzen Tonschiefer und Ton-schieferquarzite	Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wech-sellagernd mit quarziti-schen Tonschiefern.	Serie der schwarzen Tonschiefer und Ton-schieferquarzite	Aalenian-schiefer	Aalenian
	(Oolith und Sandkalke)	Obere Inferno-Serie Runcaleda-Schichten ?	Obere Inferno-Serie Runcaleda-Schichten ?	Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wech-sellagernd mit quarziti-schen Tonschiefern.	Serie der schwarzen Tonschiefer und Ton-schieferquarzite	Schichtlücke	Toarcian
Knotenarme Kalke und Knotenschiefer, wechsellagernde Kalke	Knotentonschiefer, Tonschiefer mit Kalkbänken, etwas sandig	Mittlere Inferno-Serie Riein-Schichten	Mittlere Inferno-Serie Riein-Schichten	Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer	Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer	Sexmor-Serie	Dome-rian
		Untere Inferno-Serie	Untere Inferno-Serie	Serie der groben Sandkalke und Quar-zite, oft spätig	Grobsandkalke rillenartig an-witternd mit wenigen Schiefer-einlagerungen	Pliens-bachian	Pliens-bachian
				Obere Stgir-Serie	Spitzmellen-Serie	Lotha-ringian	Lotha-ringian
Kompakte, massive gelbe Quarze mit schwarzen, pyritfüh-renden Kalkton-schiefern wechsellagernd. Dunkle Kalke mit Gryphäen	Quarze und Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen						
Granat-Biotit-Plagioklasschiefer mit vereinzelten Kalkbänken		Untere Stgir-Serie			Prodkamm-Serie	Sine-murian s. str.	Sine-murian s. str.
Harte, quarzitische Tonschiefer und Quarze		Basale Stgir-Serie			Cardinien-Schichten	Hettan-gian	Hettan-gian
					Lumachellenbank, harte schwarze Quarzreiche Schiefer	Infraias-Sandsteine	Rhaet

vor. Sie wurden im Ultrahelvetikum von RICOUR und TRÜMPY (1952) und am Zwischenmythen von G. L. SMIT SIBINGA (1921) beschrieben. E. NICKEL (1960) hat einen fraglichen «Belemniten» aus den Gneisen von Frodalera beschrieben. P. NIGGLI und R. U. WINTERHALTER (1934) betrachteten diese Gesteine als mesometamorphe triadische Quartenschiefer. In der weniger metamorphen Trias des Helvetikums und des Ultrahelvetikums konnten bisher nie Cephalopoden gefunden werden; triadische Vorläufer der Belemniten (*Aulacoceras*) haben überdies ganz andere Ausmasse. Der «Belemnit» ist als Quarzstengel ausgebildet; kieselige Fossilisation von Belemnitenrostren wurde in unserem Gebiet sonst nirgends beobachtet und ist überhaupt selten. Das von NICKEL beschriebene Gebilde ist höchst wahrscheinlich kein Belemnit; und wenn es trotzdem einer wäre, so könnte es sich beim Gestein keinesfalls um Quartenschiefer handeln – eine mehr oder weniger kontinentale (!) obertriadische (!) Formation.

Die Trias am Südrand des Gotthard-Massivs ist in ihrer Ausbildung durchwegs mit der Trias des südöstlichen Helvetikums zu vergleichen. Die Mächtigkeit ist, soweit man das beurteilen kann, geringer als in den helvetischen Decken. Diese Erscheinung beobachtet man auch in der Westschweiz, an der Grenze zwischen Ultrahelvetikum und Nordpenninikum; es wird dadurch eine Reduktionszone angekündigt, welche die eigentliche trennende Schwelle zwischen dem germanisch-helvetischen und dem archaischen Briançonnais-Becken bildet.

B. STRATIGRAPHIE DES LIAS

W. K. NABHOLZ (1948a) hat die ursprüngliche, von ALBERT HEIM (1891) aufgestellte Dreiteilung der «Gotthardmassivischen Bündnerschiefer» am Ostende des Gotthard-Massivs wesentlich verfeinert. Wir übernehmen seine lithologische Gliederung und unterscheiden folgende Serien:

- Coroi-Serie
- Inferno-Serie (mit Runcaleida- und Riein-Schichten)
- Obere Stgir-Serie
- Untere Stgir-Serie.

Dabei betrachten wir die Runcaleida-Schichten und die Riein-Schichten als kurzzeitige detritische Einschaltungen innerhalb der Inferno-Serie. Die Korrelation mit den benachbarten Gebieten und die altersmässige Einteilung, hervorgehend aus den spärlichen Fossilfunden und dem Vergleich mit dem helvetischen Lias, ist in der Tabelle 2 zusammengestellt.

1. Die Stgir-Serie

Die Stgir-Serie besteht aus massigen, braunen Sandkalken und Quarziten im oberen Teil und aus grauschwarzen Kalk- und Tonschiefern im älteren Teil. Sie bildet die markante, harte Gesteinsplatte, die die Gipfel des Piz Stgir und des Artg Diesrut aufbaut. Bei Ilanz ist sie am Gipfel des Piz Mundaun und beim Crap de Sevgein zu finden. Die Schuppen bestehen hauptsächlich aus Elementen der Stgir-Serie, die oft in schwer entwirrbarer Weise verschuppt und bis zur Unkenntlichkeit verschiefert worden sind.

Lithologisch lassen sich folgende drei Elemente unterscheiden:

Obere Stgir-Serie	Mächtigkeit ⁶⁾ 60 m
Untere Stgir-Serie	Mächtigkeit ⁶⁾ 40 m
Basale Stgir-Serie	Mächtigkeit ⁶⁾ 10 m

Im Untersuchungsgebiet sind die drei Elemente infolge der starken tektonischen Beanspruchung nicht mehr lückenlos vorhanden. Da die wichtigen trennenden Horizonte oftmals fehlen, ist eine Begrenzung der einzelnen Elemente untereinander oft nicht möglich. In den gut aufgeschlossenen Profilen am Glogn (A 10) und am Ausgang der Alp Ramosa (A 4) kann trotzdem eine Grenze zwischen der unteren und der oberen Stgir-Serie gezogen werden.

In der Scopi-Zone ist die Unterscheidung zwischen den Gesteinen der oberen und der unteren Stgir-Serie noch möglich. Die Schwierigkeiten treten besonders in den östlichen Partien der Pianca-Schuppe auf, da die Oolithe auch in den jüngeren Schichten vorkommen und die klastischen Einschaltungen in der oberen Stgir-Serie gegen Süden stark abklingen.

Die basale Stgir-Serie

Sie wurde von J. D. FREY (1960) im Gebiet von Val Camadra–Val Cavallasca als unterste Partie der unteren Stgir-Serie beschrieben. Die schwarze Lumachelle, die er noch zur basalen Stgir-Serie zählt, konnte im Profil am Ausgang der Alp Ramosa nicht eindeutig festgestellt werden, so dass die exakte Trennung zwischen unterer Stgir-Serie und basaler Stgir-Serie nicht möglich war.

Die basale Stgir-Serie besteht im Westen aus bläulich-schwarzen Kalkton-schiefern mit braun anwitternden, feinsandigen Einlagerungen, also aus Gesteinen, wie sie auch in der unteren Stgir-Serie häufig vorkommen. Das wichtigste Glied ist der Lias-Basisquarzit (Profil D 4 (2), Schliff 329, S. 707), dessen sporadisches Auftreten über weite Distanzen verfolgt werden kann. Der blauschwarze, stark pigmentierte Quarzit tritt in der Schuppenzone und in der Scopi-Zone immer an der Basis der Liasgesteine auf, meistens in direktem Kontakt mit der Trias. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen handbreiten Lagen und meterdicken Linsen. Die Verbandsverhältnisse sind nicht so klar, dass man entscheiden könnte, ob es sich um einen transgressiven Horizont an der Basis des Lias handle, oder ob eine Einschaltung in der allerobersten Trias vorliege.

Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI tritt der gleiche Quarzit unter den Coroi-Schiefern des Mundaun auf. Diese Tatsache bestätigt, dass Teile der schwarzen Tonschiefer bei Flond, in der Nähe der Trias auch Elemente der unteren Stgir-Serie enthalten können. Diese Schuppen gehören wie die Reste bei Surin und die Schuppen von Lias in der Trias bei Plaun de Cistagls, zum stark reduzierten, «autochthonen» N-Schenkel der Scopi-Mulde.

Die basale Stgir-Serie könnte auf Grund ihrer lithologischen Beschaffenheit den «harten quarzreichen Schiefern mit Lumachellenbank» in der Urseren–Garvera-Mulde entsprechen (E. NIGGLI, 1944). Die Cardinien-Schichten (evtl. auch die Infralias-Sandsteine) im Helvetikum des Glarnerlandes (R. TRÜMPY, 1949) könn-

⁶⁾ Die hier angeführten Mächtigkeiten stammen von den weniger gestörten Profilen der Val Cavallasca, wo sie von J. D. FREY (1960) aufgenommen wurden.

ten ebenfalls der basalen Stgir-Serie entsprechen. Auf Grund dieser Korrelation wäre sie ins Hettangian zu stellen.

Die untere Stgir-Serie

Untere und basale Stgir-Serie entsprechen folgenden, in der Literatur beschriebenen Schichten:

Am Scopi: (H. M. HUBER, 1943)

«Sandige, glimmerreiche Tonschiefer mit Marmorbänken, Spatkalken und Quarziten».

Am Glogn: (W. K. NABHOLZ, 1948a)

«Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermenträmmern (Crinoiden), mit oolithischen Kalken».

VORKOMMEN

Der weiche, inkomp petente Horizont der unteren Stgir-Serie ist an den meisten Orten stark reduziert und ausserdem mit den Quartenschiefern der oberen Trias intensiv verschuppt. Einzig in den beiden Profilen A 4 (S. 671) und A 10 sind relativ mächtige Pakete der unteren Stgir-Serie vorhanden. In den Schuppen stehen häufig oolithische Kalke in der Nähe der Triaslamellen an, doch ist eine Abgrenzung gegenüber der oberen Stgir-Serie meistens schwieriger.

AUSBILDUNG

Die untere Stgir-Serie enthält eine stark wechselnde Folge von schwarzen Kalkton schiefern, Tonschiefern, braun anwitternden Kalken, Sandkalken, dünnbankigen, feinkörnigen Quarziten und schwarzen Tonschiefern mit feinen braunen Sandlagen und -linsen. Die gelbbraun anwitternden Dolomite, die J. D. FREY (1960) im Westen erwähnt, sind nur im unteren Carreratobel anstehend (Profil E 11, S. 683). Die massigen Sandkalke und Quarzite bilden nur einzelne Lagen und Bänder innerhalb der stark überwiegenden Masse der dunklen Schiefer. Häufig nehmen die Tonschiefer immer mehr sandige, linsenförmige Einschaltungen auf und gehen schliesslich gegen oben oder unten in dünnbankige Quarzite mit schwarzen Tonlagen über.

Neben den zahlreichen Crinoidenresten, die durch gelbe Anwitterung in den dunklen Kalkschiefern auffallen, erscheinen einige feine Lagen von Lumachellen. Die Schalentrümmer sind wegen ihrer braungelben Farbe auf der verwitternden Oberfläche gut sichtbar. Die dünnen Schalentrümmer sind meistens so stark gestreckt, dass nicht erkannt werden kann, ob sie in Lebenslage einsedimentiert wurden oder nicht.

In den kalkigen Schichten treten häufig Lagen von Oolithen auf. Dabei können wir 2 Typen unterscheiden:

1. Die schwarzen, «pyritischen» Oolithe (Fig. 13, S. 709). Blaugraue Grundmasse von Kalk, mit schwarz pigmentierten, meist sehr stark verschieferten Ooiden. Im Zentrum sitzt oft ein detritisches Quarzkorn. Makroskopisch sind diese Oolithe selten zu erkennen. Häufig wirken die Gesteine, die zum grössten Teil aus verschieferten schwarzen Ooiden bestehen, ziemlich massig und bilden

Lagen von 0,005 bis 0,5 m Mächtigkeit in den dunkelgrauen Kalkschiefern. Neben einer schwachen konzentrischen Struktur der Ooide ist eine starke radiale zu erkennen.

2. Die dolomitisierten Oolithe (Fig. 12, S. 708). Braun herauswitternde, randlich verschieden stark dolomitisierte Ooide ruhen in einer blaugrauen Kalkgrundmasse. Das Zentrum besteht häufig aus Kalzitkristallen und nur selten aus Quarz. Die Deformation ist vielfach unbedeutend, besonders bei den stark dolomitisierten Individuen. Die dolomitisierten Oolithe bilden graubraune Bänke mit einer Mächtigkeit, die zwischen 0,05 und 0,5 m variiert. Die einzelnen Ooide sind auf der leicht verwitterten Oberfläche gut erkennbar.

Gleiche und ähnliche Oolithe hat R. TRÜMPY (1949) aus der Prodkamm-Serie des Glarner Lias beschrieben.

