

Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien

Autor(en): **Bolli, Hans M. / Nabholz, Walther K.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **52 (1959)**

Heft 1

PDF erstellt am: **18.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162568>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien¹⁾

Von **Hans M. Bolli** (Caracas) und **Walther K. Nabholz** (Bern)²⁾

Mit 2 Figuren und 1 Tabelle im Text und 1 Tafel (I)

INHALT:

Summary	237
Die Begriffe Bündnerschiefer und «Schistes lustrés» (Calcescisti)	238
Die penninischen Bündnerschiefer NW-Graubündens	
A. Gemeinsame Merkmale	243
Gesteinszusammensetzung vor der Metamorphose	243
Metamorphose.	244
Tektonisches Verhalten	246
B. Tektonische Gliederung	246
C. Stratigraphische Gliederung	248
Misozer Zone	248
Tomül-Lappen	248
Grava-Serie	249
Aul-Lappen und Valser Schuppenzone	249
Bündnerschiefer aus dem Liegenden der Adula-Decke	249
Zone Piz Terri-Lunschania	249
Zone der Lugnezer Schiefer.	249
Lias der südlichen Sedimenthülle des Gotthard-Massivs	250
Mikrofossilien in den Bündnerschiefern und im gotthardmassivischen Lias	
Einleitung	251
Sammel- und Untersuchungstechnik	253
Untersuchte Profile	254
Mikropaläontologische Ergebnisse	263
Ausblick	265
Résumé (en français)	266
Zitierte Literatur	267

SUMMARY³⁾

Much has been written in recent years about the terms «Molasse» and «Flysch», terms applied to the sediments deposited toward the end of the Alpine orogeny. The present paper discusses

¹⁾ Publiziert mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung und mit Bewilligung der Schweizerischen Geologischen Kommission.

²⁾ Über Teile der vorliegenden Arbeit referierte der zweitgenannte Autor anlässlich seiner Antrittsvorlesung an der Universität Bern, am 21. Februar 1959, ferner bei Vorträgen an den Geologischen Instituten der holländischen Universitäten Leiden, Utrecht und Amsterdam und vor der «Koninklijk Nederlands Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap» im Haag, am 21., 23., 24. und 25. Oktober 1958.

³⁾ Herr Professor JOHN RODGERS von der Yale University hat durch Diskussionen und Lesen des Manuskriptes in freundlicher Weise zum Gelingen der vorliegenden Arbeit beigetragen.

the sediments formed in the central geosyncline of the Alpine orogenic belt prior to the Flysch and begins with a historical review of the terms «Bündnerschiefer» and «Schistes lustrés» («Calcescisti»), which have been generally applied to those sediments. In present usage, the two terms are partly synonymous, but the «Bündnerschiefer» comprise more of the Alpine geosynclinal sediments than the «Schistes lustrés». True «Schistes lustrés» are confined to the sedimentary series of the Schistes lustrés nappe (Piedmont geosyncline) and to that of Versoyen (Lesser Saint Bernard).

The Bündnerschiefer in the northeastern part of the canton of Grisons, Switzerland, show the following features, which are typical for the Bündnerschiefer generally: predominantly detrital composition (quartz grains, clay, lime); recrystallization that has affected the rare fossils somewhat but has not destroyed them completely; strong tectonic deformation such as thrusting, tight crumpling, shear folding (see stratigraphic and tectonic analysis of the area in Fig. 1).

The Bündnerschiefer overlie Triassic rocks, but fossiliferous Liassic strata have been found only in the Tomül and Grava digitations of the Adula nappe. So far no fossils of any stratigraphic value have been observed in any younger Bündnerschiefer of Grisons, but the base of the overlying Flysch is dated by microfossils as Turonien.

In contrast to the Bündnerschiefer of the Pennine nappes, characteristic Liassic macrofossils have been found in the sedimentary cover of the Gotthard massif from south of Brig in the canton of Valais to Ilanz in the canton of Grisons. These sediments, the so-called «Gotthardmassivische Bündnerschiefer», form the continuation of the Liassic Dauphiné geosyncline; it is here proposed that they should no longer be called «Bündnerschiefer».

In the absence of macrofossils of stratigraphic value, the stratigraphic subdivision of the post-Liassic Bündnerschiefer is still based largely on assumption. Encouraged, however, by the successful isolation of microfaunas (Foraminifera, Radiolaria, micromolluscs) in Cretaceous shales from northeastern Trinidad that closely resemble the Bündnerschiefer, the present authors investigated the Bündnerschiefer of northwestern Grisons (also the Liassic cover of the Gotthard massif and the «Schistes de Ferret» in Valais), giving preference to the shalier strata like those that have proved fossiliferous in Trinidad. Microfossils were found – see Plate I and Table 1; the fauna consists principally of Radiolaria and closely similar forms, but also includes a few Ostracoda and rare, minute Gastropoda and Lamellibranchia. The fauna found so far is too sparse and too poorly preserved to permit definite conclusions on the stratigraphy or the environment.

The Bündnerschiefer are characterized by their monotonous composition and lack cyclical differentiation or rhythm, whereas the younger Flysch sediments reflect strong orogenic disturbances, expressed in submarine slides, graded bedding, etc. The Bündnerschiefer contain far fewer fossils than the Flysch, but the present study shows that they are not entirely unfossiliferous. Further investigations on a larger scale or with more advanced techniques for isolating microfossils may very well lead to the discovery of faunas of greater stratigraphic value and thus to more accurate dating and subdivision of the Bündnerschiefer than is possible today.

DIE BEGRIFFE «BÜNDNERSCHIEFER» UND «SCHISTES LUSTRÉS» (CALCESCISTI)

Es ist in letzter Zeit viel über die Begriffe «Molasse» und «Flysch» gesprochen und geschrieben worden. Blättern wir im Werdegang des alpinen Orogens weiter zurück bis ins eigentliche Geosynklinalstadium der zentralen Zonen, stossen wir auf einen Sedimenttypus, der mit den Namen «Bündnerschiefer», «Schistes lustrés» oder «Calcescisti» belegt wird. Es mag von Interesse sein, hier kurz die Frage zu beleuchten, wie diese Begriffe in die geologische Fachliteratur eingeführt wurden, und wie sie sich in der Folge gewandelt haben.

Der Ausdruck «Bündnerschiefer» wurde 1836 von BERNHARD STUDER erstmalig gebraucht in seiner 1837 erschienenen Beschreibung «Die Gebirgsmasse von Davos» und in dem gemeinsam von ARNOLD ESCHER und B. STUDER verfassten Band der Denkschriften «Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten» (1839) verwendet. Später, in seiner «Geologie der Schweiz» (1851–53), ersetzt STUDER die

Bezeichnung «Bündnerschiefer» durch den stratigraphisch und regional umfassenderen Begriff «Graue Schiefer», der heute nicht mehr benutzt wird. In seinem «Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz» (1872) beginnt STUDER seine Ausführungen über den Begriff «Bündnerschiefer»:

«Graue Schiefer, STUDER z. Th. Graue und schwarze Thon- und Mergelschiefer, meist aufbrausend, theils leicht zerfallend, theils durch stärkeren Kieselgehalt fest; durch zunehmenden Kalkgehalt übergehend in thonige oder reinere Kalkschiefer; als Einlagerungen auch dickere Bänke von dunkelgrauem Kalk; oft auch abwechselnd mit dunkelgrauen, festen Sandsteinen und Sandsteinschiefern. Nicht selten sind diese Schiefermassen durchzogen von farblosen Quarzbändern oder grosskörnigen Gemengen von glasigem Quarz und Kalkspath, einige Zoll bis ein Fuss mächtig, der Schieferung parallel oder Klüfte ausfüllend. Zuweilen auch erhöht sich der Glanz des Thonschiefers bis zur Ähnlichkeit mit Glimmer, oder es ist wirklich hellgrauer Glimmer ausgeschieden, mit welchem dünne Quarzstreifen verwachsen sind, und man würde unbedenklich die Steinart für Glimmerschiefer erklären, wenn sie nicht mit der grossen Masse der Thon- und Kalkschiefer in engster Verbindung stände. Auffallend sind die vielen Biegungen und gewaltsamen Knickungen dieser Schiefer, so dass oft auf eine Erstreckung weniger Meter in einer Schichtlage eine Menge von Sätteln und Mulden auf einander folgen. Diesen Biegungen folgen auch die Quarzbänder und stehen an der Aussenfläche frei hervor, wenn der Schiefer durch Verwitterung ausgefallen ist.»

Des weiteren gibt STUDER an, dass grosse Teile der Gebirge des nördlichen und mittleren Graubünden aus dieser Schieferbildung bestehen. Ihr Alter sei unentschieden; es könne sich nach THEOBALD um Lias und Unterjura handeln, indessen sei es möglich, dass die Bündnerschiefer mehreren Formationen verschiedenen Alters entsprechen.

Sehr eingehend hat sich dann wenige Jahrzehnte später ALBERT HEIM mit dem Problem der Bündnerschiefer befasst. In seiner 1891 veröffentlichten «Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein» ist ein über 90 Seiten umfassendes Kapitel speziell den Bündnerschiefern gewidmet (S. 251–344). Einleitend stellt ALBERT HEIM fest, dass der Sammelbegriff «Schistes lustrés», den CH. LORY 1860 in den französischen Westalpen eingeführt hatte, ein Synonymausdruck zu Bündnerschiefer sei. Dasselbe gelte vom italienischen Begriff Calcescisti. Das deutsche Wort Bündnerschiefer habe gegenüber den Ausdrücken Schistes lustrés und Calcescisti den Vorteil, nicht gesteinsbeschreibend zu sein, denn nicht alle Gesteine, die unter Schistes lustrés subsummiert werden, seien Glanzschiefer, und in den Serien der Calcescisti kommen häufig auch kalkfreie Schiefer vor. Aus der ausführlichen Beschreibung, die ALBERT HEIM 1891 den Bündnerschiefern widmet, möchten wir jetzt nur zwei treffende Bemerkungen herausgreifen. Das Bündnerschieferkapitel hat ALBERT HEIM mit dem einleitenden Motto versehen: «Plus cela change, plus c'est la même chose.» Dies Sprichwort soll auf die Vielfalt der Gesteine hinweisen, die unter dem Begriff Bündnerschiefer zusammengefasst werden. Und am Schluss der Beschreibung der Bündnerschiefer bekennt sich ALBERT HEIM zu folgender Feststellung: «Um den Humor vor lauter Bündnerschiefer nicht ganz zu verlieren, dürfen wir auch eines zweiten geflügelten Wortes gedenken, das wie ein Mahnruf hier uns so oft begleitet hat: «Was der Herrgott zusammengegeben hat, soll der Mensch nicht trennen.» Dieses zweite Wort zeigt deutlich, wie schwierig es ist, eine Gliederung in diese Bündnerschieferserien hineinzubringen.

Das klassische Werk ALBERT HEIMS, seine «Geologie der Schweiz», (1919–22) behandelt die Bündnerschiefer in Band II, S. 496–506. Hier ordnet HEIM unter

dem Begriff «Bündnerschiefer» die Gesteinsgruppen Glanzschiefer, Schistes lustrés, Schistes gris, Kalkphyllite und graue Schiefer ein und vertritt die Auffassung, dass die «eigentlichen Bündnerschiefer» hauptsächlich liasischen Alters seien und höchstens noch in den Dogger hinaufreichen; in den Westalpen könne ihre Basis noch in die obere Trias fallen. Der sicher tertiäre Teil der Schieferbildungen solle nicht mehr den Bündnerschiefern zugezählt werden, sondern «Flysch, Prättigauerflysch, Niesenflysch» genannt werden. Er fährt dann auf Seite 496 fort:

«Es muss sich also doch, der grossen stratigraphischen Lücke entsprechend, eine Grenze zwischen Flysch und Liasbündnerschiefer finden lassen; sie muss gesucht werden. Vielleicht ist sie eine Überschiebung, die kompliziert verfaltet oder verschuppt sein kann; vielleicht ist sie eine Transgression von Eocän auf Lias, vielleicht ist sie ein stratigraphischer Übergang, und man findet noch trennende Oberjura- und Kreideschichten, wenn auch verkümmert, dazwischen.»