Die untere Stgir-Serie wurde mit ihrem stark wechselnden Charakter von W. K. NABHOLZ (1948a) mit Flysch-Sedimenten verglichen. R. TRÜMPY (1949) erwähnt ebenfalls die unruhigen, azyklischen Sedimentationsverhältnisse der Prodkamm-Serie. In der unteren Stgir-Serie fehlen jedoch Breccien und Konglomerate vollständig. Auch konnten nirgends Anzeichen von echtem «graded bedding» gefunden werden. Die häufigen Oolithe sowie die selteneren Dolomite sind vielmehr Anzeichen von Seichtwasser-Ablagerungen. Die Ähnlichkeit der unteren Stgir-Serie mit der Prodkamm-Serie des Glarner Lias wird vervollständigt durch die Vorkommen von Korallen im Profil unterhalb der Alp Ramosa (A 4 (17), S. 671). Die Korallen sind im Handstück nur schwer zu erkennen, da sie stark gequetscht wurden. Im Anschliff lassen sich jedoch bei einzelnen Individuen noch deutlich die einzelnen Septen erkennen (Taf. I, Fig. 1).

J. D. FREY (1960) begrenzt die untere Stgir-Serie oben durch eine schwarze Kalkbank mit Gryphaeen und Cardinienquerschnitten. Ein Stück dieser Schicht (?) fand ich im Schutt am Fuss des Westgrates des Piz Zamuor (Fig. 27, S. 741). Anstehend konnte ich sie jedoch nirgends entdecken. Im Felde wählt man als obere Grenze der unteren Stgir-Serie am vorteilhaftesten das Einsetzen der massigen hellbraunen Sandkalke der oberen Stgir-Serie.

Die basale und die untere Stgir-Serie gleichen lithologisch ausserordentlich den Cardinien-Schichten und der Prodkamm-Serie; selbst Horizonte wie die gelbfleckigen Thecosmilienschiefer sind den Glarner Alpen und dem Greinagebiet gemeinsam. Sie dürften diesen Serien daher auch altersmässig entsprechen und wären somit ins untere Hettangian zu stellen.

FOSSILIEN DER UNTEREN STGIR-SERIE

1. Korallen

Im Handstück macht das bläulich-graue Gestein mit der bräunlichen Anwitterung einen knorriegen, ja fast konglomeratischen Eindruck. Selbst im frischen Querbruch sind die Korallen nur schwer zu erkennen. Erst im Anschliff erkennt man Linsen und Ovale von hellerem Kalzit und teilweise von gelblichem Dolomit. Bei den einzelnen Linsen, die deformede Einzelkorallen darstellen, kann man an einigen Stellen die stark plastisch verformte Radialstruktur der Septen sehen. Besser erhalten sind jene Septen, zwischen denen rekristallisierter Dolomit ein-

gelagert wurde. Diese Partien wurden weniger stark plastisch verformt, dafür sind sie oft stärker zerbrochen. (Taf. I, Fig. 1).

2. *Isocrinus* sp.⁷⁾

Die besten Exemplare finden sich auf der verwitterten Oberfläche von Stücken im Schutt. Die bräunliche Herauswitterung der 1-3 mm grossen Crinoidenreste aus dem dunkelgrauen Kalk lässt eine ankeritische Zusammensetzung der Stielglieder vermuten. Die etwas grösseren Typen weisen eine Sternform auf im Gegensatz zu den kleineren, die fünfeckig sind. Bei einzelnen Stücken lassen sich in der Anwitterung noch Strukturen der Gelenkfläche erkennen.

3. *Nannobelus* sp.

Seltene Querschnitte im anstehenden Gestein. Eventuell handelt es sich um ähnliche Formen wie *Nannobelus acutus* (MILL.).

Die obere Stgir-Serie

Die obere Stgir-Serie wurde in der Literatur bisher wie folgt beschrieben:

ALB. HEIM (1891): «braun anwitternde kalkige und sandige Bündnerschiefer» (untere und obere Stgir-Serie zusammen).

H. M. HUBER (1943): «Quarzite und Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen» (im Profil am Scopi).

E. NIGGLI (1944) beschreibt aus der Urseren-Garvera-Mulde die äquivalenten Gesteine als: «Grobsandkalke, z. T. rillenartig anwitternd, mit wenigen Schiefereinlagerungen».

W. K. NABHOLZ (1948a), Profil am Glogn: «Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden)».

Die massigen Sandkalke und Quarzite der oberen Stgir-Serie können mit der Spitzmeilen-Serie des Glarner Lias (R. TRÜMPY, 1949) verglichen werden. Diese reicht vom oberen Sinemurian (s. str.) bis an die Obergrenze des Lotharingian oder bis in das unterste Pliensbachian.

VERBREITUNG

Im ganzen Bereich des Sedimentmantels des Gotthard-Massivs werden die steilen Felswände vorwiegend durch die massigen Kalksandsteine und Quarzite der oberen Stgir-Serie gebildet (Piz Stgir, Artg Diesrut, Crap de Sevgein und Gierastein).

AUSBILDUNG

Die obere Stgir-Serie besteht durchwegs aus braun anwitternden, grauen Quarziten und Kalksandsteinen, die häufig Crinoiden führen. Die massigen Bänke haben eine Mächtigkeit von 0,5-4 m und werden durch dünne Lagen von Kalkschiefern voneinander getrennt. Eine Schieferung der massigen Gesteine ist nur in der Anwitterung sichtbar. Auf den frischen Bruchflächen erkennt man meistens die parallel zur Schichtung orientierten Chloritoidkristalle als feine Flecken.

⁷⁾ Die Bestimmung der Crinoidenreste hat Herr Dr. H. HESS ausgeführt; ich möchte ihm für sein Entgegenkommen herzlich danken.

Westlich der Alpe Bovarina (Val di Campo) ist der oberste Teil der Stgir-Serie in der auffallend gelb gebänderten Form entwickelt. Es ist nicht sicher, ob diese gelbbraunen Sandsteine altersmäßig genau der obersten Stgir-Serie östlich der Greina-Ebene entsprechen, oder ob es sich um jüngere Bildungen handelt.

Die obere Begrenzung der Stgir-Serie zeigt im Untersuchungsgebiet einen sprunghaften Übergang der gelbbraunen Anwitterungsfarbe der hangenden massigen Kalksandsteine zu der grauen Farbe der Inferno-Schiefer. Dieser auffallende Wechsel in der Farbe und auch in der Härte des Gesteines lässt sich im ganzen Gebiet sehr gut verfolgen. Da er die einzige scharfe lithologische Grenze darstellt, diente er als Grundlage bei der Zusammenstellung der Profile auf den Tafeln II und III.

In der unmittelbaren Grenzregion zwischen der Stgir- und der Inferno-Serie ist in der Scopi-Zone ein Fossilhorizont vorhanden. Leider wurde dieser Horizont tektonisch stark beansprucht, so dass die Makrofossilien meistens in stark deformiertem Zustand erhalten sind. Ich vermute, dass die besser erhaltenen Fossilien, die ROTHPLETZ (1895, S. 35) von der Hitzcke (Hitzegga am Mundaun) beschreibt und diejenigen, die Herr Prof. E. NIGGLI dort fand, ebenfalls aus diesem Niveau stammen⁸⁾.

Am NW-Grat des Piz Stgir ist die Fossilschicht in der Höhe von 2665 m gut zugänglich aufgeschlossen.

Die Fossilien erscheinen in zwei handbreiten Horizonten innerhalb der graublauen, 0,5 m mächtigen stark verschiefernden Sandkalkbank, die am Piz Stgir unmittelbar unter den massigen gelbbraunen Quarziten der oberen Stgir-Serie liegen. Es konnten keine Anzeichen eines Kondensationshorizontes gefunden werden⁹⁾. Die Fossilien sind gegenüber der Erosion stabiler und bilden ebenfalls hervorstehende Wülste. Die drei erkennbaren Ammonitenreste ragten wenig aus dem Gestein heraus. Sie sind grob rekristallisiert, aber erstaunlich wenig deformiert. Die gefundenen Stücke befanden sich alle auf der Schichtunterfläche, also auf der ursprünglichen Oberfläche der sandigen Bänke der heute verkehrt liegenden obersten Stgir-Serie.

In den Schuppen ist die obere Stgir-Serie nicht mehr so mächtig wie in der Scopi-Zone. In der Zamuor-Schuppe (Profil C 4, S. 673) enthält sie an einer Stelle eine Konglomeratlage, die aber nur lokale Bedeutung hat. In der Pianca-Schuppe löst sich die obere Stgir-Serie, die im Norden massig ist, in einzelne sandige Bänke auf, die von grauen Kalkschiefern unterbrochen werden. Häufig treten handbreite, massive, graublaue Kalke mit dolomitisierten Ooiden auf, ähnlich wie sie in der unteren Stgir-Serie der Scopi-Zone vorkommen. In den östlichen Seitentälern des unteren Glogn (Profile D 7, D 8, D 9) liegen im Bachbett oft Blöcke eines massigen Kalkes mit cm-großen Linsen von braun verwitternden Ooiden.

⁸⁾ Herr Prof. Dr. E. NIGGLI hat uns freundlicherweise Photographien seiner Fossilien zur Verfügung gestellt.

⁹⁾ Im Profil am Abfluss des Griesgletschers im Aeginental (Oberwallis) ist die entsprechende Schichtfolge gleich ausgebildet. Über den massigen Sandkalken und Quarziten (R. EICHENBERGER, 1924, S. 462) folgt ein gleichartig entwickelter Fossilhorizont, der aber an jener Stelle bis jetzt keine Ammoniten geliefert hat. Erst 2 m höher, an der Basis der Wechsellagerung zwischen knotenarmen Kalken und Knotenschiefern, sind im Aeginental geringmächtige Erscheinungen zu beobachten, die gut einem Kondensationshorizont entsprechen könnten.

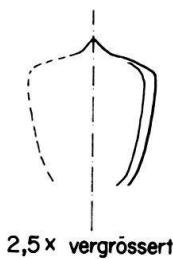
Die anstehende Schicht ist nicht leicht zu finden, da sie in einzelne Linsen zerriissen wurde und in der Steilstufe der oberen Stgir-Serie nur schwer zugänglich ist.

FOSSILIEN DER OBEREN STGIR-SERIE

1. *Arnioceras* sp.¹⁰⁾

Die drei Fragmente stammen alle aus der gleichen, fünf cm dicken Lage, die neben stark deformierten Gryphaeen noch Stielglieder von Crinoiden führt. Sie bestehen aus gröber rekristallisiertem gelblichem Kalzit und aus grau pigmentiertem Kalk. Das am besten erhaltene Bruchstück (Taf. I, Fig. 2) besteht aus einem wenig deformierten Fragment eines Umganges, das noch neun Rippen trägt. In der Mitte ist das Stück etwas zerbrochen und stärker korrodiert. Trotzdem kann man an zwei Stellen noch deutlich den geraden feinen Kiel erkennen.

Der letzte Umgang trug wohl ca. 20–24 Rippen. Diese sind radial, gerade und scharf: Die grösste Höhe der Rippen ist am externen Ende der Flanken; dort tritt eine rasche Abschwächung auf, wobei an einzelnen Stellen angedeutet ist, dass die Rippen scharf nach vorn abgebogen sind.



Verhältnis: D/H ca. 0,75 (über die Rippen gemessen)
 Nabelweite: 0,4 – 0,45 ? (nur grob abschätzbar)
 Rechteckiger Windungsquerschnitt.

Bei dem Bruchstück handelt es sich vermutlich um Reste eines *Arnioceras* sp. (ob. Sinemurian s. str. – Lotharingian) (*semicostatum*-Zone – *oxynotum*-Zone). Vgl. die Abbildungen: REYNES 1879, Pl. XV, Fig. 5 nach DONOVAN 1955: A. aff. *falcaries* (QUEN.) oder: A. HYATT 1889, Pl. II, Fig. 7: A. *miserabile* var. *cuneiforme*?

Echioceras und seine Verwandten besitzen rundliche Windungsquerschnitte und einen weiteren Nabel. Die Rippen sind weniger gerade, nicht so scharf und zudem meist enger (Lotharingian).

Pleuroceras (Domerian) besitzt Zopfkiel, Knoten auf den Rippen. Einzig vergleichbar wäre die Gruppe um *P. hawskerensis*, welche aber einen höheren Kiel und einen engeren Nabel aufweist.

2. *Isocrinus tuberculatus* (MILL.)

In den gleichen Lagen des Fossilhorizontes, in dem die Ammonitenreste gefunden werden konnten, treten auch die bis 10 mm grossen, sternförmigen Crinoidenreste auf. Bei einem Exemplar, das aus den entsprechenden Schichten in der Zamuor-Schuppe stammt, lassen sich auf der Gelenkfläche die feinen Zähne noch deutlich erkennen. Die Erhebungen sind allerdings teilweise beschädigt. Nach einer mündlichen Mitteilung hat R. TRÜMPY diese grossen Crinoiden nur im Lotharingian in den Glarner Alpen und bei Bex feststellen können.

¹⁰⁾ Herr Dr. D. T. DONOVAN hat die drei Bruchstücke von Ammoniten bestimmt. Ich möchte ihm für diese Arbeit herzlich danken.

3. *Isocrinus* sp.