Auf die Erwähnung der vielen Forschungsarbeiten, die in den grossen Schistes-lustrés-Gebieten der französischen und italienischen Westalpen (géosynclinal piémontais), in der Zone Combin–Zermatt, in der Schieferzone Val Ferret–Sion, in den Muldenzügen im Bereich der Simplon- und der Tessiner-Decken, in den Bündnerschiefern des Gebietes Misox–Prätigau, des Avers, des Unterengadiner Fensters und des Tauern-Fensters der Ostalpen ausgeführt wurden, müssen wir hier verzichten. Mit der Bearbeitung der schweizerischen Bündnerschiefergebiete befassten sich nach ALBERT HEIM besonders R. STAUB und einige seiner Schüler. In Anlehnung an die von PIERRE TERMIER für die Schistes lustrés der Westalpen postulierte These einer «série compréhensive», die vom Lias bis ins Tertiär durchlaufe, hat R. STAUB (z. B. 1939 und 1943) nach lithologischen Gesichtspunkten die Bündnerschiefer-Serien in Graubünden und im Wallis in Lias, Aalénien, Dogger, Malm und Kreide aufzugliedern versucht.

Neue Untersuchungen, die auf gründlichen stratigraphischen Feldarbeiten beruhen, haben zu einem differenzierten Bild der Bündnerschiefer-Entstehung geführt. Die zentrale Zone des alpinen Orogens lässt sich in verschiedene geosynklinale Sedimentationströge aufgliedern, die sich durchs Mesozoikum hindurch und bis zum Beginn der Flyschablagerungen durchaus nicht konform zueinander entwickelt haben. Eine Übersicht über diese differenzierte paläogeographische Entwicklung – soweit sie den Sektor französisch-italienische Westalpen–Schweizer Alpen anbetrifft – enthalten die Arbeiten von R. TRÜMPY (1958 a und b).

In diesem Sektor der Alpen, besonders im Wallis, kommen die Begriffe «Schistes lustrés» und «Bündnerschiefer» miteinander in Berührung. Im folgenden soll gezeigt werden, dass wir heute nicht mehr entsprechend ALBERT HEIM die Bündnerschiefer den Schistes lustrés gleichsetzen dürfen, sondern berücksichtigen müssen, dass die heutigen Autoren französischer (und italienischer) Sprache die Schistes lustrés (bzw. Calcescisti) nur einem Teil des paläogeographischen und tektonischen Raumes der Bündnerschiefer zuweisen. Sofern man also den Begriff Bündnerschiefer auch ausserhalb Graubündens verwenden will, würde damit paläogeographisch und tektonisch mehr umfasst als mit Schistes lustrés.

Als «vrais Schistes lustrés» bezeichnet man heute in den französisch-italienischen Westalpen nur noch die ophiolithführenden Gesteinsserien der «Nappe des Schistes lustrés», die dem piemontesischen Geosynklinaltrog entstammen, und

diejenigen des Versoyen, das heisst der Zone des Petit Saint Bernard (vgl. ELLENBERGER, 1958). Diese Auffassung geht auf die bahnbrechenden Arbeiten von W. KILIAN (1905, 1907, 1908, siehe ELLENBERGER, 1958, S. 31) zurück, der – auf den Untersuchungsergebnissen von S. FRANCHI fussend – die «faux Schistes lustrés» der Tarentaise und der Zone Val Ferret–Sion von den oben genannten «vrais Schistes lustrés» abtrennte. Die in den internen Teilen des Westalpenbogens gelegenen Schistes lustrés der piemontesischen Geosynklinale sind in jüngster Zeit von CONTI und LEMOINE in stratigraphischer Detailarbeit untersucht worden. Durch neue Fossilfunde konnte dabei der tiefste Teil der mächtigen Schieferabfolge paläontologisch belegt werden (Trias und Lias). Diese piemontesischen Schistes-lustrés-Zone, die das praetriasische Kristallin der Dora-Maira und des Gran Paradiso (vgl. MICHEL, 1953) überlagert, findet gegen NNE zu ihre Fortsetzung in den Schistes lustrés der «Zone du Combin», die sich im Liegenden des Dent-Blanche-Kristallins bis in die Gegend von Zermatt verfolgen lässt. Gegen die Aussenseite des Westalpenbogens zu folgen die ebenfalls ophiolithführenden Schistes lustrés des Versoyen (Petit Saint Bernard), deren fossilbelegter Lias schon seit FRANCHI bekannt ist (vgl. ELTER, 1954). F. HERMANN betrachtete, im Anschluss an die Detailuntersuchungen von H. SCHOELLER, diese Schistes lustrés am Kleinen St. Bernhard in seinen umfassenden Studien über die Westalpen als vorgeschürfte Teile der Nappe des Schistes lustrés (s. BARBIER, 1951, S. 7 ff.). Heute wird die Möglichkeit diskutiert, sie einem Geosynklinaltrog zuzuweisen, der externer läge als die piemontesische Geosynklinale, das heisst in der tektonischen Position der Simplon–Tessiner-Decken (vgl. ELLENBERGER, 1958, und TRÜMPY, 1955). Gehen wir im Querschnitt durch den Westalpenbogen noch weiter gegen den Aussenrand zu, stossen wir im Externrand der penninischen Zone auf die Zone Val Ferret–Sion, deren Schiefer schon von W. KILIAN – wie oben erwähnt – als «faux Schistes lustrés» der Tarentaise bezeichnet wurden. H. SCHOELLER ging nach seinen Untersuchungen noch einen Schritt weiter und rechnete diese Schieferzone zum Flysch, wie nachher auch HERMANN und BARBIER. Klarheit brachte hier R. TRÜMPY, der nach seinen ersten minutiösen Feldaufnahmen in dieser Zone schreibt (1952, S. 343):

«Avec de véritables 'schistes lustrés', les schistes du Val Ferret n'ont de commun ni le matériel lithologique, ni l'âge, ni le degré de métamorphisme.»

Das ist ein etwas schroff formulierter Hinweis darauf, dass die Ferret-Schiefer ein Übergangsglied zwischen den unscharf definierten Begriffen «Schistes lustrés» und Flysch bilden. Die Ferret-Schiefer bestehen in ihrem stratigraphisch untern Teil aus monotonen Schieferserien, in denen die Gesteinsanteile Ton–Sand–Kalk in mannigfacher Variation vorkommen, enthalten aber in den stratigraphisch höheren Teilen Breccien- und Konglomerat-Lagen, ferner auch quarzitisches Horizonte, deren Abfolge an die Sedimentationsverhältnisse in Flyschtrögen erinnert. Ferner konnte R. TRÜMPY diese stratigraphisch höheren Teile der Schieferzone Val Ferret–Sion dank Fossilfunden als Kreide datieren. Ihr Metamorphosegrad liegt im schwachen Epibereich. In seinen neuesten Publikationen bezeichnet R. TRÜMPY (1957, 1958) diese Schiefer als «Praeflysch», den er von der Gruppe der «Schistes lustrés» deutlich unterschieden haben will.

Nun gibt es aber gewichtige Gründe, die unter anderem von TRÜMPY (1952, 1957 und 1958 a) erwähnt wurden, diesen «Praeflysch» unter den Sammelbegriff

«Bündnerschiefer» einzuordnen. Im Deckenquerschnitt Graubündnes erscheinen nämlich die nordpenninischen Bündnerschiefer des Prätigaus in durchaus ähnlicher tektonischer Position wie die Schiefer der Zone Val Ferret–Sion, ebenfalls am Aussenrand der penninischen Zone. Diese nordpenninischen Bündnerschiefer des Prätigaus haben mit den «faux Schistes lustrés» der Zone Val Ferret–Sion also nicht nur die allgemeine tektonische Disposition im Bauplan der Alpen gemeinsam, sondern stimmen mit ihnen auch hinsichtlich ihrer Lithologie und Metamorphose, wahrscheinlich auch in bezug auf ihr Alter in allen wesentlichen Zügen überein.

Die Bündnerschiefer-Zonen Graubündens lassen sich als posttriasisches Mesozoikum verschiedenen penninischen Decken zuordnen. Sie entstammen einer Reihe hintereinander gestaffelter Sedimentationströge, den Geosynklinalen des penninischen Ablagerungsraumes. Nördlich vorgelagert ist diesen penninischen Geosynklinalen der Subsidenztrog des gotthardmassivischen Lias, mit epi- bis mesometamorphen Schieferserien, die bisher ebenfalls als Bündnerschiefer bezeichnet wurden. Es wird hier der Vorschlag gemacht, diesen gotthardmassivischen Jura in Zukunft nicht mehr den Bündnerschiefern zuzurechnen (s. S. 250 ff.). Im abgewickelten jurassischen Sedimentationsraum des bündnerischen Querschnitts liegen die einzelnen geosynklinalen Tröge, aus deren Sedimentinhalt die Bündnerschiefer hervorgegangen sind, folgendermassen angeordnet:

N

Subsidenztrog des gotthardmassivischen Lias
(Brig–Nufenenpass–Lukmanier–Ilanz)

Nordpenninische Lugnezer Schiefer
= Bündnerschiefer über Antigorio-, Leventina- und Simano-Gneis
(Visp–Binnental–V. Bedretto–Lugnez)

Schieferzone Piz Terri–Lunschania
= Bündnerschiefer über Lebendun- und Soja-Gneisen
(Pizzo Molare p. p.–Piz Terri–Lunschania)

Bündnerschiefer mit Ophiolithen der Misoxer Zone, aus differenzierten Trögen im Rücken des Adula-Kristallins herkommend
(Misox–Prätigau)

(Mittelpenninische Schwellenzone)

Bündnerschiefer-Decken des Avers, mit Ophiolithen, aus differenzierten Trögen, mit dazwischen liegenden Schwellenzonen, im Rücken des Suretta–Margna–Sella-Kristallins herkommend
(in ähnlicher tektonischer Position wie der – nach dem heutigen Stand unserer Kenntnis – weniger differenzierte piemontesische Geosynklinaltrog, ferner wie die Bündnerschiefer-Serien des Unterengadiner- und des Tauern-Fensters).

(Hochpenninisch-unterostalpine [grisonide] Schwellenzone)

S

Im abgewickelten Bündner Querschnitt erscheinen also nördlich und südlich der mittelpenninischen Schwellenzone eine ganze Reihe hintereinander gestaffel-

ter Bündnerschiefertröge. Die mittelpenninische Bündner Schwellenzone setzt sich gegen die französischen Westalpen zu – wie aus den Arbeiten von R. STAUB gut bekannt ist – in die Schwellenzone des Briançonnais fort (s. Fig. 1 in TRÜMPY, 1958 a). Wie im Voranstehenden gezeigt wurde, liegt in den französisch-italienischen Westalpen die grosse Masse der «vrais Schistes lustrés» auf der Innenseite der Briançonnais-Schwelle. Auf der Aussenseite dieser Westalpen-Schwelle aber fehlen die «vrais Schistes lustrés» mit eventueller Ausnahme der Zone des Versoyen (Kleiner Sankt Bernhard), die unter Umständen als westlichster Ausläufer der nordpenninischen Tröge Graubündens betrachtet werden kann (vgl. S. 241). Sonst aber finden wir in den französisch-italienischen Westalpen extern der Briançonnais-Schwelle nur die Sedimentationströge des Subbriançonnais und der «Zone de Ferret» mit ihrem kretazischen «Praeflysch». Dieser letztgenannte Trog setzt sich in die nordpenninischen Bündnerschiefer Graubündens fort, die somit mit den «vrais Schistes lustrés» der Westalpen nicht in Verbindung gebracht werden dürfen.

Die Bündnerschiefer des Avers und der südlicheren Zonen des Bündner Querschnitts, die R. STAUB in vielen Publikationen und Karten als tektonische Äquivalente der piemontesischen Schistes lustrés beschrieben hat, ferner die Bündnerschiefer des Unterengadiner Fensters, die J. CADISCH und sein Schüler KLÄY eingehend durchforschte (s. ferner für den Tiroler Anteil: W. MEDWENITSCH, 1953), werden im Folgenden nicht mehr berührt. Wir beschränken uns also für die nähere Betrachtung ausschliesslich auf die unterpenninischen Bündnerschiefer und den nördlich anschliessenden jurassischen Sedimentationsraum im S des Gotthard-Massivs, und zwar im speziellen im Gebiet NW-Graubündens (vgl. Fig. 1).

DIE PENNINISCHEN BÜNDNERSCHIEFER NW-GRAUBÜNDENS

A. Gemeinsame Merkmale

Gesteinszusammensetzung vor der Metamorphose

Wenn wir versuchen, von allen Mineralneubildungen abzusehen, die während der alpidischen Metamorphose entstanden sind (siehe unten), betrachten wir am zweckmässigsten Bündnerschiefertypen, die nur ganz wenig metamorph sind. Die Gesteine bestehen aus Detritus, aus teils mehr, teils weniger gerundeten Gesteinstrümmerchen von Kalk, Sand und Ton, wobei der Kalk teilweise von Ausfällung im Meer oder ganz vereinzelt von Schalenresten her stammt. Im Konzentrationsdreieck Kalk–Sand–Ton streuen die verschiedenen Bündnerschieferproben über das ganze Dreieck, mit einem Durchschnittswert, der gegenüber Sand und Ton etwas mehr Kalk enthält. Die Sandkörner gehören vorwiegend in die Gruppe des Feinsandes 0,02–0,2 mm und liegen zum Teil in der Korngrösse des Siltes. Die Sandkomponenten bestehen überwiegend aus Quarz, vereinzelt kommen auch Feldspäte (besonders in der Zone Piz Terri–Lunschana) vor, die als Abtragungsprodukte von Kristallin aufzufassen sind. Im Vergleich zu Flyschablagerungen ist die Korngrösse bei den Bündnerschiefern im Mittel wesentlich kleiner. Klastische Sedimente wie Breccien oder Grobsande sind in den Bündnerschiefern äusserst selten, kommen aber im Flysch häufig vor. Die Bündnerschiefer bestehen, abge-

sehen von einem Teil des Kalks, aus marin verfrachtetem Detritus. Bei der Sedimentation kam es nur selten zur Ausbildung von «graded bedding», wie wir dies in Flyschserien stets beobachten können. Betrachten wir die Bündnerschiefer-sedimentation im Kleinbereich, so erweist sie sich sowohl in der Horizontalen wie auch in der Vertikalen als äusserst unregelmässig und inhomogen. Ebenso zeigt sie auch im Grossbereich keine zyklische Gliederung und nur in Ausnahmefällen eine rhythmische Abfolge, zum Beispiel in den nach TRÜMPY «Praeflysch» genannten Serien, die irgendwie an eine Gesetzmässigkeit erinnert. Das Sedimentationsbild wirkt ausgesprochen eintönig und banal und dies insbesondere deshalb, weil Fauna und Flora fast vollständig fehlen.

Metamorphose

Die vorwiegend feinklastischen Komponenten der Gruppe Ton-Sand-Kalk, die in petrographischer Hinsicht das Ausgangsmaterial der Bündnerschiefer gebildet haben, erlitten eine *regionale Metamorphose*. Wenn wir die Resultate der zahlreichen petrologischen Untersuchungen zusammenfassen, wie dies zum Beispiel E. NIGGLI in CADISCH (1953) getan hat, erkennen wir, dass die Metamorphose, zum Teil in mehreren Phasen, ungefähr in die Zeit der Deckenbewegungen fällt und diese zum Teil überdauert. WENK (1956) gelangt nach seinen umfassenden petrologischen und gefügekundlichen Untersuchungen im Tessin für das Gebiet der Misoxer Mulde zwischen Rheinwald und Mesocco zum Schluss, dass «die lepon-tinische Faltung und Kristallisation unter dem Dach der Überschiebungsdecken stattgefunden haben und jünger sind als der Deckenschub; doch dauerten wenigstens lokal die Bewegungen im Oberbau an und deformierten die Tiefenstruktur» (WENK, 1956, S. 225). Es sei im besonderen festgehalten, dass im Geosynklinalstadium und während der embryonalen Bewegungen noch keine Metamorphose stattgefunden hat. Dies gilt für die italienisch-französischen Westalpen (siehe z. B. ELLENBERGER, 1958, S. 405) wie auch für die Bündnerschiefer und das gotthardmassivische Mesozoikum der Tessiner und Bündner Alpen.

Die Gebiete mit kräftiger Metamorphose der Bündnerschiefer sollen hier nicht behandelt werden. Einesteils denken wir hierbei an die steilgestellte und enggepresste Wurzel der Misoxer Zone im Gebiet von Castione (vgl. DAL VESCO, 1953), für die wir in Anlehnung an neue Untersuchungen von BEARTH (1958) annehmen können, dass die letzte Metamorphosierungsphase als kata-mesozonale Umprägung nach der Steilstellung der Wurzelzone, also nach der letzten grossen tektonischen Bewegung erfolgt ist, andernteils an die mesozonal rekristallisierten Bündnerschiefer im Nordtessin mitsamt dem angrenzenden gotthardmassivischen Mesozoikum hinter dem Zentrum des Gotthard-Massivs. Wenn wir hier mit WENK (1955, S. 316) annehmen, dass die intensive alpidische Metamorphose im Bereich des lepontinischen Wärmedomes liegt (vgl. hierzu auch WUNDERLICH & PLESSMANN, 1957, S. 15 und 28–30), so dürfen wir doch nicht vergessen, dass hier hinter dem Zentrum des Gotthard-Massivs die tektonische Einengung der von S angescho-benen Schiefermassen und die Überlagerung im Zeitpunkt der Metamorphose grösser waren als an den Enden des Gotthard-Massivs, wo auch die Metamorphose einen wesentlich geringeren Grad erreicht. Im folgenden betrachten wir die epizonal umgeprägten Bündnerschiefer NW-Graubündens (s. Fig. 1).

Im *Mineralbestand* der Bündnerschiefer zeichnet sich die Metamorphose folgendermassen ab. Beginnende Epibedingungen sind an beginnender Serizitbildung erkennbar, sobald das Ausgangsgestein einen gewissen Tongehalt hat. Bei zunehmender Rekrystallisation im schwachen Epibereich bildet sich je nach Ausgangsgestein Chlorit, insbesondere aber werden der Calcit und der Quarz erfasst, und zwar am einzelnen Korn, im Dünnschliff erkennbar, ferner aber auch daran, dass es überall im Gesteinsverband zur Ausschwitzung von weissen Adern kommt, die aus einem Gemisch von Quarz und Calcit bestehen. Weit verbreitet ist in epimetamorphen Bündnerschiefern der Albit, der sich häufig im blastopsammitischen Gefüge als Neubildung identifizieren lässt, ab und zu aber noch tektonische Bewegung erlebte (gedrehte Albite). Chloritoid tritt in den mesozoischen Schiefen des Gotthardmassivs häufig auf, konnte aber merkwürdigerweise bisher in den eigentlichen penninischen Bündnerschiefern nur vereinzelt nachgewiesen werden (GANSSE, 1937, S. 387 ff., VAN DER PLAS et al., 1958). Stilpnomelan, den TRÜMPY (1955, S. 335) aus den Schiefen der Zone Val Ferret–Sion beschreibt, ist bisher in den penninischen Bündnerschiefern NW-Graubündens noch nicht gefunden worden; er kommt in den angrenzenden Schamser Decken am Piz Beverin vor (STRECKEISEN & NIGGLI, 1958, S. 77). Bei zunehmender Rekrystallisation im tieferen Epibereich, in der Misoxer Zone etwa südlich der Linie Lunschana–Talkirch (s. Fig. 1), erscheinen unter den Hauptgemengteilen weitere Mineralien (Muskowit statt Serizit, Granat, Epidot, Amphibole usw.), auf die hier – wie auf alles höher Metamorphe – nicht eingegangen wird, da diese Gebiete im folgenden nicht behandelt werden.

Wichtig erscheint uns hier vor allem noch ein Hinweis auf das *Verhalten der Fossilien bei der Metamorphose*. Eine Übersicht über Fossilien in metamorphen Gesteinen gibt W. H. BUCHER (1953), der ein spezielles Kapitel den «Fossils in the Liassic Bündner Schiefer of the Swiss Alps» (S. 276–280) widmet.

Leider geht BUCHER auf den Unterschied zwischen dem Lias des Gotthard-Massivs und den penninischen Bündnerschiefern nicht ein, indem er – entsprechend ALBERT HEIM – beides zu den Bündnerschiefern rechnet. Auf Plate 1, Figur 1, 3 und 4 reproduziert er Fossilfunde aus dem gotthardmassivischen Lias, auf Figur 2 derselben Tafel Gryphaeen aus dem penninischen Bündnerschieferlias der Grava-Serie.

Die paar vereinzelt Fossilien, die man bisher in penninischen Bündnerschiefern gefunden hat (s. S. 248 ff.), genügen nicht, um die Frage zu entscheiden, wieviel an Fossilgehalt durch die Metamorphose unkenntlich gemacht wurde. Einige diesbezügliche Gedanken, zu denen die gut erhaltenen Bündnerschiefer-Gryphaeen der Alp Grava Anlass boten, finden sich in NABHOLZ, 1948, S. 302.

In Bündnerschieferähnlichen Schichtfolgen, nämlich im gotthardmassivischen Lias des Lukmaniergebietes, finden sich die seit langem berühmten Makrofossilien, die sich trotz mesozonaler Umprägung des Gesteins ohne Schwierigkeiten als deformierte Belemniten, Cardinien, Gryphaeen und Crinoiden zu erkennen geben. Die neueste Untersuchung über die Art der Fossildeformation verdanken wir WUNDERLICH, 1958. Diese Makrofossilien liegen in Gesteinen mit neugebildetem Biotit, mit Hornblende, Zoisit, Albit, Chlorit usw. Im Dünnschliff erkennt man oft, dass zum Beispiel die typischen Echinodermenmaschen auch bei schwacher Rekrystallisation des Calcits noch erhalten bleiben und sich aus der Anordnung des schwarzen organischen Pigments im Innern der Calcitindividuen ablesen lassen.

Wo dieses schwarze Pigment primär schon im Innern von Calcitindividuen eingebaut ist, behält er seine primäre Anordnung trotz Rekristallisation lange bei. Wo es aber primär als tonige organische Substanz *zwischen* den Körnern eingelagert ist, ordnet es sich bei der Metamorphose sofort in parallele Bänder, und zwar parallel zur Textur des Schiefers.