Die fünfeckigen bis schwach sternförmigen, fünf Millimeter grossen Crinoidenreste wittern dank ihrer anderen chemischen Zusammensetzung aus dem kalkig-sandigen Muttergestein heraus. In einigen dünnen kalkreichen Einschlüsseungen zwischen den massigen Quarziten der oberen Stgir-Serie treten sie sehr häufig auf. Meistens sind sie jedoch schlecht erhalten. An einzelnen Exemplaren lassen sich auf den Gelenkflächen noch fünf Doppelreihen von feinen Vertiefungen erkennen, die leicht geschwungen gegen die Kanten der Stielglieder hinauslaufen.

4. *Gryphaea* sp.

Im Fossilhorizont an der Grenze zwischen der Stgir- und der Inferno-Serie, am Piz Stgir und am Artg Diesrut sind die Schalen der Gryphaeen meist bis zur Unkenntlichkeit gestreckt. Sie erscheinen in der Anwitterung nur noch als dünne Formen von weisslichem rekristallisiertem Kalzit und erreichen Längen bis zu 30 cm. In den meisten Fällen sind sie nicht mehr zu erkennen. Ein einziges, wenig deformiertes Exemplar konnte im Schutt SE des Piz de Vrin gefunden werden. Die Rippung der Schale ist noch deutlich zu erkennen; ein Sinus ist nirgends angedeutet.

Ablagerungsbedingungen

Die basale und die untere Stgir-Serie unterscheiden sich in facieller Hinsicht wenig. Die Anwesenheit von Korallen und von anderen benthonischen Organismen wie Muscheln und Gastropoden weist auf eine neritische Entstehung der Sedimente hin. Die Korallen traten als vereinzelte Bank auf. Sie können nur in einem gut durchlüfteten, normal salinären Wasser in geringer Tiefe gelebt haben. Die starke Pigmentierung der kalkigen und tonigen Schichten mit Pyrit, Markasit und Graphitoid weist auf reduzierende Bedingungen im abgelagerten Sediment (und zeitweise wohl auch im Bodenwasser) hin. Die Bildung von Ooiden und die Ablagerung von Crinoidenresten, Schalentrümmern, Ooiden und detritischem Quarz erfolgte sicher durch bewegtes Wasser.

Die obere Stgir-Serie wird durch einen starken detritischen Einfluss aus dem Norden charakterisiert. Im Süden, im Gebiet der Pianca-Schuppe, löst sich die im Norden noch einheitlich massive Serie in einzelne grobe Kalksandsteinbänke auf. Dazwischen treten die graublauen Kalkschiefer und Tonschiefer mit einzelnen Lagen von Oolithen auf. Die obere Stgir-Serie stellt den stärksten detritischen Einbruch in das ultrahelvetische Ablagerungsgebiet dar. Die Oolithfazies wird in den südlicheren Raum der späteren Pianca-Schuppe verdrängt. Dadurch zeigt die obere Stgir-Serie im Süden eine Entwicklung, die mit derjenigen der unteren Stgir-Serie vergleichbar ist. Es sind jedoch keine Anzeichen erhöhter Meerestiefe im Süden vorhanden. Im Gegenteil erscheinen die Oolithe im Süden eher häufiger.

Der Abschluss der groben detritischen Einschwemmungen von Norden scheint ganz plötzlich eingetreten zu sein. Die Oberfläche der Stgir-Serie hat dabei den Boden für eine autochthone Fauna geliefert, die sich bei der Schlammssedimentation der Inferno-Serie nicht halten konnte. Diese wurde später nur noch durch die Riein- und die Runcaleida-Schichten kurzfristig unterbrochen. Die Kalkschiefer,

die im Süden in der Stgir-Serie sehr häufig sind, gleichen auffallend denjenigen der Inferno-Serie.

Dünnenschliffbeschreibungen

329. LIAS-BASISQUARZIT

Basis der Pianca-Schuppe bei Puzzatsch. Profil D 4 (2), S. 674

Quarzit mit Kataklastestruktur, die schwach rekristallisiert ist.

Die bis zu 2 mm grossen Quarzkomponenten zeigen häufig Sprünge und löschen undulös aus. Die Grundmasse besteht aus einem feinen lepidoblastischen Netz von Serizit und kleinen Quarzkörnern. Die Glimmer sind am häufigsten entlang der alten Verschieferungsfächen. Pyrit ist oft in mm-grossen Würfeln vorhanden.

Das Pigment ist in der Grundmasse stark vertreten. Neben den als Pyrit erkennbaren Partikeln besteht der Hauptteil aus feinerem schwarzem, nicht näher bestimmbarer Material. Einzelne Quarzkörner sind in kleine Bruchstücke zerfallen und führen an den Korngrenzen viel Pigment.

331. DOLOMIT-KALKSANDSTEIN DER UNTEREN STGIR-SERIE

Profil D 4 (4), S. 675

mit lagenweise: 60–90% Quarz

10–40% Dolomit

0–10% Kalzit

Der Zement der einzelnen 0,2 mm grossen Quarzkörner besteht zur Hauptsache aus Dolomit mit viel Pigment. Innerhalb von gewissen Zonen sind häufig Reste von Echinodermen und kleine Schalentrümmer vorhanden. Der Pigmentgehalt im Dolomit schwankt sehr stark. Einzelne Partien sind undurchsichtig. Serizit kommt in stark verschieferten Lagen vereinzelt vor. Kalzit ist selten, er bildet nur sporadische Nester und Kluftfüllungen.

305. KALK, MARMORISIERT, MIT DEFORMIERTEN KORALLEN, UNTERE STGIR-SERIE

Profil A 4 (17), S. 671; Taf. I, Fig. 1

Feinkristalline, wechselnd stark geschieferete Mosaikstruktur von Kalzit, mit einer Korngrösse von 0,01–0,4 mm.

Die pigmentreichen Lagen sind viel stärker verschiefert und daher viel feiner kristallin. Sie umfliessen die resistenten Partien des Gesteins, wie organische Reste, Dolomitaggregate und Quarzkörner. Stark gestreckte Schalenreste bestehen aus gröber kristallinem Kalzit.

Das Gestein enthält nur selten kleine Nester von Quarzkörnern. Der Dolomit bildet bis 3 cm grosse ovale Linsen von feinkörnigen Kristallen (0,02–0,05 mm), die eine bräunliche Färbung aufweisen. Randlich ist eine starke Serizitisierung dieser Linsen und eine Ansammlung von Quarz zu beobachten. Die dolomitischen Linsen sind viel weniger stark deformiert als die Umgebung. Im Anschliff konnten in einigen dieser Linsen noch die leicht zerbrochenen Septen von Korallen entdeckt werden. Sie sind dank der Dolomititisierung erhalten geblieben.

319. TONSCHIEFER MIT QUARZITLAGEN DER UNTEREN STGIR-SERIE

Profil A 4 (42), S. 672

Das Gestein besteht aus einer feinen Wechsellagerung von Quarzit und schichtparallel geregeltem Serizit-Chloritoidschiefer.

Der Quarzit hat eine Korngrösse von 0,05–0,1 mm und besteht zu 95% aus Quarz mit leicht gerichteter Mosaikstruktur. Zwischen den einzelnen Körnern liegen gut geregelte, feine Serizitschuppen und einzelne grössere farblose Chloritoide.

Die Serizit-Chloritoidschiefer bilden schwarz pigmentierte Lagen mit einzelnen feinen Quarznestern. Die Chloritoide formen Rosetten und Haufen, die quer zur Schieferung stehen. Sie sind gröber als der Serizit.

307. DOLOMITISCHER KALKSANDSTEIN MIT EINZELNEN SCHIEFERIGEN LAGEN DER UNTEREN STGIR-SERIE

Profil A 4 (19), S. 671; Fig. 11

mit je nach Lage: 40–80% Quarz

0–20% Kalzit

10–50% Dolomit

Chloritoid innerhalb von Lagen und Nestern bis 60%.

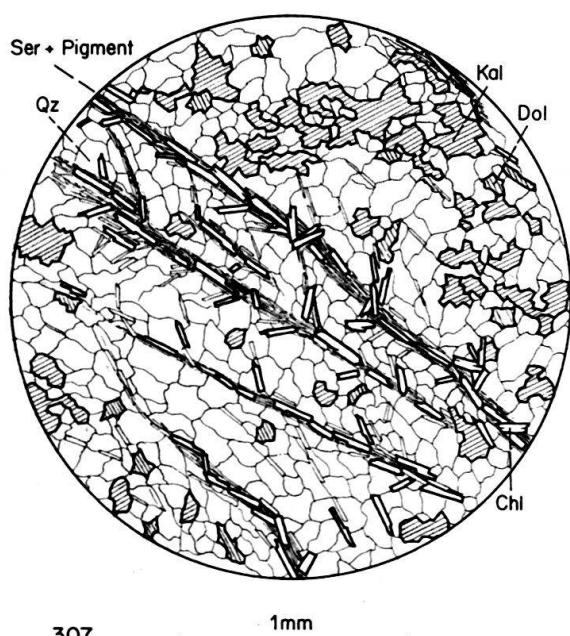
Das Pflastergefüge von Quarz und Dolomit ist nur ganz schwach geschiefer. Die schieferigen Lagen sind sehr stark schwarz pigmentiert und bestehen aus s-parallelem Serizit und oft quer dazu stehendem farblosem Chloritoid.

Der Dolomit ist leicht braun und neigt an einzelnen Stellen zu idiomorpher Ausbildung. Randlich ist er stark braun zersetzt, was auf seine ankeritische Zusammensetzung hinweist. Er ist in Lagen und Nestern angeordnet, die meistens aus mehreren Kristallbruchstücken zusammengesetzt sind. Häufig sind die dolomitischen Partien stark braun pigmentiert.

Der Kalzit ist wie der Dolomit in einzelnen Nestern vorhanden, doch zeigt er keine Spur einer Kataklyse.

Chloritoid und Serizit erscheinen in schwarz pigmentierten Schieferlagen und an schräg stehenden Clivageflächen. Diese Lagen, die vor der Metamorphose tonige Horizonte darstellten, durchziehen das Gestein als feine, schwarze Bänderung. Bei der erfolgten Verfaltung und der späteren intensiven Verschiebung des Gesteins wurden die Tonlagen zu Linsen und Schlieren zerrissen. In Falten sind ganze Partien von Tonschiefern vorhanden, in denen die sandigen Bänke zu Linsen zerrissen wurden.

Die schwarze Pigmentierung ist auf die Schieferlagen beschränkt und wird durch äußerst feine Körner eines schwarzen Materials gebildet.



307
Fig. 11. Karbonatführender Quarzit der unteren Stgir-Serie. In den pigmentreichen Lagen tritt häufig Chloritoid auf. Profil am Ausgang der Alp Ramosa.



333
Fig. 12. Kalkstein mit randlich dolomitisierten Ooiden aus der Stgir-Serie der Pianca-Schuppe gegenüber Puzzatsch.

333. KALKSTEIN MIT DOLOMITISIERTEN OOIDEN DER UNTEREN STGIR-SERIE

Profil D 4 (6), S. 675; Fig. 12

Die Ooide bestehen aus einem kalkigen Kern und einer dolomitischen Hülle. Ihre Grösse variiert zwischen 0,5 und 3 mm. Häufig sind runde, ganz kleine Ooide ganz aus Dolomit. Scha-

lentrümmer, die nur eine dolomitische Umkrustung zeigen, sind meist viel stärker verschiefert. Schalentrümmer, die keine Dolomitisierung erfuhren, sind nur noch als größer kristalline Zone in der kalzitischen Grundmasse zu erkennen.

Die Grundmasse besteht aus stark verschiefertem Kalzit, der vereinzelt Quarzkörner enthält. Die Dolomitkörner, die als Bruchstücke einzelner Ooide in der Grundmasse schwimmen, sind immer isometrisch und nie verschiefert.

Die Pigmentierung ist schwach, verglichen mit anderen Gesteinen der unteren Stgir-Serie. Im Gegensatz zu den Kalken mit pyritischen Ooiden tritt hier das schwarze Pigment fast ausschliesslich in der Grundmasse auf. Die feinen schwarzen Schlieren und Körner, von denen die grösseren kubischen Formen aufweisen, sind besonders an Schieferungszonen und am Rande der Oolithe vorhanden. Die Dolomitkörner, die keine Deformation aufweisen, sind nicht pigmentiert, sie haben nur eine leicht bräunliche Farbe.

666. OOLITHISCHER KALK MIT PYRITISCHEN OOIDEN DER UNTEREN STGIR-SERIE Profil A 10, Fig. 13

Der Oolith ist sehr stark verschiefert, so dass die ursprüngliche Struktur nur noch an stärker rekristallisierten, nicht verschieferten Stellen erkannt werden kann. Am besten sind die Crinoidenreste und ihre unmittelbare Umgebung erhalten. Sie bestehen aus einem einzigen Kalzitkristall, der stärker pigmentiert ist. Randlich sind dabei noch Zonen mit vollständigen, nicht verschieferten Ooiden erhalten.

Die Ooide haben einen Durchmesser von 0,1–0,3 mm und enthalten im Zentrum häufig ein Quarzkorn. Die deutlich radiale Struktur ist in konzentrische Schalen unterteilt.

Die Pigmentierung ist bei den Crinoiden bräunlich und besteht aus sehr feinen, 0,005 mm grossen Partikeln. Sie sind in den Kalzitkristallen eingelagert. Ob es sich um eisenhaltige Verbindungen, oder um Einschlüsse von Luft oder Flüssigkeit handelt, ist nicht sicher. In den Ooiden wird die Pigmentierung durch feinste schwarze Körnchen und Schlieren hervorgerufen,

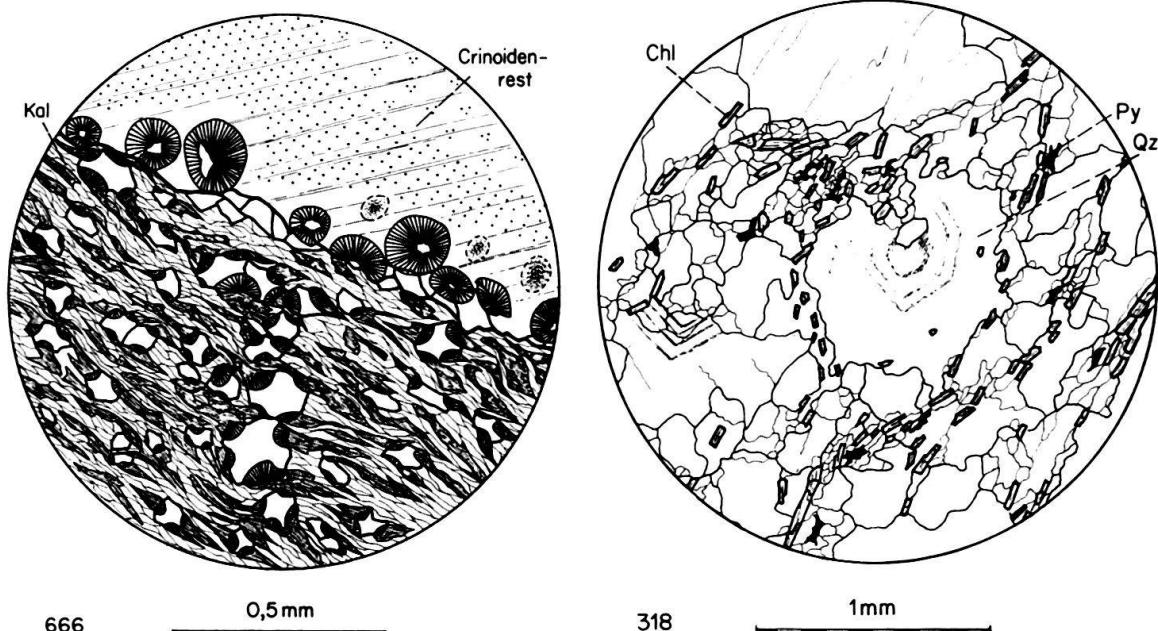


Fig. 13. Oolithischer Kalk mit stark verschieferten, schwarzen Ooiden, die in der Nähe eines Crinoidenrestes erhalten geblieben sind. Nicht deformierte Bruchstücke des ursprünglichen Gesteins schwimmen in der Masse der schwarzen Schiefer. Aus der unteren Stgir-Serie der Scopi-Zone an der Strasse Ilanz – Peidenbad.

Fig. 14. Blastopsammitischer Quarzit mit Chloritoid. Die Quarzkristalle zeigen Zonarstruktur. Obere Stgir-Serie am Ausgang der Alp Ramosa.

die zwischen den einzelnen Kalzitprismen der radialstruierten Ooidschalen eingelagert sind. Die Natur dieses Pigments ist nicht bekannt. Vermutlich handelt es sich um Graphitoid.

430. GROBER KALKSANDSTEIN DER OBEREN STGIR-SERIE

Profil C 4 (26), S. 674

Die groben Komponenten, die einen Durchmesser von bis zu 3 mm haben, bestehen zum grössten Teil aus Quarz; daneben kommt noch etwa 10% Dolomit vor. Sie tragen Spuren einer Kataklase. Die meisten sind zerbrochen und ihre Bruchstücke löschen undulös aus.

Die Grundmasse besteht zu 30–60% aus Kalzit und enthält viele Quarzkörper in allen Größen. Einzelne Nester eines feinkörnigen, braun verwitternden Dolomites mit viel braunem Pigment sind Fragmente von zerbrochenen gröberen Dolomitkomponenten.

Die seltenen detritischen Kalzite zeigen eine fein pigmentierte Maschenstruktur, wie sie Skelettresten von Echinodermen eignen ist.

Serizit ist nur in stark verschieferten Zonen häufig.

318. QUARZIT MIT BLASTOPSAMMITISCHER STRUKTUR UND LAGEN VON CHLORITOID AUS DER OBEREN STGIR-SERIE

Profil A 4 (43), S. 672; Fig. 14

Quarz: Die ursprünglichen Komponenten hatten einen Durchmesser von 1–2 mm. Ihre Körngrenzen sind nur noch an den welligen Lagen von Chloritoid zu erkennen, da eine starke Kataklase stattgefunden hat. Die einzelnen Bruchstücke sind scharf begrenzt und löschen undulös aus. Oft sind ehemalige Bruchzonen gut verheilt und kaum mehr zu erkennen. Ein Wachstum, das nach erfolgter Kataklase stattgefunden hat, ist deutlich.

Die grösseren Quarze zeigen Einschlüsse von feinen, idiomorphen Rutilnadelchen. Diese wurden bei der Kataklase mit den Quarzkristallen zerbrochen; sie waren also schon vorher in den einzelnen detritischen Körnern vorhanden.

Kalzit: Die sehr seltenen Kalzite bilden sporadisch kleine Nester zwischen den einzelnen Quarzkristallen.

Chloritoid: Die dünnen farblosen Täfelchen finden sich fast ausschliesslich entlang von tonigen, stark pigmentierten Zonen, die Bewegungsflächen darstellen. Sie sind polysynthetisch verzwilligt und haben einen Auslöschungswinkel von 10–14°. An einigen Stellen neigen sie zur Bildung von Rosetten.

Pigment: Die schwarze, feinverteilte Masse besteht aus ganz feinen Nadeln und Knötchen. Die gröberen Körner lassen oft eine kubische Struktur erkennen. Im Gebiet der Chloritoidzüge, die wohl ehemalige Tonlagen darstellen, ist das Pigment besonders stark angereichert. Das Pigment wird sowohl organischer (Graphitoid) als auch anorganischer (Pyrit, Markasit) Herkunft sein.

2. Die Inferno-Serie¹¹⁾

Die Inferno-Serie entspricht folgenden Serien in der Literatur:

ALB. HEIM (1891): «Graphitschwarz glänzende Knotenschiefer», kalkig, nur im Westen als Knotenschiefer ausgebildet.

W. K. NABHOLZ (1948 a): «Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, ± sandig».

¹¹⁾ Die Typuslokalität in der Val d’Inferno (E des Scopi) wird von A. BAUMER (in Vorbereitung) beschrieben (A. BAUMER et al., 1961). Erst nach der Publikation der vorläufigen Mitteilung (BAUMER et al., 1961) wurde unsere Equipe darauf aufmerksam, dass A. FAURE-MURET (1955) in den prätriadischen Sedimenten des Argentera-Massivs bereits eine Gesteinsgruppe mit diesem Namen bezeichnet hatte. Um Verwechslungen vorzubeugen, möchten wir festhalten, dass zwischen den beiden gleichnamigen Serien kein Zusammenhang besteht.

Als Inferno-Serie bezeichnet unsere Equipe die Kalke und Kalkschiefer mit grauer bis grauschwarzer Farbe, die stratigraphisch über der oberen Stgir-Serie und unter den schwarzen Tonschiefern der Coroi-Serie liegen. Die Inferno-Serie enthält im Westen die klastischen Einschaltungen der Riein-Schichten und die Runcaleida-Schichten.

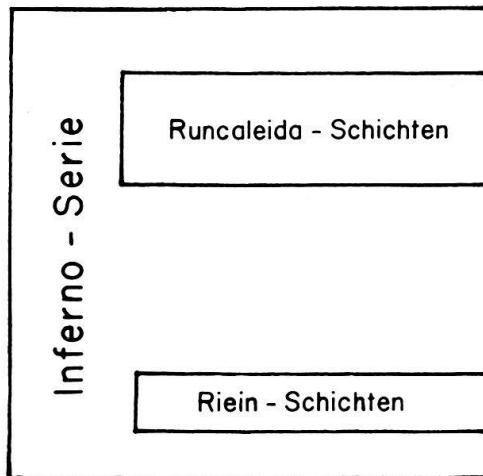


Fig. 15. Unterteilung der Inferno-Serie.

VERBREITUNG

Die grauen Kalkschiefer bilden die unteren Partien des Piz Zamuor und des Piz Stgir. Vom Pass Diesrut aus lassen sie sich ostwärts über den W-Grat des Artg Diesrut bis in die W-Wand des Piz de Vrin verfolgen. Dort ist die starke tektonische Anhäufung am besten sichtbar (Fig. 3, S. 670). Die Sackungsmassen von Vrin bestehen zum grössten Teil aus Inferno-Kalkschiefern. Zwischen Surin und Silgin sind die grauen Schiefer nur in den Erosionsformen der Bäche aufgeschlossen. Die Schulter von Lumbrein wird zu einem beachtlichen Teil von der Inferno-Serie aufgebaut. Während die Sackungen des Mundau im unteren Lugnez auf der linken Seite ein weiteres Verfolgen der Serie verunmöglichen, sind am rechten Ufer des Glogn verschiedene Aufschlüsse zu finden. Die Situation beim Crap de Sevgein ist aus Fig. 1 bei NABHOLZ (1948 a) ersichtlich. Die östliche Fortsetzung der Inferno-Serie verschwindet von dort aus gegen Osten bald unter den Schuttmassen des Flimser Bergsturzes.

Im Westen lassen sich die Inferno-Kalkschiefer vom Ausgang des Canal über den Marumo bis in die Val Camadra und über Riale Retico¹²⁾, Val d'Inferno bis in den Südgrat des Scopi verfolgen.

In den Schuppen ist die Inferno-Serie häufig nur noch als geringmächtiger Zug direkt unter der Grenztrias vorhanden. So sind die marmorisierten, blau-grauen Kalke in der obersten Pianca-Schuppe zur Inferno-Serie zu zählen. Im Westen, wo die Riein-Schichten die jüngsten erhaltenen Partien der Schuppe bilden, sind über der Stgir-Serie noch 50 m Inferno-Kalkschiefer vorhanden. Bei Puzzatsch bildet die Inferno-Serie den Synklinalkern der Zamuor-Schuppe.

¹²⁾ Abfluss des Lago Retico.

AUSBILDUNG

Die Gliederung der Inferno-Serie ist in der Val Cavallasca besser möglich. J. D. FREY unterscheidet (1960):

Obere Inferno-Serie: 200 m grauschwarze Mergelschiefer mit späten Bänkein;
 Mittlere Inferno-Serie: 250 m grauschwarze Mergelschiefer;
 Untere Inferno-Serie: 50 m gebänderte, grauschwarze Mergelschiefer und Kalke.

Diese Dreiteilung kann im östlichen Gebiet nur zum Teil erkannt werden, da die tektonische Überprägung viel stärker ist.

Die untere Inferno-Serie besteht aus gebändert anwitternden Kalken, die durch den wechselnden Ton-Kalk-Gehalt eine fingerdicke bis handbreite Bankung aufweisen. Sie tritt aber durchaus nicht regelmässig auf, so dass man sich fragt, ob nicht ein Teil der Bänderung durch eine spezielle Verschieferung hervorgerufen wird.

Die mittlere Inferno-Serie bildet die Hauptmasse der monotonen grau-blauen Kalkschiefer. Die ursprüngliche Mächtigkeit war vermutlich im Osten noch grösser, da die späten Bänke der oberen Inferno-Serie nicht mehr auftreten. Die Unterscheidung von den gebänderten Serien des Liegenden ist schwierig, da keine scharfe Grenze existiert und die verschiedene Ausbildung oft nur sichtbar ist, wo die Schichten etwas verwittert sind. Im Osten, im Carreratobel werden die Sedimente der Inferno-Serie kalkiger und dadurch heller, besser gebankt und weniger verschiefert.

Die obere Inferno-Serie besteht aus denselben grauschwarzen Kalkschiefern wie die untere und die mittlere Inferno-Serie. Da die, im Westen typischen, späten Bänke im Untersuchungsgebiet nicht mehr vorkommen, ist eine Abtrennung nicht mehr möglich. Doch kann man die späten Kalke vielleicht mit den auskeilenden Runcaleida-Schichten in Verbindung bringen, die ja ebenfalls häufig Crinoidenreste enthalten. Zuoberst wird die Verschieferung stärker, und die Farbe wechselt von grau zu schwarz. Der Übergang zu den Tonschiefern der Coroi-Serie ist unscharf. Bei den Kartierungen haben wir nur kalkfreie schwarze Tonschiefer zur Coroi-Serie gerechnet.