Tektonisches Verhalten

Eng verknüpft mit der Metamorphose ist das Verhalten der Bündnerschiefer im Hinblick auf die tektonische Deformation. In *grosstektonischer Hinsicht*, das heisst im Hinblick auf die grossräumige Verfrachtung während der alpinen Deckenbewegungen stellen wir folgendes fest (siehe auch NABHOLZ, 1954, S. 165): In der ursprünglichen Position der Bündnerschiefer-Schichtreihen, deren paläogeographische Verteilung im penninischen Raum Graubündens aus der tabellarischen Übersicht Seite 242 hervorgeht, erfolgte eine Abscherung längs flachen Schubbahnen. Diese Schubbahnen folgen ausgeprägten Grenzflächen, an welchen ein scharfer lithologischer Wechsel des Gesteins stattfindet, also zum Beispiel der Grenzfläche zwischen unterlagernden Triaskalken und überlagernden Bündnerschiefern, oder den Grenzflächen zwischen Bündnerschiefersandstein und Tonschiefer usw. Daneben schneiden solche Schubbahnen aber auch in flachem Winkel durch einzelne Schichtpakete schräg hindurch (vgl. TRÜMPY, 1955 b, S. 227). Im allgemeinen gilt die Regel, dass ein Schichtglied um so weiter nach N verfrachtet wurde, je höher es primär in der Schichtreihe gelegen hat. Der stratigraphisch jüngste Teil einer Schichtreihe hat also normalerweise die grösste Verfrachtung miterlebt und liegt jetzt am weitesten im N. Gleichzeitig ist in diesem stratigraphisch jüngsten Teil der Schichtreihen aber auch der Grad der Metamorphose am geringsten.

Diese paar Hinweise mögen genügen, um den Mechanismus der Verfrachtung im Grossen zu erläutern. Auch über die vielfältigen Erscheinungen der *Kleintektonik* und der *Tektonik im Kleinen* begnügen wir uns hier mit einem Hinweis. Vorherrschend finden wir in den Bündnerschiefern den Typus der kongruenten Falten, mit dicken Umbiegungen und dünneren Schenkeln. Teils handelt es sich dabei um plastische Faltung, die nach dem Vorgang der Scherfaltung erklärt werden kann, teils um eigentliche Scherfaltung. Die Erscheinungen der Kleinfältelung oder des Microplissement, der Transversalschieferung oder der Schistosité und der Kristallisationsschieferung oder Foliation können in den Bündnerschiefern aufs schönste studiert werden (vgl. die Arbeiten von P. FOURMARIER). Interessante Resultate über das tektonische Gefüge, die Deformationstypen und die Gefügeregelung enthalten die Arbeiten von WENK, von PLESSMANN und von WUNDERLICH.

B. Tektonische Gliederung

Einen Überblick über die verschiedenen Bündnerschieferzonen NW-Graubündens vermittelt Figur 1. Sie stellt den Versuch dar, die Ergebnisse der Untersuchungen und Kartierungen von P. NÄNNY im Gebiet Prätigau bis Lenzerheide (1946, 1948, 1959 auf Blatt St. Gallen-Chur der Geol. Generalkarte), von H. JÄCKLI im Gebiet Stätzerhorn-Viamala-Piz Beverin (1941, 1944, 1946, 1951), von J. NEHER im Gebiet Safierberg-Splügen (unveröffentlicht), von A. GANSSER im Gebiet San

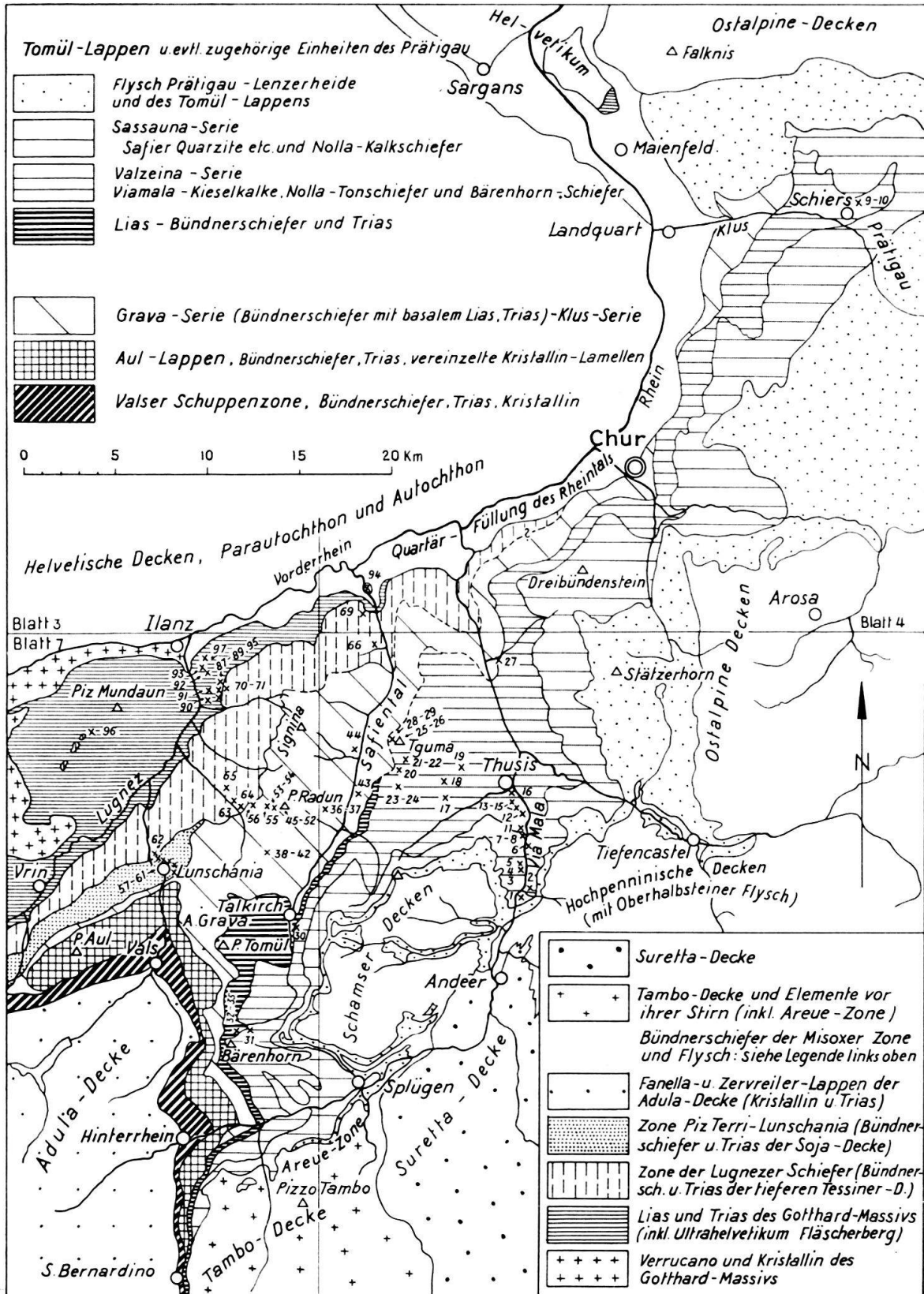


Fig. 1. Tektonisch-geologische Übersichtskarte 1:400 000 der Bündnerschiefer- und Flyschgebirge zwischen Prätigau und Hinterrhein.

1-97 = untersuchte Proben (vgl. Tab. 1) (Proben 75-86 siehe Fig. 2).

Blatteinteilung für die publizierten Blätter 3, 4 und 7 der Geologischen Generalkarte der Schweiz, 1:200 000.

Bernardino–Splügen (1937), von E. NIGGLI im Piz Mundaun-Gebiet (unveröffentlicht) und von W. NABHOLZ (1945, 1949 a, 1951) miteinander zu verbinden. Für die Kriterien der Abgrenzung der in Figur 1 dargestellten tektonischen und stratigraphischen Einheiten sei auf die genannten Originalarbeiten, ferner auf den nachfolgenden Abschnitt «Stratigraphische Gliederung» verwiesen. Es sei aber hier schon vermerkt, dass die neueste «Tektonische Skizze der Tessiner Alpen» von R. STAUB (1958, Tafel III) zum Teil Abgrenzungen aufweist, die von Figur 1 abweichen.

C. Stratigraphische Gliederung

MISOXER ZONE

Dieser primär im Rücken des Adula-Kristallins und den südlich anschliessenden Teilen gelegene Geosynklinaltrog hat sich bei der alpinen Gebirgsbildung in eine Reihe von tektonischen Einheiten aufgelöst, die wir im folgenden von oben nach unten kurz betrachten (vgl. Fig. 1):

Tomül-Lappen

Durch Fossilfunde belegt ist das Jüngste dieser tektonischen Einheit: der von NÄNNY (1948) untersuchte Prätigau-Flysch mit Yprésien-Nummuliten im Ruchbergssandstein und Globotruncanen, die NÄNNY im unterlagernden Oberkreideflysch eine Gliederung bis ins Turon hinunter gestatteten. Dann folgen im Liegenden Bündnerschiefer, die allein nach lithologischen Gesichtspunkten gegliedert wurden (vgl. Fig. 1 und Tab. 1, ferner TRÜMPY, 1957, S. 449, NABHOLZ, 1951, S. 150 usw.). Zwar erwähnt C. SCHMIDT (1907, S. 573) Funde von Foraminiferenresten aus den Kalkphylliten der Viamala, doch fehlen alle näheren Angaben und ebenso diesbezügliche Belegstücke in den von C. SCHMIDT hinterlassenen Sammlungen (freundliche Mitteilung von Herrn Dr. E. GASCHÉ, Naturhistorisches Museum Basel). Erst den Lias, der wenig über dem basalen Abscherungshorizont der Trias liegt, kann man im Gebiet Piz Tomül–Bärenhorn mit Hilfe von Gryphaeen wieder paläontologisch belegen (NABHOLZ, 1945). Die Unsicherheit in der Einstufung der dazwischenliegenden Schichtglieder erhellt aus dem Beispiel der Nolla-Tonschiefer die von den einen Autoren als Aalénien, von anderen als Kreide betrachtet werden (vgl. NABHOLZ, 1951, S. 151, TRÜMPY, 1957, S. 449). Wir wissen nicht, ob der Tomül-Lappen eine durchlaufende «série compréhensive» umfasst, oder ob grosse stratigraphische Lücken vorliegen.

Neue Gedanken zur Gliederung des Tomül-Lappens und der angrenzenden tektonischen Einheiten gibt R. STAUB (1958, S. 124–125). Darnach werden die Viamala-Schiefer als Kreide aufgefasst, die im südlichen Safiental eine unterlagernde «série compréhensive» überlagern. Nördlich Safien Platz wären diese Viamala-Schiefer um die Liasstirn des Tomül-Lappens herum eingewickelt und würden sich in die Kalkphyllite der Grava-Serie fortsetzen. Und schliesslich wären diese Viamala-Schiefer noch einmal eingewickelt um die Stirn der Zone Piz Terri–Lunschania, in deren Rücken auch der fossilbelegte Lias der Grava-Serie gegen N endigt, und würden sich mit den Lugnezer Schiefern verbinden (siehe hiezu auch Tafel III in STAUB, 1958).

Grava-Serie

Hier kennen wir über dem basalen Abscherungshorizont der Trias einen durch prachtvoll erhaltene Gryphaeen belegten Unterlias, der sich bei Alp Grava (2,5 km NE Vals, siehe Fig. 1) einige Kilometer weit erstreckt (NABHOLZ, 1945). Zum Lias der Grava-Serie gehören wahrscheinlich auch die «schlecht erhaltenen Durchschnitte durch einen Zweischaler, der am ehesten *Gryphaea cymbium?* entsprechen dürfte», die ALBERT HEIM (1891, S. 305, siehe auch BUCHER, 1953, Plate I, fig. 2) in der Val Stgira fand (6 km SSW Vrin, W-Rand von Fig. 1). Die in weissen, grobkörnigen Marmor umkristallisierten Schalen sind hier in graugrünem Marmor eingebettet, also wesentlich schlechter erhalten als die Gryphaeen auf Alp Grava (vgl. NABHOLZ, 1949 b, S. 303). Über das Alter der im Hangenden dieses sicheren Lias folgenden tonigsandigen Kalkphyllite können wir nur Mutmassungen aufstellen. Diese Kalkphyllite sind vielleicht identisch mit den Bärenhorn-Schiefen des Tomül-Lappens, indem es sich dabei um ein und dasselbe Schichtglied handeln würde (NABHOLZ, 1951, S. 153, oder STAUB, 1959, S. 125).

Eine analoge Verschmelzung zwischen Grava-Kalkphylliten und Lugnezer Schiefen (siehe unten) liegt ebenfalls im Bereich der möglichen Hypothesen (Näheres hiezu siehe: NABHOLZ, 1951, S. 153/154, oder STAUB, 1958, S. 125/126.)

Aul-Lappen und Valser Schuppenzone

Mangels paläontologischer Belege lassen sich über das Alter der Bündnerschiefer dieser tektonischen Einheiten nur mehr oder weniger gut begründete Mutmassungen aufstellen (Näheres hiezu siehe NABHOLZ, 1945, S. 46–48).

BÜNDNERSCHIEFER AUS DEM LIEGENDEN DER ADULA-DECKE

Zone Piz Terri–Lunschania

Die Bündnerschiefer dieser tektonischen Einheit überlagern Trias und praetriasisches Kristallin der Soja-Decke. Sie tauchen bei Lunschania (vgl. Fig. 1) axial gegen NE unter und erscheinen weiter östlich nirgends mehr. Als gemeinsames Merkmal der lithologisch verschieden ausgebildeten Schichtglieder sei auf das auffällig verbreitete schwarze kohlige Pigment (Graphitoid) hingewiesen, das in stellenweise noch deutlich erkennbaren Schalentrümmern von Crinoiden und Echinodermen eingebettet ist (NABHOLZ, 1945, S. 53). Damit zeigen solche Gesteinstypen eine auffällige Analogie zum gotthardmassivischen Lias. Bemerkenswert ist ferner der Gehalt an detritisch eingeschwemmten Na-Kaliumfeldspäten in den Quarziten dieser Zone (NABHOLZ, 1945, S. 49).

Wenig westlich des linken Kartenrandes von Fig. 1 liegt die Alp Blengias am Fuss des E-Grates des Piz Terri. An dieser Lokalität fand ALBERT HEIM (1891, S. 301) in der Zone der Terri-Schiefer nicht näher bestimmte Belemniten, und «überdies einige Formen, die am ehesten Corallen sind».

Zone der Lugnezer Schiefer

Hier ist die Unsicherheit der stratigraphischen Zuordnung sehr gross, weil über der Triasbasis jeglicher Fossilfund fehlt. Für die Einstufung der hauptsächlichen

Schiefermasse dieser Zone in die Kreide, wie sie in neuerer Zeit von TRÜMPY (1957, S. 449–450) und von STAUB (1958, S. 125–126) postuliert wird, sprechen paläogeographische Vergleiche und tektonische Überlegungen. Aber gerade auch in tektonischer Hinsicht besteht keine Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Autoren. So rechnet STAUB in Tafel III, 1958, die Lugnezer Schiefer südlich des Glenners zu den Viamala-Schiefern, ihre südwestliche Fortsetzung gegen Olivone zu aber trennt er im Gebiet zwischen Greina und Piz Terri (mit einer gestrichelten Linie!) von diesem Komplex ab und nennt sie in der Legende «Mesozoikum des Soja-Adula-Systems». Mit diesem letztgenannten Mesozoikum verbindet er die Peidener Schuppenzone, mit Trias und Schiefen, die in Figur 1 unserer Arbeit zum Mesozoikum des Gotthard-Massivs gerechnet werden.

LIAS DER SÜDLICHEN SEDIMENTHÜLLE DES GOTTHARD-MASSIVS

Der aus Lias und Trias bestehende südliche Sedimentmantel des Gotthard-Massivs, zu dem stellenweise auch Verrucano gehört, überlagert das prätriasische Kristallin diskordant und folgt dem Südrand des Massivs von Brig im Rhonetal bis Ilanz-Versam im Vorderrheintal. Hinter dem Zentrum des Gotthard-Massivs, im Abschnitt des Bedrettotals fehlt der Lias, wohl infolge tektonischer Abscherung. Der Metamorphosegrad des gotthardmassivischen Mesozoikums reicht vom Mesobereich (vorwiegend hinter den zentralen Partien des Massivs, mit Biotit, Granat, Disthen, Staurolith, Amphibol usw.) bis in den schwachen Epibereich. Unter den Glimmern treten häufig Chloritoid und Margarit (früher oft mit Clintonit verwechselt) auf.

In seiner tektonischen Skizze der Tessiner Alpen trennt STAUB (1958, Tafel III) den für uns zusammengehörenden südlichen Sedimentmantel des Gotthard-Massivs auf in das Mesozoikum der Gotthard-Masse mit der Nufenen- und Scopi-Zone, und in das südlich anschliessende Mesozoikum des Lucomagno- und Verampio-Systems. Diese Trennung wird im folgenden nicht diskutiert, da der Lias der beiden STAUBSchen tektonischen Elemente einem einzigen zusammenhängenden Sedimentationstrog entstammt.

Im Gegensatz zu den penninischen Bündnerschiefern enthält die mesozoische Hülle des Gotthard-Massivs an vielen Stellen Fossilien. J. CHARPENTIER und LARDY (vgl. ALBERT HEIM, 1919–22, S. 495) hatten schon 1814 und 1822 am Nufenenpass Belemniten gefunden, ebenso auch ARN. ESCHER und B. STUDER in den Jahren 1835–1840 in der Val Piora und am Scopi (Lukmanier). Seither sind zahlreiche liasische Belemniten sowie Crinoiden und Gryphaeaen aus dieser Zone beschrieben worden. Sehr verbreitet sind Crinoidenbreccien, zum Teil auch oolithische Kalke mit *Pentacrinus*-Stielgliedern, ferner Spatkalke mit Echinodermentrümmern Ab und zu treten unter den nach ihrer Spezies nicht bestimmbar Fossilresten Cardinien und kleine Gastropoden auf. Von besonderem Interesse sind die Funde eines *Arietites* sp. durch SALOMON (1911) am Nufenenpass und von *Harpoceras* cf. *falciferum* (Sow.) aus den Dachschiefern von Termen (beschrieben durch W. BERNOULLI, 1942); letztere können damit dem Toarcien zugewiesen werden.

Aus dem Fossilinhalt und der lithologischen Abfolge lassen sich die gotthardmassivischen Liasserien des Nufenengebietes (Ob.-Wallis) mit den Liasstufen des helvetischen Torrenthorngbietes vergleichen und weitgehend korrelieren (vgl.

EICHENBERGER, 1924), dasselbe ist aber auch zwischen den Liasstufen des Gebietes Scopi (Lukmanier)–Greina–Vrin und dem südhelvetischen Lias der Glarner-Decken möglich, der von TRÜMPY (1949) so vorzüglich beschrieben wurde. Indessen herrscht in den mächtigen und grossenteils monotonen Schiefermassen am Südrand des Gotthard-Massivs eine Lithofazies vor, die im Vergleich zu den äquivalenten liasischen Schichtgliedern der helvetischen Decken auf eine kräftige Subsidenz und eventuell auf eine grössere Ablagerungstiefe am Südrand des Gotthard-Massivs schliessen lassen.

Nach dem heutigen Stand der Kenntnis ist es möglich, die mesozoischen Schichtreihen, die zur Sedimenthülle des Gotthard-Massivs gehören, stratigraphisch aufzugliedern. Dies gilt für das Mesozoikum längs dem Südrand des Gotthard-Massivs (MEIER & NABHOLZ 1950, EICHENBERGER 1924, OBERHOLZER 1955, HUBER 1943, NABHOLZ 1949 a usw.), wie auch für das nördliche gotthardmassivische Mesozoikum der Furka–Urseren–Garvera-Zone (E. NIGGLI 1944, BRÜCKNER & NIGGLI 1955 usw.). Die liasischen Schichtreihen entstammen einem Subsidenztrog (Geosynklinale ohne Ophiolithe), der sich gegen W zu in den noch weit mächtigeren liasischen Subsidenztrog der Zone dauphinoise der französischen Westalpen fortsetzt. Im Gebiet des Gotthard-Massivs sind die nördlichen Teile dieser Liasbedeckung (inkl. Lias über Tavetscher Zwischenmassiv) mitsamt ihrer Trias–Verrucano-Unterlage und den jüngeren überlagernden Schichten während der alpinen Orogenese abgeschert worden, und wir finden sie heute im Lias der helvetischen Decken der Glarner Alpen. Für die im Südrand des Gotthard-Massivs folgende Liaszone wird heute die Frage diskutiert, ob sie als Wurzelzone der ultrahelvetischen oder der südhelvetischen Decken betrachtet werden solle. In dieser tektonischen Position liegt der Lias, dessen Schichtreihen man bisher gerne als «*gotthardmassivische Bündnerschiefer*» bezeichnet hat. Wir machen den Vorschlag, *diese Bezeichnung nicht mehr* zu verwenden, damit der Begriff Bündnerschiefer auf das penninische Sedimentations- und Deckengebiet beschränkt bleibt.

MIKROFOSSILIEN IN DEN BÜNDNERSCHIEFERN UND IM GOTTHARDMASSIVISCHEN LIAS

Einleitung

Im vorstehenden Überblick haben wir auf die Schwierigkeiten hingewiesen, die sich der stratigraphischen Gliederung der Bündnerschiefer infolge ihrer Fossilarmut entgegenstellen. Am Beispiel des Tomül-Lappens haben wir gezeigt, dass nur der untere Lias durch Fossilien belegt ist, und dann erst wieder – mindestens 1500 m höher in der Schichtreihe – die Obere Kreide der Flyschbasis. Es sei hier zusammenfassend wiederholt, dass im Laufe der letzten Jahrzehnte eine ganze Reihe von Spekulationen über die stratigraphische Gliederung solcher fossilereichen Teile der Bündnerschiefer-Schichtreihen aufgestellt wurden; die einen Forscher nehmen an, es handle sich um eine durchlaufende Abfolge von Lias-, Dogger-, Malm- und Kreideablagerungen, andere Forscher wiederum postulieren eine Schichtlücke, bei der Dogger und Malm fehlen, so dass untere Kreide transgressiv auf Lias liegen würde, und wiederum andere beziehen eine Zwischenstellung indem sie vermuten, Dogger und Malm seien nur ganz rudimentär entwickelt.

All das sind Spekulationen, teils gut, teils weniger gut begründet. Ist es aber nicht so, dass wir uns in den Naturwissenschaften mit einem Stand der Erkenntnis, der dem Niveau eines Postulates entspricht, nie allzu lange zufrieden geben dürfen?

Welche Methoden können wir nun anwenden, um das Ziel zu erreichen, die stratigraphische Gliederung derart fossilarmer Bündnerschieferabfolgen nicht nur auf Annahmen stützen zu müssen? Da könnte man einmal an die *Methoden der absoluten Altersbestimmung* denken. In diese Methoden hat man indessen bisher noch keine Bündnerschieferuntersuchungen einbezogen, weil auf ersten Anhieb hin kaum schon eine eindeutige Aussage zu erwarten ist. Wir wollen doch den Moment der Sedimentation der Bündnerschiefer kennen lernen. Wir wissen aber nicht, ob sich bei der Sedimentation überhaupt neue Mineralien gebildet haben. Ein Teil der Mineralien gehört zum Detritus, der durch Meeresströmungen verfrachtet wurde, und ihre Bildung kann deshalb lange vor der Bündnerschieferablagerung stattgefunden haben. Andere Mineralien wiederum sind Neubildungen der alpidischen Metamorphose, und damit viel jünger als die Bündnerschiefer-sedimentation. Obschon man diese Schwierigkeiten voraussehen kann, sollte die Wissenschaft auch in dieser Richtung nicht ruhen.