In der Pianca-Schuppe erscheint an verschiedenen Stellen dicht unter der Grenztrias ein grauer, marmorisierter Kalk. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen zwei und fünf Metern. Er lässt sich von der Alpe Motterascio bis in die Gegend von Brün verfolgen. Im Osten tritt er meist wenige Meter über dem weissen Sandkalk der Riein-Schichten auf. Westlich des Valserrheines, wo die Riein-Schichten vermutlich nicht mehr abgelagert wurden, liegt er wenig über der unscharfen Obergrenze der Stgir-Serie. Sein Verlauf ist also von Westen gegen Osten nicht an einen bestimmten Horizont gebunden; er tritt diskordant zur Schichtung auf. Diese Tatsache bestärkt die Ansicht, dass es sich um einen schwach sandigen Kalk der Inferno-Serie handle, der in der Nähe der Überschiebung stärker marmorisiert und dabei aufgehellt wurde.

Am Nufenenstock konnte eine ähnliche Erscheinung gefunden werden. In der Nähe eines tektonischen Kontaktes wurde der dunkelgraue, oberliasische Kalk mit Zoisitknoten in 1–3 m Tiefe diskordant zur Schichtung ausgebleicht. Die im Gestein vorhandenen Belemniten sind im hellgelben wie im dunkelgrauen Teil des Gesteins erhalten. Auf den Schichtflächen des hellen Marmors trifft man häufig Disthen.

Ablagerungsbedingungen

Die Kalkschiefer der Inferno-Serie enthalten besonders im basalen Teil noch bis zu 20% detritischen Quarz. Im Gegensatz zu den braunen Sandkalken der Stgir-Serie führen sie keinen detritischen Dolomit, was in der Anwitterung deutlich hervortritt. Als Neubildungen treten sehr häufig bis faustgrosse Pyritknollen und grosse Linsen und Kluftfüllungen von weissem Quarz, gelblichem ankeritischem Dolomit und Kalzit auf.

Die Inferno-Serie enthält grosse Belemniten, die bereits von CH. MAYER-EYMAR (in ALB. HEIM, 1891) ausschliesslich als Mittel- bis Oberlias-Formen erkannt wurden (*Passaloteuthis* sp.?). Eine nähere Bestimmung ist infolge der starken Deformation nicht möglich. Doch ist zu bemerken, dass im unteren Lias keine Formen dieser Grösse auftreten.

Die Inferno-Serie stellt eine mergelige Schlammfazies des mittleren bis oberen Lias dar, die im Süden der neritischen Randgebiete des Alemannischen Festlandes abgelagert wurde. Die Wasserverhältnisse waren vermutlich tiefer und ruhiger als zur Zeit der Ablagerung der Stgir-Serie. Wir finden in der Inferno-Serie keine Korallen, Gryphaeen, Oolithe oder Dolomite. Der terrigene Einfluss des Nordens ist beschränkt auf die Sandkalk-Einschaltungen der problematischen Runcaleida-Schichten. Die Riein-Schichten stellen eine kurzzeitige detritische Schüttung von Süden dar. Die Ausbildung der Inferno-Serie gleicht dem Domerian-Toarcian der Westschweiz, wo in den ultrahelvetischen Decken die Schieferfazies des Dauphiné-Troges vorherrscht (R. TRÜMPY, 1951a).

Im Südhelvetikum der Ostschweiz (R. TRÜMPY, 1949) sind nur die untersten Partien der Sexmor-Serie mit der Inferno-Serie vergleichbar. Die untere Sexmor-Serie ist eine geringmächtige mergelige Einschaltung zwischen den Sandkalken der Spitzmeilen- und der oberen Sexmor-Serie. Gegen Süden nehmen dagegen die Mergel überhand; einzig die Runcaleida-Schichten entsprechen wohl der mittelliasischen Sandschüttung der oberen Sexmor-Serie. Weiter gegen Süden verschwinden auch diese Vertreter des neritischen, helvetischen Faziesbereiches, und im Greinagebiet ist die ganze Inferno-Serie mergelig ausgebildet. In der Urseren-Garvera-Mulde sind die Äquivalente der Inferno-Serie nicht mehr vorhanden (E. NIGGLI, 1944, und R. TRÜMPY, 1949).

Im Süden lassen sich die oberen Partien der Terrischiefer zum Teil mit der Inferno-Serie vergleichen (W. K. NABHOLZ, 1945), doch sind die tektonischen Zusammenhänge zwischen den beiden Gebieten noch nicht abgeklärt. Die dazwischen liegenden Lugnezerschiefer sind dagegen durchaus nicht mit dem Sedimentmantel des Gotthard-Massivs zu vergleichen.

Die Riein-Schichten¹³⁾

Die Riein-Schichten bilden eine geringmächtige Einschaltung von detritischem Material in der unteren Inferno-Serie. Sie bestehen aus 2 Bänken, die je 1–5 m mächtig sind und aus weissem Sandkalk bestehen. An einigen Stellen treten detritische Feldspäte und Lagen von Quarzgerölle auf.

VORKOMMEN

In der Pianca-Schuppe erscheinen die Riein-Schichten erstmals im Profil am Valserrhein (D 6). In der Val Uastg (D 7) und in der Val de Pitasch (D 8) haben sie an Mächtigkeit zugenommen. Die grösste Mächtigkeit von 15 m erreichen sie in der Val de Riein (D 9). Die Aufschlussverhältnisse im Dutjer Tobel und im Carreratobel (D 11) sind weniger günstig, doch lassen sich die östlichen Ausläufer der Riein-Schichten dort gut verfolgen. Die Riein-Schichten bilden in der Pianca-Schuppe das höchste Element und werden direkt überschoben von der Grenztrias. Weiter im Westen betrachten wir die marmorisierten Kalke im Dach der Pianca-Schuppe als Äquivalente der Riein-Schichten.

Im unteren Teil der Val de Silgin (B 5) trifft man in der Puzzatscher Schuppe eine geringmächtige Bank von Riein-Schichten.

In der Scopi-Zone in der unteren Val de Riein (A 9) treten direkt neben den 2 m dicken Bänken der Riein-Schichten häufig Belemniten des oberen Lias auf. Die Aufschlüsse an den Strassen Ilanz – Peidenbad und Sevgein – Riein (A 10) sind schlecht. Weiter im Westen sind die Riein-Schichten in der Scopi-Zone nicht mehr erkennbar!

AUSBILDUNG

Meistens bestehen die Riein-Schichten aus zwei weissen Bänken eines sandigen Kalkmarmors, die durch eine Zone von blaugrauen Inferno-Kalkschiefern getrennt sind. In der Pianca-Schuppe wächst die Mächtigkeit bis auf 15 m, wobei die zentrale Schieferzone stark reduziert ist. Im Profil D 9 bedingen die Riein-Schichten einen kleinen Wasserfall. Unmittelbar daneben findet sich innerhalb einer 30 cm starken Schicht eine deutliche Kreuzschichtung. Leider ist das Gestein so stark deformiert, dass eine Bestimmung von Dach und Sohle nicht mehr eindeutig ausfällt. Die Feldspäte, bei denen es sich um Albite handelt, erreichen Größen von bis zu 5 mm. Sie sind schlecht gerundet und konnten bisher nur in der Pianca-Schuppe gefunden werden. Die vereinzelten Konglomeratlagen führen Quarzkomponenten, welche einen Durchmesser bis zu 2 cm erreichen.

Im unteren Carreratobel treten im obersten Teil der Riein-Schichten einzelne Crinoidentrümmer auf, die mit grobem Sand und Muscheltrümmern in Linsen angereichert sind.

ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN

Im Dünnschliff erkennt man neben den Feldspäten auch hellen, schwach bräunlich pigmentierten Kalzit und Quarz. Überraschend ist die weisse Farbe

¹³⁾ Die Riein-Schichten wurden benannt nach Riein, 4 km SE von Ilanz, wo 100 m nördlich des Dorfes ein Aufschluss des weisslichen Sandkalkes mit detritischen Feldspäten vorkommt. Die besten Profile liegen allerdings in der Schlucht der Val de Riein.

der Gesteine, die im Gegensatz zu der Inferno-Serie kein schwarzes Pigment enthalten.

Die Abnahme der Mächtigkeit und des Gehaltes an Feldspat von der Pianca-Schuppe gegen die Scopi-Zone im Norden spricht für eine Schüttung der Riein-Sandkalke von Südosten oder Süden.

Die Erscheinung der klastischen Riein-Schichten in der monotonen Schlammfazies der Inferno-Kalkschiefer ist nur kurzfristig und lokal. Die Herkunft des Materials ist ungewiss. Im Gebiet der helvetischen Decken ist kein Äquivalent der Riein-Schichten zu finden. Das Gebiet, aus welchem der Detritus der Riein-Schichten stammt, ist eher im Süden oder Südosten zu suchen. Die «Gneisquarzite» der Zone von Lunschania–Piz Terri (W. K. NABHOLZ, 1945) führen ebenfalls detritische Albite, die von einer ähnlichen Schwellenregion herrühren könnten. Um dieses Problem zu lösen, muss erst die tektonische und stratigraphische Stellung der heute dazwischen liegenden Lugnezerschiefer abgeklärt werden.

Die Runcaleida-Schichten¹⁴⁾

Sie entsprechen der «Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern», von NABHOLZ (1948 a, S. 255).

Die Runcaleida-Schichten stellen eine Einschaltung in die Inferno-Serie dar. Sie sind nur im Osten (A 10) typisch ausgebildet; in den Schuppen treten sie nicht auf. Die vorkommenden Gesteine gleichen denen der ganzen Stgir-Serie. Da die Schichten bis heute keine Fossilien geliefert haben, kann die Altersfrage nicht eindeutig gelöst werden. Die Entscheidung, ob es sich um eine tektonische Repetition der Stgir-Serie handelt, oder ob ein Äquivalent der Sexmor-Serie des helvetischen Lias (R. TRÜMPY, 1949) vorliege, kann nicht eindeutig gefällt werden.

VORKOMMEN

Die besten und fast einzigen Aufschlüsse der Runcaleida-Schichten liegen an den Strassen von Ilanz nach Riein und Peidenbad (A 10). Das Profil zwischen Ilanz und Peidenbad wurde von W. K. NABHOLZ (1948 a) eingehend beschrieben (loc. cit., Fig. 1). In der unteren Val de Silgin treten die Runcaleida-Schichten stark reduziert wieder auf. Die westlichsten Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet bilden die kleinen Wasserfälle in der Schlucht des Glenners, 100 m oberhalb der Brücke zwischen Vigens und Pigniu (Pt. 986).

Die Ausdehnung der Runcaleida-Schichten gegen Süden ist nicht bekannt, da die Pianca-Schuppe als jüngstes nur die Riein-Schichten enthält. Östlich des Crap de Sevgein tauchen die Sedimente der Runcaleida-Schichten mit der ganzen Scopi-Zone rasch unter die Massen des Flimser Bergsturzes.

AUSBILDUNG

Die Runcaleida-Schichten bilden im Gelände eine Steilstufe. Die Bankung variiert stark und als besonderes Merkmal sind die einzelnen Bänke von Quarzit und Sandkalk immer wieder durch ebenso mächtige Zonen von Kalkschiefern

¹⁴⁾ Die Runcaleida-Schichten sind benannt nach den Hängen westlich von Riein. Das beste Profil ist unmittelbar unterhalb dieser Lokalität ~~an der~~ Strasse von Ilanz nach Peidenbad aufgeschlossen.

und Tonschiefern unterbrochen. Der ganze Komplex macht einen stärker gebänderten Eindruck als die darüber anstehende obere Stgir-Serie.

Von Süden kommend, sieht man an der Strasse Peidenbad – Ilanz 100 m nach der Einmündung der Val de Riein einzelne braun anwitternde, feinkörnige Quarzitbänke, die schwach kalkig sein können. Sie schwimmen, oft zu einzelnen Linsen zerrissen, in der dunkelgrauen Masse von Kalkschiefern und Tonschiefern mit Sandlinsen. Neben den häufigen Echinodermenträmmern kann man in einer Kalkbank stark deformierte Reste einer Lumachelle finden. Im Zentrum der ganzen Serie stehen einige massive Bänke von Quarziten und Sandkalken an, die stark an diejenigen der oberen Stgir-Serie erinnern. Im nördlichen Teil treten in den massigen Kalken und in den schwarzen, dünn-schiefrigen, tonigen Kalkschiefern häufig verschiedenartige Oolithe auf. Der Anteil an Tonschiefern und Kalkschiefern ist in diesem Teil der Serie wieder erheblich grösser. Den nördlichen Abschluss bilden vereinzelte Lagen von hellen, bräunlich anwitternden Sandkalken, die viele Crinoidentrümmer enthalten. Dabei tritt eine dünne Bank auf, die neben dunkelgrauen tonigen Fetzen auch etwas gröberen Quarz enthält.

Die Ausbildung der Runcleida-Schichten in den zwei Profilen weicht etwas voneinander ab, doch sind die Unterschiede gering.

In der Val de Silgin ist die Mächtigkeit der Runcleida-Schichten auf 30 m beschränkt, wobei dennoch die typische Wechsellagerung von massigen Sandkalken und grauen Schieferzonen deutlich in Erscheinung tritt. Eine etwas gröbere Lage konnte in einer massigen Bank gefunden werden.