Eine andere Methode, von der sich die Autoren in den letzten paar Jahren leiten liessen, beruht auf folgender Überlegung: Wenn es sich bei den Bündnerschiefern um Meeressedimente handelt, dann muss das Leben im Meer doch irgendwelche Spuren hinterlassen haben. Denn ein Meer ohne jedes Leben ist schlechterdings nicht vorstellbar. Die Suche nach Makrofossilien bietet nur geringe Aussichten, ihr Vorhandensein wäre den zahlreichen bisherigen Bearbeitern der Bündnerschiefer doch kaum entgangen. Anders aber steht es mit den *Mikroorganismen*, die mit geeigneten Methoden auch bei vereinzelter Auftreten gefunden werden können. Ausser den Prätigausschiefern (NÄNNY, 1948) und abgesehen von vereinzelter Zufallsfunden (SCHMIDT, 1907) wurden die Bündnerschiefer Graubündens bis heute noch nicht systematisch auf Mikrofossilien untersucht.

Den Ausgangspunkt derartiger Studien bildeten Untersuchungen in den Bündnerschieferähnlichen Gesteinen der kretazischen Toco- und Galeraformation von Trinidad, Westindien, die zeigten, dass Mikrofossilien in schwach metamorphen Gesteinen noch erhalten bleiben und mit geeigneten Verfahren auch isoliert werden können. Der Erhaltungszustand der zum Teil stratigraphisch wertvollen Foraminiferen, wie zum Beispiel Choffatellen in der Tocoformation und Globotruncanen in der Galeraformation, war meistens so gut, dass Artbestimmungen, welche zur Datierung der Formationen wesentlich beitrugen, ohne weiteres möglich waren. Diese Erfolge regten zur vorliegenden Studie an. Es sollte hier geprüft werden, ob Mikrofaunen auch in den Bündnerschiefern vorhanden sind und mit entsprechenden Methoden isoliert werden können.

Foraminiferen und andere Mikrofossilien wurden in den oben genannten Formationen von Trinidad nur in vereinzelter Horizonten in grosser Häufigkeit angetroffen. Der Grossteil der zahlreichen dort aufgesammelten Proben zeigten eine armselige Fauna, oft vorwiegend aus Radiolarien und Zwergmollusken (Cephalopoden, Gastropoden, Lamellibranchier) bestehend, die meist unter 2 mm gross sind. Es ist nun interessant festzustellen, dass in den hier untersuchten Bündnerschiefern keine Foraminiferen, dafür aber, ähnlich wie dies im Grossteil der Toco- und Ga-

leraformation der Fall ist, eine allerdings noch armseligere und schlechter erhaltene Radiolarien-, Zwergmollusken- und Ostracodenfauna isoliert werden konnte.

Eine erste Sammlung von Radiolarien und radiolarienähnlichen Formen aus den untersuchten Bündnerschiefern wurde Dr. A. S. CAMPBELL, Berkeley, Kalifornien, eine zweite, vollständigere, Dr. W. R. RIEDEL, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, Kalifornien, zur Bestimmung vorgelegt. Die Mikromollusken wurden von Dr. N. SOHL vom U.S. National Museum in Washington, die Ostracoden von Dr. J. G. SOHN vom U.S. Geological Survey in Washington durchgesehen und soweit als möglich bestimmt. Allen diesen Helfern sei für ihre Bereitwilligkeit, die Mikrofauna zu untersuchen, bestens gedankt. Weiter sind die Autoren der ehemaligen TRINIDAD LEASEHOLDS LTD. (jetzt TEXACO TRINIDAD INC.) zu Dank verpflichtet. Diese Gesellschaft stellte in zuvorkommender Weise die Einrichtungen des Geologischen Laboratoriums in Pointe-à-Pierre, Trinidad, zur Bearbeitung sämtlicher Gesteinsproben zur Verfügung.

Das Aufsammeln der Bündnerschieferproben und die damit verbundene Feldarbeit war auf verschiedene kürzere Zeitspannen der Jahre 1954–1957 verteilt. Die Belegsammlung ist im Geologischen Institut der Universität Bern aufbewahrt.

Sammel- und Untersuchungstechnik

Die in Trinidad in ähnlichen Sedimenten gemachten Erfahrungen wiesen darauf hin, dass die besten Möglichkeiten, Mikrofossilien aus den Bündnerschiefern zu isolieren, in tonigen, feinkörnigen, möglichst schwach metamorphen und tektonisch wenig beanspruchten Schiefen zu suchen sind. Dies mag vielleicht nicht ausschliesslich der Tatsache zuzuschreiben sein, dass die hier beschriebene Fauna ein «toniges Environment» bevorzugte, sondern auch daran, dass die Rückstände toniger und sehr feinkörniger Sedimente sehr viel stärker kondensiert werden können, und damit eine bessere Möglichkeit besteht, die meist ausserordentlich seltenen Mikrofossilien überhaupt zu finden.

Beim Aufsammeln der untersuchten Profile gingen wir daher nicht davon aus, Proben in regelmässigen Abständen zu entnehmen, sondern in erster Linie die lithologisch als günstig erscheinenden Gesteine zu erfassen. Aus Transportgründen (die Gesteine wurden in Trinidad bearbeitet) musste das Gewicht der einzelnen Proben eingeschränkt werden und überschritt im allgemeinen 500 g nicht.

Alle Proben wurden mit Hilfe der Natronlaugemethode aufgelöst, die von einem der Autoren (BOLLI, 1950) bereits beschrieben worden ist. Sie sei hier nochmals kurz wiederholt:

Die Proben werden auf circa 3 mm Korngrösse zerkleinert, gut getrocknet und dann in ungefähr 20prozentiger Natronlauge gekocht. Sobald ein gewisser Grad von Auflösung erreicht ist, meist nach einer halben bis einer Stunde, ist es ratsam, die Probe ein erstes Mal zu waschen und auf den Fossilgehalt zu prüfen. Das Waschen geschieht vorzugsweise durch einen Siebsatz von etwa 20, 140 und 230 Maschen pro Inch. Wird die Probe zu lange gekocht, so kann die Desintegration der kleinen Komponenten, unter denen sich auch die Mikrofossilien befinden, soweit fortschreiten, dass es zu einer teilweisen oder völligen Zerstörung derselben kommen kann.

Die Vorteile der bei den Bündnerschiefern angewandten Schlämmethode gegenüber dem Dünnschliffverfahren zeigen sich wie folgt:

1. Die untersuchten Schiefer sind infolge ihrer lithologischen Beschaffenheit zur Herstellung von Dünnschliffen nur schlecht geeignet, desintegrieren dagegen gut mit dem NaOH-Verfahren.

2. Infolge der ausserordentlichen Faunenarmut der Bündnerschiefer wäre die Wahrscheinlichkeit, in einem Dünnschliff ein Mikrofossil überhaupt anzutreffen, äusserst gering. Wollte man zum Beispiel eine einzige Probe von 250 cm³ (= ca. 500 g) vollständig mit Dünnschliffen erfassen (Schliffe von 2½ cm² Fläche in 0,3 mm Abständen, hier theoretisch ohne Schleifabfall gerechnet für eine Gesteinssäule von 1 m Länge bei 2,5 cm² Kreisfläche), so müsste man über 3300 Schliffe herstellen. Dazu wäre ein so gewaltiges Gesteinsmaterial und ein solcher Zeit- und Kostenaufwand notwendig, dass ein solches Vorgehen praktisch unmöglich wird, ganz abgesehen davon, dass die Bestimmung der Mikrofaunen in Schliffbildern ganz bedeutend schwieriger und ungenauer wäre, als dies bei isolierten Formen der Fall ist.

3. Als einziger, kaum ins Gewicht fallender Nachteil des Desintegrationsverfahrens mag erwähnt werden, dass vielleicht ein gewisser Prozentsatz der Fossilien durch den chemischen Prozess angegriffen oder zerstört werden kann.

Untersuchte Profile

Die Tabelle 1 gibt in Verbindung mit den Figuren 1 und 2 Auskunft über die untersuchten Profile. Auf Tabelle 1 sind sämtliche Gesteinsproben angegeben, die auf ihren Gehalt an Mikrofossilien entsprechend den vorstehend beschriebenen Methoden untersucht wurden. Wir versuchten, die Proben 1–71 nach ihrer tektonischen Herkunft in Gruppen zusammenzufassen (Tomül-Lappen = 1–35, Grava-Serie = 36–56, Zone Piz Terri–Lunschania = 57–61, Zone der Lugnezer Schiefer = 62–71), und innerhalb dieser Gruppen (tektonischen Einheiten) trachteten wir danach, das stratigraphisch Jüngere vor dem Älteren einzureihen. Dazu ist zu sagen, dass die tektonische Grenzziehung zwischen Tomül-Lappen, Grava-Serie und Zone der Lugnezer Schiefer umstritten ist, wie im vorstehenden Abschnitt «Stratigraphische Gliederung» (S. 248) ausgeführt wurde. Wir können bei einem Teil der Gesteinsserien dieser tektonischen Einheiten nicht eindeutig entscheiden, ob oder wie sie zusammengehören, und bei einem anderen Teil wissen wir nicht, ob sie sich in primär-stratigraphischem oder in tektonischem Kontakt überlagern.

Zum Vergleich mit den Bündnerschiefern NW-Graubündens wurde das in letzter Zeit von M. BURRI (1958) vorzüglich untersuchte Schiefergebiet der Zone de Ferret in der Umgebung von Sion herangezogen (siehe unten), ferner eine Probe aus dem benachbarten ultrahelvetischen Lias (Probe 86) und schliesslich 11 Proben (87–97) aus dem Lias der südlichen Sedimenthülle des Gotthard-Massivs in der weiteren Umgebung von Ilanz.

Als Erläuterung zu den auf Tabelle 1 angeführten Proben mögen folgende Hinweise dienen:

Die Proben 1–8 sind, längs der Strasse durch die obere Viamala, den obersten Abteilungen der Bündnerschiefer des Tomül-Lappens entnommen. JÄCKLI (1941) vermutet auf Grund lithologisch-stratigraphischer Vergleiche, dass die Safier Quarzite bis zur mittleren Kreide hinaufreichen (S. 31), während die Nolla-Kalkschiefer nach JÄCKLI (1941, S. 29) eher dem Malm entsprechen dürften. Gegen das Prätigau zu verbindet sich diese höchste Abteilung der Tomül-Bündnerschiefer wahrscheinlich mit der Sassauna-Serie (vgl. Fig. 1), in welcher NÄNNY (1948, S. 46) Fukoiden, Spongiennadeln, Bryozoen, Echinodermentrümmer, ferner an Kleinforminiferen Textularien und Cristellarien, häufig mit pyritisierten Schalen, nachweisen konnte. NÄNNY ist geneigt, für die Sassauna-Serie unter- bis mittelkretazisches Alter anzunehmen.

Die *Proben 11–16* entstammen dem Strassenprofil durch die untere Viamala, wo oben die Viamala-Kieselkalke und bei Thusis unten die Nolla-Tonschiefer anstehen. Die Viamala-Kieselkalke hält STAUB (1958) für kretazisch, JÄCKLI neigt 1941 (S. 28) eher zur Annahme, sie zusammen mit den Nolla-Tonschiefern dem Dogger zuzuweisen.

Figur 1 zeigt die mutmassliche Verbindung der Nolla-Tonschiefer mit der Valzeina-Serie des Prätigaus (*Proben 9 und 10*), die NÄNNY (1948) mit allem Vorbehalt als unterkretazisch betrachtet (vgl. hiezü NABHOLZ, 1951, S. 151). An organischen Resten fand NÄNNY in der Valzeina-Serie Fukoiden und vereinzelt Trümmer von Bryozoen (1948, S. 48).

Die *Proben 17–26* stammen aus den versackten und verrutschten Nolla-Tonschiefern des Heinzenberg-Südteiles. Ob die Reihenfolge auf Tabelle 1 mit der stratigraphischen Abfolge hier übereinstimmt, ist deshalb ungewiss.

Im Liegenden der Nolla-Tonschiefer folgen die Bärenhorn-Schiefer (tonig-sandige Kalkphyllite, siehe NABHOLZ, 1945, S. 51), aus denen die *Proben 27–31* entnommen wurden. Die Frage bleibt offen, ob zwischen den Bärenhorn-Schiefern und dem fossilbelegten Lias im Liegenden (*Proben 32–35*) eine wesentliche stratigraphische Lücke klafft. Es fällt auf, dass die Schiefer, in welche die Gryphitenkalke eingelagert sind, keine Mikrofauna geliefert haben.

Mit den *Proben 36–56* wurden die tonig-sandigen Kalkphyllite der Grava-Serie untersucht. Zahlreiche Gesteinsproben wurden auf dem Kamm Camanergrat–Piz Radun gesammelt, weil hier die Rekristallisation eine Spur schwächer ist als im nebenan liegenden, über 1000 m tieferen Talgrund des Safientales (*Proben 41 und 42*). Auf die verschiedenen Möglichkeiten der tektonischen und der stratigraphischen Zuordnung der Grava-Kalkphyllite wurde im Vorstehenden bereits deutlich hingewiesen. Auch der Zusammenhang der Grava-Kalkphyllite mit der Klus-Serie des Prätigaus, wie ihn Figur 1 zeigt, leitet sich nur aus lithologischen Vergleichen und durchgehenden Feldaufnahmen ab. NÄNNY (1948, S. 50) beschreibt aus der Klus-Serie an organischem Inhalt: Kleinforaminiferenreste, die als *Cristellaria*-formen gedeutet werden müssen, Spongiennadeln, Echinodermen- und fragliche Bryozoenreste sowie unbestimmbare, kalkige Schalentrümmer. Mangels paläontologischer Belege spricht NÄNNY nur die Vermutung aus, es könne sich bei der Klus-Serie um Untere Kreide handeln.

Mit den *Proben 57–61* wurden einige Schichtglieder der Zone Piz Terri–Lunschania erfasst, und zwar im Profil längs der Valser Strasse, das in NABHOLZ 1945, Tafel V, wiedergegeben ist. Eine Mikrofauna fehlt in diesen Proben, obwohl Schliffe Echinodermenreste gezeigt hatten (NABHOLZ, 1945, S. 53).

Jegliche Mikrofauna fehlt aber auch in den *Proben 62–71*, die der Zone der Lugnezer Schiefer entstammen. Die Abfolge der Lugnezer Schiefer zeigt ein lithologisch ausserordentlich eintöniges und banales Bild: Kalkschiefer, teils etwas mehr tonig, teils etwas mehr sandig. Die Unterschiede im Gehalt an Mikroorganismen, die man zwischen den Profilen in der Viamala und denjenigen in den Lugnezer Schiefen feststellt, können jedenfalls nicht als Beleg für die von STAUB (1958) postulierte tektonische Deutung herangezogen werden, wonach sich die Viamala-Schiefer in die Lugnezer Schiefer fortsetzen sollen.

<p><i>Tabelle 1. Liste der untersuchten Proben</i></p> <p>geordnet nach der mutmasslichen stratigraphischen Stellung in den verschiedenen tektonischen Einheiten:</p> <p>× 1-3 Exemplare ○ 4-10 Exemplare ● über 10 Exemplare</p> <p>Eine Zahl unter dem Zeichen verweist auf die entsprechende Figur in Tafel I und zeigt an, dass aus dieser Probe das abgebildete Exemplar entnommen wurde.</p>	<p>Radiolarien und radiolarien-ähnliche Formen (siehe Tafel I und Text)</p> <p>Fragliche Radiolarien, möglicherweise zur Familie Liosphaeridae gehörend</p> <p>Fig. 1 Fig. 2-3 Fig. 4-5 Fig. 6-7 Fig. 8 Fig. 9 Fig. 10 Fig. 11-12 Fig. 13-14 Fig. 15-16 Fig. 17 Fig. 18 Fig. 19-21</p>																						
<p>BÜNDNERSCHIEFER DER MISOXER ZONE (im Hangenden des Adula-Kristallins)</p> <p><i>Tomül-Lappen</i> und evtl. zugehörige Einheiten des Präätigaus</p> <p><i>Sajier-Quarzite (usw.) und Nolla-Kalkschiefer</i></p> <p>1. B 51 Viamala, 750 m S Brücke Rania, Tonige Lagen aus sandig-kalkigen Schiefer . .</p> <p>2. B 56 Viamala, 600 m S Brücke Rania, Tonige Lagen aus sandig-kalkigen Schiefer . .</p> <p>3. B 52 Viamala, 500 m N Brücke Rania, Tonige Lagen aus sandig-kalkigen Schiefer . .</p> <p>4. B 57 Viamala, 500 m N Brücke Rania, Tonige Lagen aus sandig-kalkigen Schiefer . .</p> <p>5. B 58 Viamala, 700 m N Brücke Rania, Tiefschwarzer Tonschiefer aus sandigen Kalkschiefer</p> <p>6. B 59 Viamala, 100 m S Brücke 864 m, Tonschiefer aus sandig-tonigem Kalkschiefer. .</p> <p>7. B 53 Viamala, 100 m N Brücke 864 m, Tonschiefer aus sandig-tonigem Kalkschiefer. .</p> <p>8. B 60 Viamala, 150 m N Brücke 864 m, Tonschiefer aus sandig-tonigem Kalkschiefer. .</p>	●	×	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

<i>Valzeina-Serie, Viamala-Kieselkalke und Nolla-Tonschiefer</i>									
9. B 85	Strasse Montagna-Pusserein ob Schiers, Schwarze Tonschiefer aus Valzeina-Serie	○	○	○	○	○	○	○	○
10. B 84	Strasse Montagna-Pusserein ob Schiers, Schwarze Tonschiefer aus Valzeina-Serie	○	○	○	○	○	○	○	○
11. B 61	Viamala, Brücke 650 m S P. 863 Unt. Rongellen, Tonschiefer in Kalkschiefern . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
12. B 62	Viamala, Strassenkehre 400 m ENE P. 863 Unt. Rongellen, Tonschiefer in Kalkschiefern . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
13. B 54	Viamala, 20 m unter dem Niveau des 1. Strassentunnels S Thusis (alte Strasse), Tonige Partie in Kieselkalcken . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
14. B 63	Viamala, Strasse SSW gegenüber Ruine Hohenrätien, Tonige Partie in Kieselkalcken . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
15. B 55	Viamala, Strasse SSW gegenüber Ruine Hohenrätien, Tonige Partie in Kieselkalcken . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
16. B 64	Viamala, 100 m E P. 717 S Thusis, Nolla-Tonschiefer	○	○	○	○	○	○	○	○
17. B 65	Strassenkehre bei Canggir zwischen Urmein u. Unt. Tschappina, Nolla-Tonschiefer	○	○	○	○	○	○	○	○
18. B 83	100 m W Seelein Bigniel ob Flerden, Nolla-Tonschiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
19. B 22	Unter Kirche Flerden, Nolla-Tonschiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
20. B 76	300 m S Bicholasee, Nolla-Tonschiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
21. B 78	500 m NNE Alp Bischola, Nolla-Tonschiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
22. B 77	450 m NNE Alp Bischola, Nolla-Tonschiefer etwas sandig . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
23. B 74	Alp Lüsich 1977 m, Nolla-Tonschiefer, sandige Partie . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
24. B 75	Alp Lüsich 1977 m, Nolla-Tonschiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
25. B 82	Gipfel Tguma (Heinzenberg), Nolla-Tonschiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
26. B 81	2120 m W Gipfel Tguma, Basis der Nolla-Tonschiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
<i>Bärenhorn-Schiefer</i>									
27. B 33	Strassenbrücke bei Mulegn SSE Rothenbrunnen, Tonig-sandige Schiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
28. B 80	2075 m W Gipfel Tguma (Heinzenberg), Tonig-sandige Schiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
29. B 79	2060 m W Gipfel Tguma (Heinzenberg), Tonig-sandige Schiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
30. B 27	Tobel N Alp Kühbberg 1770 m (obest es Safental), Tonig-sandige Schiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○
31. B 32	200 m NNE P. 2531, Bärenlücke (N Bärenhorn), Tonig-sandige Schiefer . . .	○	○	○	○	○	○	○	○

Radiolarien und radiolarienähnliche Formen (siehe Tafel I und Text)		Fig. 19-21
Radiolarien		Fig. 17
Fragliche Radiolarien, möglicherweise zur Familie Liosphaeridae gehörend		Fig. 15-16
Fragliche Radiolarien		Fig. 13-14
Fragliche Radiolarien		Fig. 10
Fragliche Radiolarien		Fig. 9
Fragliche Radiolarien		Fig. 8
Fragliche Radiolarien		Fig. 11-12
Fragliche Radiolarien		Fig. 6-7
Fragliche Radiolarien		Fig. 4-5
Fragliche Radiolarien		Fig. 2-3
Fragliche Radiolarien		Fig. 1
<p><i>Tabelle 1. Liste der untersuchten Proben (Fortsetzung)</i></p> <p>geordnet nach der mutmasslichen stratigraphischen Stellung in den verschiedenen tektonischen Einheiten:</p> <p>× 1-3 Exemplare ○ 4-10 Exemplare ● über 10 Exemplare</p> <p>Eine Zahl unter dem Zeichen verweist auf die entsprechende Figur in Tafel I und zeigt an, dass aus dieser Probe das abgebildete Exemplar entnommen wurde.</p>		
<p>68. B 23 350 m S Casti da Razen (Rhäzüns) 50 m oberhalb Strasse, Tonige Lagen in Kalkschiefern</p> <p>69. B 43 Strasse Versam-Safien, 500 m S P. 909 Versam, Tonige Lagen in Kalkschiefern</p> <p>70. B 10 Weg Rein-Darpinaus, 1460 m, Tonige Lagen in Kalkschiefern</p> <p>71. B 11 Weg Rein-Darpinaus, 1440 m, Tonige Lagen in Kalkschiefern</p>		
<p>ZONE DE FERRET (INFRAPENNINISCH)</p> <p>im Gebiet des Mont d'Orge W Sion</p>		
<p>73. Mal 7 E-Ende Hügel Maladaires 1,5 km ENE P. 569,1</p> <p>74. Mal 5 Hügel Maladaires, auf Crête 1100 m ENE P. 569,1</p> <p>75. Or 10 Mont d'Orge, 500 m SW P. 786,4</p> <p>76. Or 6 Mont d'Orge, Sattel 100 m W P. 786,4</p> <p>77. Mal 4 Crête Maladaires 700 m ENE P. 569,1</p> <p>78. Mal 2 wie Mal 4, 4 m im Liegenden</p> <p>79. Mal 1 Südfuss Hügel Maladaires 280 m E P. 569,1</p> <p>80. Or 7 Mont d'Orge, 620 m WSW P. 786,4</p> <p>81. Or 5 Mont d'Orge, 950 m W(SW) P. 786,4</p>		<p>Fig. 1: ? × Fig. 2-3: ○ Fig. 4-5: ○ Fig. 6-7: ○ Fig. 8: ○ Fig. 9: ○ Fig. 10: ○ Fig. 11-12: ○ Fig. 13-14: ○ Fig. 15-16: ○ Fig. 17: ○ Fig. 18: ○ Fig. 19-21: ○</p>
		<p>Série sup. (Couches de St-Christophe) tonig-sandig-kalkige Schiefer Série moyenne (Couches de l'Aroley) (= Crétacé moyen) tonige Schiefer, sandig ± kalkig Série inf., tonig-sandige Kalkschiefer</p>