In der vorläufigen Mitteilung (A. BAUMER et al., 1961, S. 484) ist ein Vorkommen von rostig anwitternden Sandkalken im Dach der Stgir-Serie der Zamuor-Schuppe beschrieben. Es ist unwahrscheinlich, dass diese Gesteine, die dickschalige Reste von Muscheln führen, mit den Runcleida-Schichten verglichen werden können. Eine Deutung als östlicher Ausläufer der obersten Stgir-Serie, wie sie weiter im Westen am Scopi entwickelt ist, ist näherliegend.

ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN

In den Runcleida-Schichten konnten bisher ausser den sehr zahlreichen, aber unbestimmbaren Crinoidenresten keine Fossilien gefunden werden. Die Gryphaeen, die NABHOLZ (1948 a) in der Val Cavallasca aus dieser Serie beschreibt, stammen, nach einer Mitteilung von J. D. FREY (1960), aus dem Dach oder von der Basis der oberen Stgir-Serie der Scopi-Zone.

Die Ooide der in verschiedenen Horizonten auftretenden Oolithe sind ganz verschiedenartig ausgebildet. Innerhalb einer massigen Bank von 0,5 m Mächtigkeit sind die Ooide vollständig dolomitisiert (Fig. 17, S. 719). In unmittelbarer Nähe treten vollständig pyritisierte, schwarze Ooide auf, welche, wie das ganze Gestein, sehr stark verschiefert sind. Einzelne, meist nur handbreite Schichten enthalten auch Ooide, die nur randlich dolomitisiert sind. Wir finden also drei verschiedenartige Typen von Oolithen dicht nebeneinander. Diese Oolithe lassen sich nicht unterscheiden von den gleichen Typen in der Stgir-Serie.

Bei einer Vergleichsbegehung im Gebiet des Scopi fanden Herr Prof. Dr. R. TRÜMPY, A. BAUMER, D. FREY und ich, bei Koord. 705100/159500, in den grauschwarzen, sandigen Kalkschiefern der Inferno-Serie: («Schwarze Kalkton-

schiefer» von H. M. HUBER, 1943, Fig. 3, S. 83) Echinodermenbreccien, Sandkalke und Lumachellen. Im Dünnschliff sind neben den zahlreichen querstehenden Chloritoidleisten einzelne guterhaltene schwarze Ooide erkennbar. Die Hauptmasse des oolithischen Kalkes ist jedoch so stark zerschert, dass die einzelnen Ooide nur noch als dünne, schwarz pigmentierte Lage sichtbar sind (wie in Fig. 13, S. 709). Es besteht die Möglichkeit, dass es sich bei diesem Vorkommen um eine westliche Fortsetzung der Runcaleida-Schichten handelt.

Die starke Pigmentierung der kalkigen, und tonigen Elemente gleicht derjenigen der Inferno-Gesteine; sie tritt nur in den klastischen Zonen zurück. Das häufige Auftreten von Chloritoid in den schiefrigen, sandigen und tonigen Lagen beider Serien spricht für einen ähnlichen Chemismus und für eine ähnliche Metamorphose der Gesteine.

DISKUSSION ÜBER DIE STELLUNG DER RUNCALEIDA-SCHICHTEN

a) Stgir-Alter der Runcaleida-Schichten (Tektonische Lösung)

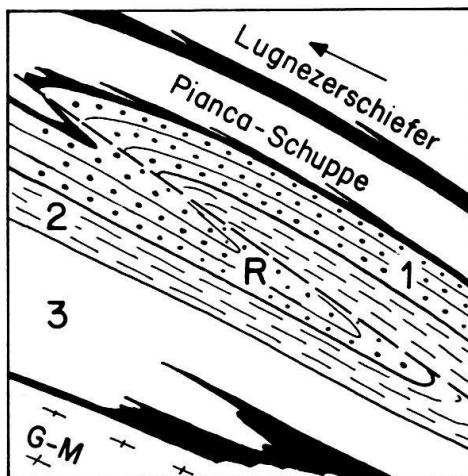


Fig. 16. Tektonische Lösung des Runcaleida-Problems.

R = Runcaleida-Schichten; G-M = Gotthard-Massiv; 1 = Stgir-Serie; 2 = Inferno-Serie
3 = Coroi-Serie; schwarz = Trias

Die Runcaleida-Schichten enthalten in vielfacher Beziehung ähnliche Gesteine wie die Stgir-Serie. Die Vergleiche mit der Stgir-Serie in den Schuppen, wo eine scharfe Trennung der unteren von der oberen Stgir-Serie nicht mehr möglich ist, sind am naheliegendsten. Die tektonische Konsequenz einer Herkunft der Runcaleida-Schichten aus dem Ablagerungsgebiet der Stgir-Serie zwischen der Scopi-Zone und der Pianca-Schuppe wäre eine Einfaltung von oben. Die Runcaleida-Schichten wären in einer früheren Phase aufgeschoben worden und später von der Stgir-Serie der Scopi-Zone überdeckt worden. Wenn man den komplizierten Bau der ganzen Schuppenzone betrachtet, so erscheint eine solche tektonische Lösung nicht unmöglich. Die Runcaleida-Schichten könnten dabei als östliche Fortsetzung jener Verschuppung betrachtet werden, die am Piz Zamuor die Coroi- und die Inferno-Serie ergreift und am Piz de Vrin vorwiegend die Inferno-Serie repetiert, doch bereits eine Verdoppelung der Stgir-Serie andeutet. Im Sommer 1962 untersuchte Herr Dr. G. VOLL die Kleintektonik des Profils an der

Strasse Ilanz-Peidenbad. Er konnte in den Runcaleida-Schichten Anzeichen finden, dass die Gesteine vermutlich aufrecht liegen. Dies würde für eine tektonische Lösung des Runcaleida-Problems sprechen.

**b) Mittel- bis oberliasisches Alter der Runcaleida-Schichten
(Stratigraphische Lösung)**

Das Hauptargument für eine normale stratigraphische Entstehung der Runcaleida-Schichten ist das Vorkommen einer ebenfalls oolithischen Serie im gleichen Niveau am Scopi. Die Oolithe besitzen hier keinen altersmässigen Leitwert, sondern sind für eine bestimmte Fazies typisch. Die Entstehungsbedingungen waren sicher im unteren Lias ähnlich wie im oberen Lias. Die Runcaleida-Schichten zeigen allerdings mehr Schiefereinlagerungen (vom Inferno-Typ) als die obere Stgir-Serie. In beiden Fällen handelte es sich aber um randliche detritische Einschwemmungen in ein Becken mit schlammiger Fazies.

Ein weiterer Grund für die stratigraphische Einschaltung der Runcaleida-Schichten in die Inferno-Serie ist das vollständige Fehlen von Trias in der Nachbarschaft der Runcaleida-Schichten. In den Runcaleida-Schichten wurden die fossilführenden Horizonte, die in der Stgir-Serie und an der Grenze Stgir/Inferno-Serie vorkommen, nie gefunden.

Die Ähnlichkeit der verschiedenen Gesteine mag auch von der starken Beanspruchung durch die Deformation und die Metamorphose herrühren. Die Metamorphose hat Sedimentations-Strukturen zum grössten Teil verwischt, so dass die ohnehin nicht stark verschiedenen Gesteine ein uniformes Aussehen erhielten.

Die Runcaleida-Schichten könnten, wenn sie eine stratigraphische Einlagerung in die Inferno-Serie darstellten, direkt mit der Sexmor-Serie des helvetischen Lias der Glarner Alpen (R. TRÜMPY, 1949) verglichen werden. Ein direkter lithologischer Vergleich ist jedoch weder eindeutig negativ noch positiv. Die Entscheidung in dieser Frage kann nur durch neue Funde von Fossilien oder Triasvorkommen in der Scopi-Zone gefällt werden. Die detaillierte Untersuchung des Mundaun durch Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI wird vielleicht die erhofften Beweise erbringen.

In der Folge werden die Runcaleida-Schichten als mittel- bis oberliasische heteropische Einschaltung in die obere Inferno-Serie behandelt.

Dünnenschliffbeschreibungen

421. GRAUER, SCHWACH SANDIGER KALKSCHIEFER DER INFERNO-SERIE

Profil C 4 (19), S. 674

10–15% Quarz
5–10% Serizit
vereinzelte Dolomitkörner.

Feine lepidoblastische Struktur von Kalzit, Quarz und Serizit. Die Länge der Quarzleisten beträgt 0,1–0,3 mm, während die Dicke meist geringer als 0,05 mm ist. Der Kalzit ist immer feiner kristallin als der Quarz und stark mit schwarzem Pigment durchsetzt. Ein wesentlicher Teil des Pigmentes ist als kleine idiomorphe Pyritkristalle erkennbar.

Der Quarz ist oft in kleinen Nestern oder Linsen angeordnet. Er ist nicht pigmentiert. Das Achsenbild des Quarzes ist schwach zweiachsig. Der Serizit ist vorwiegend an den Schieferungsflächen anzutreffen.

919. SANDKALK DER RIEIN-SCHICHTEN IN DER PIANCA-SCHUPPE

Profil D 9

Grober blaugrauer Sandkalk mit detritischen Feldspäten. Innerhalb einer blastopsammischen Grundmasse von Kalzit mit 20–30% Quarz liegen schlechtgerundete Quarz- und Feldspatrümmer (5–30%) in einer Grösse von 0,2–3,0 mm.

Der Kalzit ist von stark unterschiedlicher Korngrösse und oft mit braunen, feinkörnigen Einschlüssen durchsetzt. Die Einschlüsse sind besonders bei den grösseren Individuen auf den Kern beschränkt. Randlich tritt meist eine nicht pigmentierte Zone auf. Der Kalzit ist häufig verzwilligt und weist an einigen Stellen eine starke Verschieferung auf. An diesen Orten tritt auch spärlich Serizit auf.

Der Quarz bildet grosse Körner, die oft ein sehr feines Netz von unbestimmbaren Einschlüssen zeigen. In der Grundmasse besteht ein wesentlicher Anteil aus kleinen frischen Quarzkörnern, die in Nestern und Lagen zwischen den Kalziten liegen.

Der Feldspat besteht aus grossen detritischen Körnern, die schlecht gerundet sind und in einigen Fällen einen neogenen Rand besitzen. Zentral sind sie sehr stark verwittert und oft bis zu 50% durch bräunlich pigmentierten Kalzit ersetzt. An einzelnen Individuen ist eine schwache Albit-Lamellierung zu erkennen. Es handelt sich um Albit-Oligoklas. Die Feldspäte sind im Handstück als grobe, weisse, kantige Körner gut sichtbar. Sie treten aber nur innerhalb von bestimmten Horizonten in dieser Grösse auf.

795. FEINGESCHIEFERTER
SPRÖDGLIMMER-QUARZIT DER RUNCALIDA-SCHICHTEN
Profil A 10

Feinkörniger Quarz (\varnothing 0,1 mm) bildet eine Mosaikstruktur, die nur von einigen Kalzitlagen unterbrochen wird. Zonenweise durchdringen schräg zur Schieferung stehende Serizite und farblose Chloritoide den massigen Quarzit. Einzelne Dolomitkörner, die sporadisch auftreten, sind braun pigmentiert.

Die feine Bänderung des Quarzites kommt durch die Einschaltungen von ehemals tonigen Lagen zustande. Diese Züge bestehen heute aus Serizit, Chloritoid und viel schwarzem Pigment.

Neben der starken schichtparallelen Schieferung tritt noch ein schwaches Clivage auf, das mit den Schichtflächen einen Winkel von etwa 55° bildet.

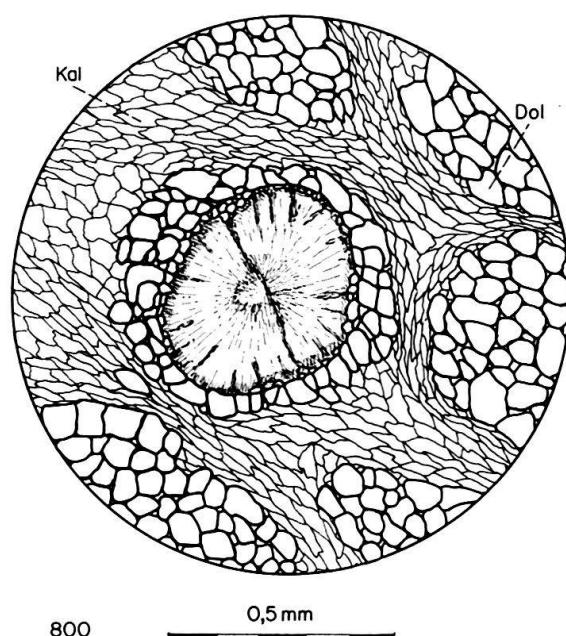


Fig. 17. Oolithischer Kalk mit vollständig dolomitisierten Ooiden. Runcaleida-Schichten an der Strasse Ilanz – Peidenbad.

800. OOLITHISCHER KALK MIT VOLLSTÄNDIG DOLOMITISIERTEN
OIDEN, RUNCALEIDA-SCHICHTEN
Profil A 10, Fig. 17

Die Ooide sind zum Teil linsig ausgequetscht und haben einen Durchmesser von 0,5–1 mm. Sie bestehen aus kleinen, kantigen Körnern (\varnothing 0,02–0,1 mm) von Dolomit. Im Kern der Ooide ist oft eine Partie von etwas feineren Dolomitkörnern vorhanden, was besonders bei stark beanspruchten Individuen zu beobachten ist. Die meisten Ooide bestehen jedoch ganz aus gleichgrossen Dolomitkörnern.

Bei einigen Ooiden bildet ein Einkristall von Kalzit das Zentrum. Die Struktur eines Echinodermenrestes ist durch stärkere Pigmentierung der Poren erhalten geblieben.

Die Grundmasse besteht aus stark verschiefertem Kalzit mit vereinzelten Dolomitkörnern, die von vollständig zertrümmerten Ooiden herrühren.

3. Die Coroi-Serie

Die Coroi-Serie ist identisch mit der «Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite» von W. K. NABHOLZ. Die Typuslokalität, der Piz Coroi im S des Greinapasses, wurde von J. D. FREY 1960 (A. BAUMER et al., 1961) beschrieben.

VORKOMMEN

Die schwarzen Tonschiefer der Coroi-Serie bilden zwischen dem Scopi und Ilanz meistens das Hangende der autochthonen Trias des Gotthard-Massivs. Die Reste des autochthonen N-Schenkels treten nur sporadisch auf. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und 800 m. Eine intensive tektonische Verschuppung sowohl mit dem Liegenden wie mit der hangenden Inferno-Serie ist an den meisten Orten vorhanden. An einzelnen Stellen (Glogn und Piz de Vrin) sind zwischen den schwarzen Schiefern Triasfetzen eingeschuppt. Häufig sind diese Bewegungsflächen die Gleithorizonte für ausgedehnte Sackungen (Alp Ramosa).

AUSBILDUNG

Die Schiefer der Coroi-Serie bestehen aus kalkfreien, ebenflächigen, schwarz pigmentierten Serizitphylliten, die jedoch besonders in den jüngeren Partien sehr quarzreich sind. Faustgrosse Rekristallisationen von Quarz und Pyrit bilden oft Formen, die an Fossilien erinnern. Trotzdem konnte bisher in der ganzen Serie kein eindeutiger Fossilrest gefunden werden.

Im obersten Teil stehen graubraune, handbreite Bänke eines feinkörnigen, gebänderten Kalksandsteines bis Quarzites an. Im Dünnschliff konnte darin häufig Chloritoid gefunden werden. Die stratigraphische Stellung dieses Horizontes kann nur vermutet werden. Er zeigt einerseits, nach Angaben von Frau S. FRANKS-DOLLFUS, gewisse Ähnlichkeiten mit dem Eisensandstein, der im Südhelvetikum immer direkt über den Aalenian-Tonschiefern folgt¹⁵⁾. Anderseits ist sein Auftreten beschränkt auf den Kontakt der Coroi-Serie mit der autochthonen Trias des Gotthard-Massivs.

Eine Unterscheidung der Tonschiefer der Coroi-Serie von basalen Partien der Stgir-Serie (des N-Schenkels der Scopi-Mulde) ist nicht möglich. Da die typischen

¹⁵⁾ Frau S. FRANKS-DOLLFUS, die Bearbeiterin des helvetischen Doggers der Ostschweiz, hat sich freundlicherweise die Mühe genommen, die Aufschlüsse am Pass Diesrut zu besichtigen.

Schichten der unteren Stgir-Serie (Lias-Basisquarzit und Oolithe) nicht anstehen, kann eine Entscheidung im Untersuchungsgebiet nicht gefällt werden.

Das Alter der Coroi-Serie lässt sich nur durch lithologische Vergleiche mit den entsprechenden helvetischen Sedimenten eruieren. Gleichartig ausgebildete Schichten konnten dort durch Fossilien als Aalenian datiert werden.

FAZIES

Zur Zeit der Ablagerung der Coroi-Serie herrschten euxinische Bedingungen. Der gröbere terrigene Einfluss ist ganz verschwunden. Im allgemeinen wird für die Aalenian-Tonschiefer bathyale Entstehung angenommen; dies mag auch für das ultrahelvetische Gebiet gelten. Das Fehlen der kalkigen Sedimente kann als Indiz dafür gezählt werden.

Vielleicht verunmöglichte aber auch die hohe Konzentration von H_2S in den Gewässern eine Ausfällung von Kalk. Das dabei erniedrigte pH begünstigte eher die Ausfällung von Silikaten, was den erhöhten Quarzgehalt der Coroi-Schiefer erklären kann. Damit würde die Coroi-Serie nicht unbedingt einem bathyalen Ablagerungsgebiet entstammen.

Dünnschliffbeschreibungen

26. SCHWARZ PIGMENTIERTE SERIZITPHYLLOLITE DER COROI-SERIE Profil A 2

Lepidoblastische Struktur von Serizit mit kleinen (0,01–0,05 mm) Quarzlinsen und Leisten. Lagenweise variiert der Gehalt an Quarz von 10–40%. Die quarzarmen Partien sind sehr stark schwarz pigmentiert. Mit der starken Vergrösserung kann man feinste, schwarze, unregelmässige Gebilde von Pigment erkennen. Bei der starken Pigmentierung, die die Untersuchungen mit dem Mikroskop stark erschwert, handelt es sich vermutlich um organisches Pigment (S. 725). Farbloser Chloritoid tritt in einzelnen Lagen recht häufig auf. Die kleinen, 0,02 mm langen Individuen stehen mit ihrer Längsachse meist quer zur Schieferungsebene. Sie sind in den quarzarmen, stark pigmentierten Lagen etwas häufiger. Kalzit fehlt vollständig. Vereinzelte kleine Pyrite treten auf, Turmalin, Zirkon (selten).

Die ebenflächigen schwarzen Phyllite sind stellenweise sehr stark verfärbt.

449. KALKSANDSTEIN AM KONTAKT ZWISCHEN COROI-SERIE UND TRIAS AM PASS DIESRUT Profil A 2

Schwarzbrauner Kalksandstein mit Chloritoid.

Die Korngrösse der Quarzkörper variiert zwischen 0,05 und 1 mm. Detritische, grobe Dolomitkörper sind selten. Die Grundmasse besteht zum grössten Teil aus verschiefertem Kalzit. Daneben kommen noch Quarz und Dolomit, in feinen Linsen und Lagen angeordnet, vor. Entlang von Schieferungsflächen tritt neben viel Serizit auch farbloser Chloritoid häufig auf, der in Rosetten, quer zur Schieferung stehend, angeordnet ist. Die dolomitischen Lagen sind braun gefärbt durch feine, nicht bestimmbare Körner. Die Schieferzonen sind schwarz pigmentiert. Turmalin ist häufig.

4. Zur Paläogeographie des Lias (Fig. 18)

Die Lias- und Aalenian-Sedimente in ultrahelvetischer Ausbildung bilden die parautochthone Bedeckung des südlichen Gotthard-Massivs. Sie entstammen einem Miogeosynkinalraum, der südlich an denjenigen der Urseren-Garvera-Mulde und der helvetischen Decken anschliesst. Die Sedimente der Stgir-Serie schliessen

direkt an die Fazies des helvetischen Sedimentationsbereiches an, in welchem sich der Einfluss des Alemannischen Landes (R. TRÜMPY, 1949) stark geltend macht und wo die Meerestiefe im allgemeinen gering war. Die jüngeren Gesteine des Untersuchungsgebietes sind «bathyaleren» Charakters. Sie stellen damit den Einbruch einer südlicheren (und auch im Westen vorherrschenden) Schieferfazies dar.

Die Stgir-Serie gleicht in ihrer Entwicklung den entsprechenden helvetischen Lias-Serien. Besonders die untere Abteilung, in ihrer Seichtwasserfazies mit Oolithen, Lumachellen und Korallen, ist unter ähnlichen Bedingungen entstanden wie die Cardinien-Schichten und die Prodkamm-Serie der Glarner Alpen. Der detritische Einfluss wird in der oberen Stgir-Serie am deutlichsten. Die groben Sandschüttungen reichen bis weit in den Südosten (Pianca-Schuppe) und verdrängen die Oolithe und feinkörnigen Quarzite bis in das Ablagerungsgebiet der Pianca-Schuppe. In dieser Richtung lässt sich ganz allgemein ein Kalkigerwerden der gesamten Stgir-Serie feststellen. Dabei werden die Oolithe häufiger, was als Anzeichen dafür gelten mag, dass die Stgir-Serie der Pianca-Schuppe nicht aus einem «bathyaleren» Ablagerungsgebiet stammt.

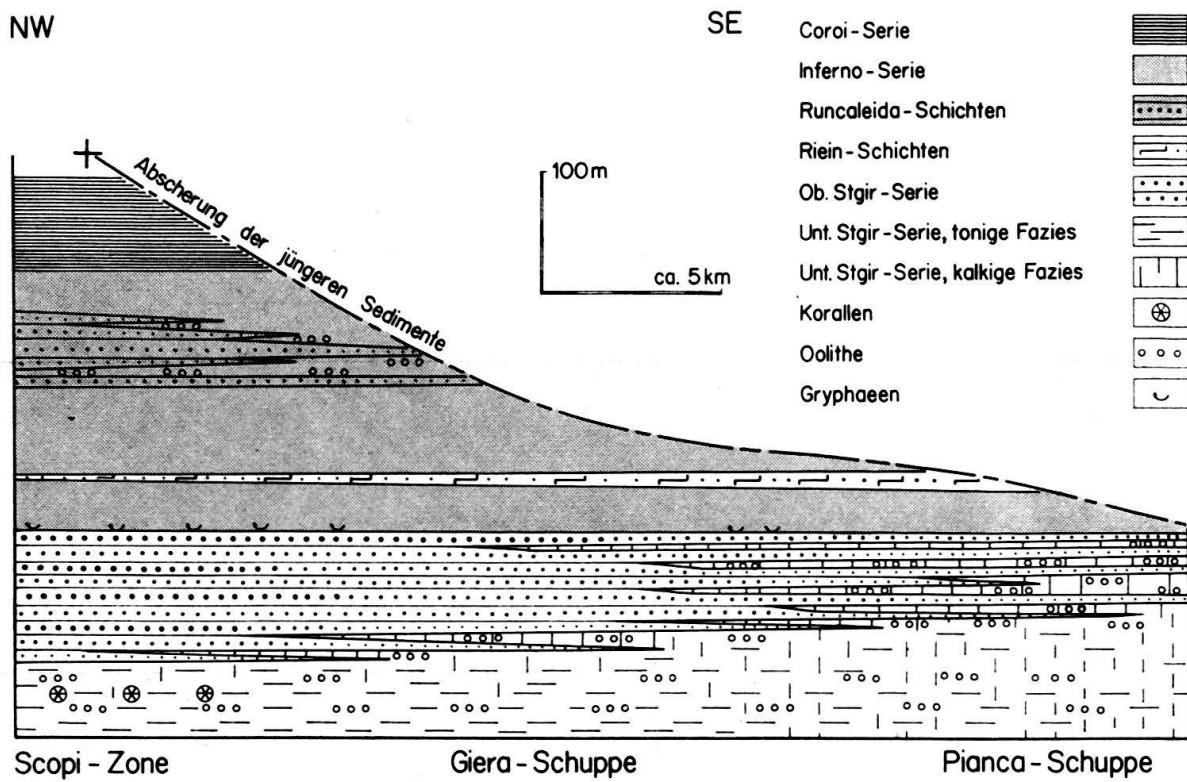


Fig. 18. Hypothetisches Faziesprofil durch den abgewickelten parautochthonen Sedimentmantel auf der Südostseite des Gotthard-Massivs.

Nach der Ablagerung der oberen Stgir-Serie erfolgte eine starke Änderung der Sedimentation, die vermutlich auf eine verstärkte geosynklinale Absenkung des ultrahelvetischen Bereiches ab Mittellias zurückzuführen ist.

Die weitere Geschichte des Untersuchungsgebietes lässt sich nicht mehr direkt mit jener des helvetischen Raumes vergleichen. Während im Helvetikum die Sandschüttung im oberen Plienbachian und im Domerian nochmals einsetzt,

lagern sich im gotthardmassivischen Bereich die monotonen, mächtigen, grauen Kalkschiefer der Inferno-Serie ab, welche einem tieferen Meeresbecken entstammen und fast keine Bodenfauna mehr führen. Sie lassen sich mit der Schieferfazies des Dauphiné-Troges vergleichen; dort allerdings fällt der Wechsel von «*Lias calcaire*» zu «*Lias schisteux*» erst mit der Wende Pliensbachian/Doomerian zusammen. Sehr ähnlich sind die Mergelschiefer des Doomerian und Toarcian im Ultrahelvetikum der Westschweiz, z. B. bei Bex (R. TRÜMPY, 1951a) und am Laubhorn (H. BADOUX, 1945). Auch im Helvetikum der Westschweiz kommen im Toarcian Mergelschiefer vor. Ob die Unterbindung der detritischen Zufuhr aus Norden im Mittellias auf die Hebung einer antithetischen Bruchschollenstaffel zurückgeführt werden kann, wissen wir nicht, da die entsprechenden Sedimente in der Ursen-Garvera-Mulde und im Autochthon des nördlichen Gotthard-Massivs nicht mehr erhalten sind.

Die Riein-Schichten stellen eine geringmächtige, grobe Einstreuung von detritischem Material in der unteren Inferno-Serie dar. Das Herkunftsgebiet, im Süden oder im Osten, dürfte in nicht allzugrosser Entfernung gelegen haben. Die schlechtgerundeten Feldspäte und das plötzliche Auftreten und Verschwinden sprechen für eine Serie, deren Entstehung mit einer kurzfristigen Hebung im Liefergebiet zusammenhängt. Eine Verbindung mit den Gneisquarziten der Zone von Lunschania-Piz Terri (W. K. NABHOLZ, 1945) ist nicht belegt. Westlich des Valserrheines sind die Riein-Schichten sehr geringmächtig. Es besteht die Möglichkeit, dass sie im Westen gar nicht zur Ablagerung gelangten.

Die Runcaleida-Schichten bilden eine wesentlich mächtigere klastische Einschaltung in der oberen Inferno-Serie. Es besteht allerdings die Möglichkeit, dass es sich bei den Runcaleida-Schichten um eine tektonische Einfaltung von Stgir-Serie in die Inferno-Serie handelt (vgl. Diskussion S. 717). Die Fazies mit Kalksandsteinen, Oolithen und Crinoiden lässt sich mit derjenigen der Stgir-Serie vergleichen. Sie könnte jedoch, ihrer Stellung nach, mit der oberen Sexmoran-Serie des Glarner Lias parallelisiert werden. Damit würde sie einem erneuten kurzfristigen Vorstoss der nördlichen Fazies gegen Süden entsprechen. Die Doomerian-Quarzite, die M. LUGEON (1914) am Torrenthorn und M. SCHENKER (1946) im Bietschtal beschrieben haben, könnten vielleicht als ungefähr gleichalterige Bildungen im Helvetikum des Wallis betrachtet werden. Am Scopi existieren nur noch geringmächtige Äquivalente der Runcaleida-Schichten.

Die Inferno-Serie geht kontinuierlich, durch Abnahme des Kalkgehaltes und durch Zunahme der schwarzen Färbung, in die ebenflächigen, schwarz pigmentierten Serizitphyllite der Coroi-Serie über. Aus Analogie zu den helvetischen Aalenian-Tonschiefern wird diese Serie dem Aalenian zugeordnet. Im Ultrahelvetikum der Westschweiz erreicht das Aalenian (Aalénien des Cols) bei sehr ähnlicher Ausbildung ungefähr die gleichen Mächtigkeiten (H. BADOUX, 1945).

Vergleiche mit anderen Gebieten (Tab. 2, S. 698)

Die lithologischen Serien, die im Ultrahelvetikum am Ostende des Gotthard-Massivs unterschieden und mit dem helvetischen Lias parallelisiert werden konnten, lassen sich auch in weiter westlich gelegenen Gebieten deutlich unterscheiden.

Am Scopi (H. M. HUBER, 1943) sind alle Serien noch annähernd gleich ausgebildet. Die Profile sind tektonisch weniger gestört. Die Obergrenze der Stgir-Serie ist etwas anders entwickelt: gebänderte Lagensandkalke bilden den Abschluss dieser Serie. Im oberen Teil der Inferno-Serie sind stratigraphische Einlagerungen vorhanden, die als Äquivalente der Runcaleida-Schichten gelten können. Den oberen Abschluss bilden hier ebenfalls kalkfreie Tonschiefer, die als Äquivalente der Coroi-Serie zu werten sind.

In der Piora-Mulde (L. J. KRIGE, 1918) haben die Sedimente eine wesentlich höhere Metamorphose erfahren als im Untersuchungsgebiet. Trotzdem lassen sich die entsprechenden Sedimente mit der basalen, unteren und oberen Stgir-Serie vergleichen. Die jüngeren Sedimente weisen allerdings einen anderen Charakter auf als die Inferno-Serie.

Am Nufenenstock¹⁶⁾ (R. EICHENBERGER, 1924), bzw. in dem gut aufgeschlossenen Profil am Abfluss des Griesgletschers sind die Serien ebenfalls ähnlich entwickelt wie am Ostende des Gotthard-Massivs. Die Trias/Lias-Grenze und die der basalen Stgir-Serie entsprechenden Schichten sind selbst im Detail mit den entsprechenden Gesteinen in der Piora-Mulde vergleichbar. Die quarzitischen Tonschiefer und Quarzite von EICHENBERGER würden ungefähr der basalen Stgir-Serie entsprechen. Diese tiefsten Liaspartien sind an verschiedenen Stellen mit relativ gut erhaltenen Ammoniten belegt (W. SALOMON, 1912). Die der unteren Stgir-Serie entsprechende Serie ist als Granat-Biotit-Plagioklas-Schiefer entwickelt und führt vereinzelte dunkle Kalkbänder mit *Gryphaea* sp. Die massigen gelben Quarzite und Sandkalke, die schöne Kreuzschichtung zeigen, können sehr gut mit der oberen Stgir-Serie verglichen werden, besonders da im Dach auch eine Fossilschicht in Form eines blaugrauen Kalkes auftritt. In diesem Gebiet ist die jüngste anstehende Einheit als gebänderte Kalke, die mit Zoisit-Knotenschiefern wechseln, ausgebildet. Sie kann mit der gebänderten Inferno-Serie verglichen werden.

Weiter im Westen, im Binntal und bei Brig wurden die gotthardmassivischen Bündnerschiefer von P. MEIER und W. K. NABHOLZ (1949) beschrieben. Die Dachschiefer von Termen sind durch Fossilien als Toarcian belegt (W. BERNOLLI, 1942). Das Gebiet der gotthardmassivischen Bündnerschiefer zwischen Brig und dem Nufenenstock wird zurzeit durch zwei Doktoranden der Universität Bern neu bearbeitet.

In der ultrahelvetischen Laubhorn-Decke (H. BADOUX, 1945) ist der Lias wie folgt entwickelt: Über dem geringmächtigen, kalkigen Rhät folgt ein ebenfalls dünnes Hettangian-Sinemurian, das kalkig-schiefrig ausgebildet ist. Diese Gesteine entsprechen vermutlich der unteren Stgir-Serie. Die spätig-sandigen Kalke des Lotharingian können am besten mit der oberen Stgir-Serie verglichen werden. R. TRÜMPY (1949) hat sie als Äquivalente der Spitzmeilen-Serie betrachtet. Über den dunklen, gebankten Kieselkalken des Pliensbachian und des Dome-

¹⁶⁾ Ich hatte im Sommer 1962 Gelegenheit, im Auftrag der Officine Idroelettriche della Maggia S. A. Locarno die gotthardmassivischen Sedimente am Nufenenstock und im oberen Aeginental zu untersuchen. Die Resultate dieser Aufnahmen wurden in einem Bericht zusammengestellt. Ich möchte der Direktion der Maggia S. A., sowie den Herren Dr. T. LOCHER und dipl. geol. A. BAUMER für die Unterstützung dieser Arbeit herzlich danken.

rian erscheinen die sandigen Mergel des Toarcian, die ähnlich wie die Inferno-Serie entwickelt sind. Das Aalenian (schistes mordorés) ist direkt vergleichbar mit den schwarzen Coroi-Schiefern.

Im ultrahelvetischen Lias von Bex (R. TRÜMPY, 1951a) herrscht über einem neritischen Unter- und Mittellias im Domerian-Toarcian die «Lias schisteux»-Fazies des Dauphiné-Troges. Im Ultradauphinois der Westalpen (R. BARBIER, 1948) findet man die gleichen Ablagerungsbedingungen wie im Dauphinois-Bereich (M. GIGNOUX et L. MORET, 1952). Über dem «Lias calcaire», der aus dunklen Kalken und Mergelkalken besteht und vom Rhät bis zum Pliensbachian reicht, folgt der «Lias schisteux», der ins Domerian, Toarcian und Aalenian gestellt wird. Diese schwarzen Schieferserien haben gewisse Ähnlichkeiten mit der Inferno- und Coroi-Serie des Untersuchungsgebietes.

Der Zusammenhang mit den nächst südlicheren Liasvorkommen ist problematisch. In der Literatur (NABHOLZ, 1945; BOLLI und NABHOLZ, 1959) wird das Ablagerungsgebiet der Lugnezerschiefer als südliche Fortsetzung des ultrahelvetischen Raumes bezeichnet. Die eigentlichen Lugnezerschiefer haben weder Fossilien geliefert, noch gleichen sie lithologisch entfernt anderen liasischen Sedimenten. R. TRÜMPY (1957) und R. STAUB (1958) haben sie als von oben her eingefaltete Kreide des Tomül-Lappens aufgefasst. Damit würden die liasischen Schiefer der Zone von Lunschania-Piz Terri zur südlichen Fortsetzung des ultrahelvetischen Raumes. W. NABHOLZ (1945; in BOLLI und NABHOLZ, 1959) hat bereits einzelne Serien dieser zwei tektonischen Einheiten miteinander verglichen.

5. Bestimmung von Kohlenstoff und Schwefel in stark pigmentierten Gesteinen

Die schwarze Färbung, die den Gesteinen des Ultrahelvetikums ein uniformes Aussehen verleiht, ist auf eine starke Pigmentierung zurückzuführen. In der Literatur (C. SCHMIDT in ALB. HEIM (1891) und weitere) wird als färbende Substanz Graphitoid oder organische Substanz erwähnt. Es wird auch bemerkt, dass ein Teil der Färbung durch Sulfide von Schwermetallen hervorgerufen werde. Um den Anteil der beiden Substanzen in den Gesteinen festzustellen, wurden an sechs Gesteinsproben Kohlenstoff- und Schwefelbestimmungen ausgeführt. Die Analysen führte freundlicherweise Herr Dr. F. HOFMANN durch.

		Gewichts-%	
		C	S
1. untere Stgir-Serie	Scopi-Zone	0,84	0,09
2. untere Stgir-Serie	Zamuor-Schuppe	0,87	0,28
3. untere Inferno-Serie	Zamuor-Schuppe	0,95	0,67
4. mittlere Inferno-Serie	Scopi-Zone	0,34	0,22
5. obere Inferno-Serie (Echinodermenbreccie, Val Presciuà)	Scopi-Zone	0,47	0,15
6. Coroi-Serie	Scopi-Zone	1,72	0,22

Bei den Bestimmungen von Schwefel ist der Gehalt an Magnetkies nicht inbegriffen, da bei allen Proben zuerst mit HCl die Karbonate entfernt werden mussten. Dabei zeigte sich nur bei der Probe 5 eine schwache Entwicklung von H_2S .

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:

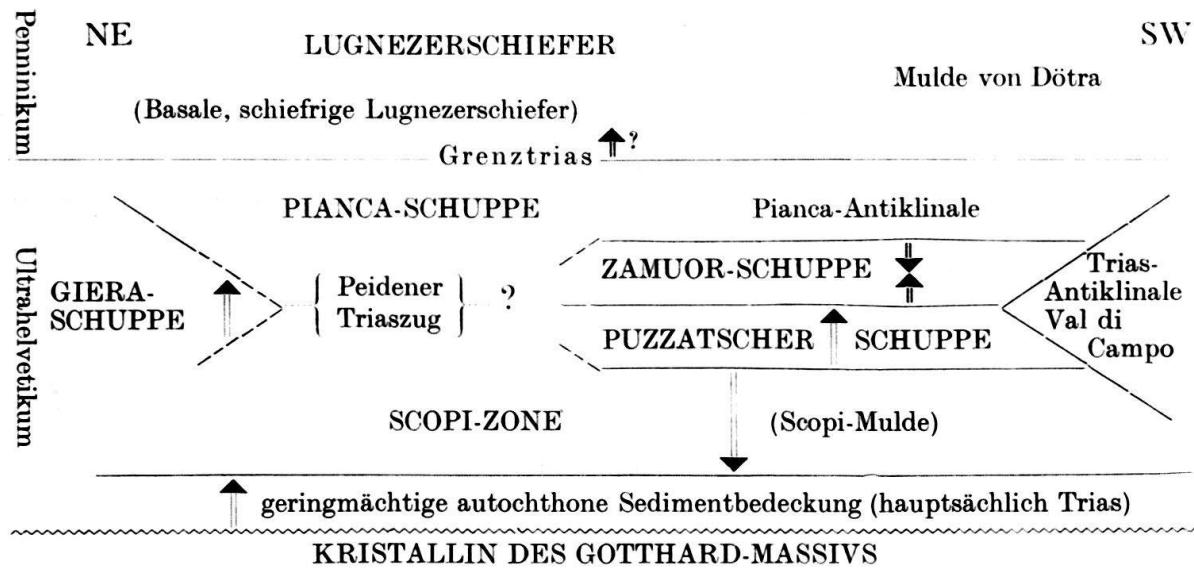


Fig. 19. Schematische Darstellung der tektonischen Einheiten am Südostende des Gotthard-Massivs.