Wie oben erwähnt, wurden zum Vergleich mit den Bündnerschiefern NW-Graubündens einige andere, ähnliche Gesteinsserien untersucht. Die *Proben 73–85* (vgl. Fig. 2) liegen in der Zone Val Ferret–Sion (siehe S. 241 ff.), die im Gebiet westlich Sion von M. BURRI (1958) vorzüglich bearbeitet wurde. BURRI gliedert die stratigraphische Abfolge der Zone Val Ferret–Sion in die «Séries supérieure, moyenne et inférieure». Die «Série moyenne» stellt er in die mittlere Kreide, einesteils nach Fossilfunden, die TRÜMPY in der südwestlichen Fortsetzung dieser Serie im Gebiet

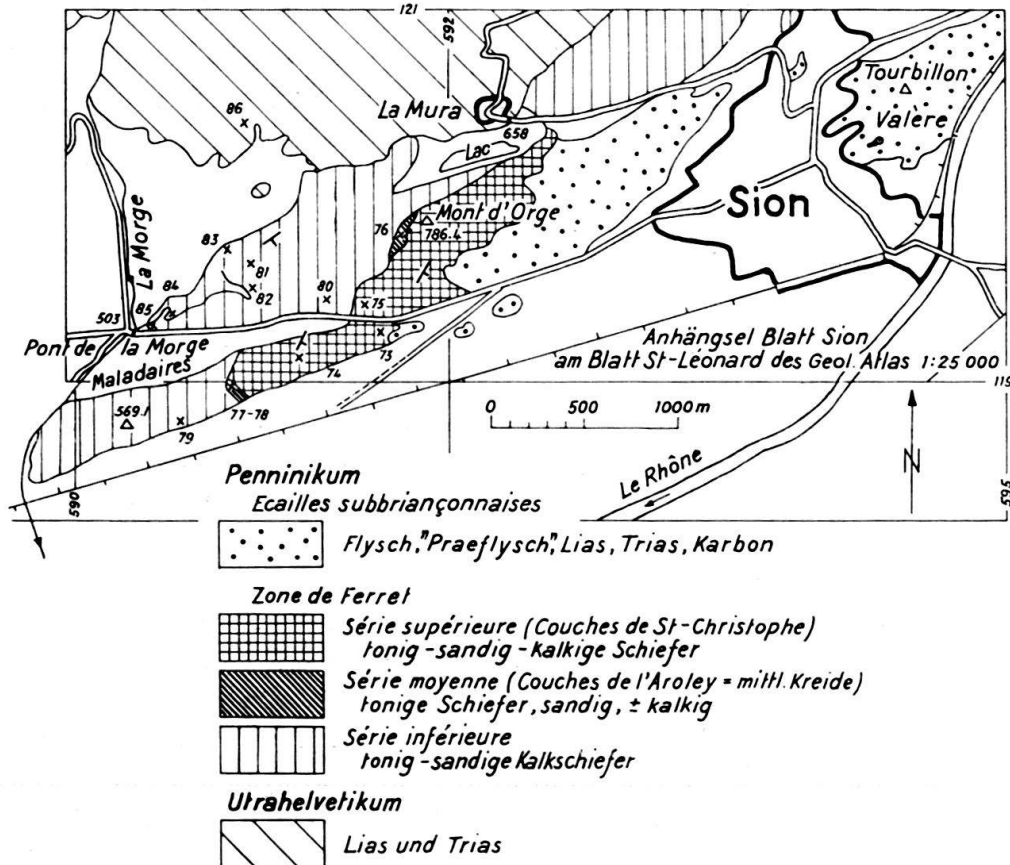


Fig. 2. Geologische Kartenskizze Maladaires–Mont d'Orge–Sion, 1:50 000.

75–86 = untersuchte Proben (vgl. Tab. 1). Vgl. hierzu: Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, Feuille St-Léonard, avec annexe de la feuille Sion, 1959.

der Pierre Avoi gelungen sind und die für Urgonalter sprechen, andernteils in Berücksichtigung der von BURRI gefundenen, gut erhaltenen Radiolarien, die er als kretazisch beschreibt. Die «Série supérieure» hält BURRI mit Vorbehalt für oberkretazisch. Aus der «Série inférieure» schliesslich beschreibt er limonitisierte Fossilreste, bei denen es sich wahrscheinlich um Seeigelfragmente und um eine Radiolarie ohne stratigraphischen Leitwert handelt, so dass BURRI die Frage nach dem Alter der «Série inférieure» offen lässt.

Mit der *Probe 86* wurde ein mergeliger Kalkschiefer aus dem unteren Lias der ultrahelvetischen Wurzelzone des Wallis (siehe Fig. 2) zum Vergleich herangezogen. Am Fundort sind reichlich Belemnitenreste vorhanden. Das auffällige Merkmal dieser Liasprobe ist ihr Gehalt an fraglichen Radiolarien (vgl. Tab. 1), die in gleicher Zusammensetzung der Formen auch in den höheren Teilen des Tomül-Lappens (z. B. Proben aus der Viamala) und in der Grava-Serie vorkommen.

Demgegenüber unterscheiden sich die *Proben 87–97* aus dem Lias der südlichen Sedimenthülle des Gotthard-Massivs (siehe Fig. 1) in ihrer Mikrofauna von den Bündnerschiefern. Radiolarien und ähnliche Formen treten in diesem Lias zu Gunsten von mikroskopisch kleinen Gastropoden, Lamellibranchiern und Ostracoden zurück. Nach NABHOLZ (1949 a) gelten folgende stratigraphische Einstufungsbereiche: Proben 87–90 unterjurassisch ohne nähere Stufenbezeichnung (? ob Lias – ??? Dogger), Probe 91 ca. Lotharingien, Pliensbachien, Domérien, Probe 92 ca. Lotharingien, Proben 93–94 Sinémurien, Probe 97 Hettangien. Über die Einstufung von Probe 96 sind die Untersuchungen von Kollege E. NIGGLI noch nicht abgeschlossen. Bestimmt handelt es sich – wie auch bei Probe 95 – um Lias. In Probe 95 liegt ein Kalk vor, der von unbestimmbaren Schalenrümern von Makrofossilien erfüllt ist; eine Mikrofauna konnte aber nicht nachgewiesen werden.

Mikropaläontologische Ergebnisse

Als wichtigstes Resultat zeigen unsere Untersuchungen, dass in den tonigen Bündnerschiefern Mikrofossilien tatsächlich erhalten geblieben sind und mit geeigneten Verfahren auch isoliert werden können.

Die Tatsache, dass die Ausbeute an bestimmbar Mikrofossilien gering blieb, ist wohl eher einer allgemeinen Armut der untersuchten Bündnerschiefererien zuzuschreiben, ähnlich wie dies auch in den Toco- und Galeraschiefern von Trinidad der Fall ist, als einer Zerstörung derselben durch Umwandlungsprozesse. Die aufgefundenen Mikrofossilien sind im allgemeinen pyritisiert oder bei stärkerer Verwitterung limonitisiert. Eine Ausnahme bilden manche Exemplare der Radiolarien oder radiolarienähnlichen Formen, wie sie auf Tafel I, Figur 11 und 12 wiedergegeben sind.

Die bisher aufgefundenen Mikrofossilien tragen zur stratigraphischen Gliederung der untersuchten Serien noch kaum etwas bei. Es bleibt aber zu hoffen, dass weitere und eingehendere Untersuchungen ähnlicher Art auch da noch Resultate zeitigen werden. Wie dies bei Makrofossilien der Fall ist, so sind auch Mikrofossilien in Serien vom Typus der Bündnerschiefer oft an begrenzte Horizonte gebunden, die aufzufinden nur durch möglichst vollständiges Aufsammeln der Profile möglich wird.

Wie aus der Liste der untersuchten Proben hervorgeht (Tab. 1), sind Radiolarien oder radiolarienähnliche Formen stark vorherrschend. Was die besonders häufigen sphärischen Formen anbelangt (Tafel I, Fig. 1–8, 11–12), so betrachten es Dr. A. S. CAMPBELL und Dr. W. R. RIEDEL noch als fraglich, ob es sich wirklich um Radiolarien handelt. Des schlechten Erhaltungszustandes wegen sind keine Detailstrukturen erkenntlich. Die Möglichkeit, dass es Formen anorganischen Ursprungs sein könnten, bleibt daher noch bestehen. Die Tatsache aber, dass in den Tocoschiefern von Trinidad solch kugelige Formen dank besserem Erhaltungszustand als zur Familie Liosphaeridae gehörend bestimmt werden konnten, und dass dort daneben, wie dies auch in den Bündnerschiefern der Fall ist, Radiolarien der Gattung *Dictyomitra* auftreten, sprechen dafür, dass die in den Bündnerschiefern vorkommenden kugeligen Formen sehr wohl auch Radiolarien sein können. Ein Beweis dafür muss aber anhand von besser erhaltenem Material noch erbracht

werden. Wie aus Tafel I, Fig. 1–7 ersichtlich ist, variieren die kugeligen Formen beträchtlich in ihren Ausmassen, doch sind es die kleinen (Fig. 1–3), die besonders häufig sind.

In den Bündnerschiefern der Misoxer Zone wurden die kugeligen, Liosphaeridae-ähnlichen Formen besonders häufig im Viamala-Profil (Tomül-Lappen) angetroffen. Von dort stammen auch die einzigen mit Sicherheit bestimmbaren *Dictyomitra* (Tafel I, Fig. 13, 14; Probe 6), eine Gattung, die besonders in der Kreide stark hervortritt. Zahlreich sind die Liosphaeridae-ähnlichen Formen auch in den höheren Partien der Grava-Serie im Gebiet des Piz Radun und der Alp Radun, wo übrigens ein weiteres einzelnes, allerdings etwas fragliches Exemplar von *Dictyomitra* gefunden wurde (Probe 54). Beschränkt auf die Bündnerschiefer der Misoxer Zone (Tomül-Lappen und höhere Partien der Grava-Serie) sind die auf Tafel I, Figur 11, 12 abgebildeten kugeligen Formen. Sie unterscheiden sich von den übrigen (Fig. 1–7) dadurch, dass sie zumeist nicht pyritisiert sind und im allgemeinen einen Teil der Wand ausgebrochen haben. Auch diese Formen können nur mit Vorbehalt zu den Radiolarien gestellt werden. Bemerkenswert ist, dass in dem durch Gryphaeen belegten Lias in der Basis des Tomül-Lappens (Proben 32–35) überhaupt keine Anzeichen von Mikrofossilien gefunden werden konnten. Ergebnislos verliefen die bisherigen Untersuchungen auch in den Bündnerschiefern der Tessiner Decken. Aus keiner der in den Zonen des Piz Terri–Lunschania und der Lugnezer Schiefer aufgesammelten Proben konnten irgendwelche Faunen isoliert werden.

Die infrapenninischen Schiefer der Zone de Ferret (W von Sion) enthalten zum Teil kleine Exemplare der Liosphaeridae-ähnlichen Formen. In einer Probe (74) konnten auch einige Radiolarien als mit Sicherheit zu den Tricytrida oder Stichocytrida gehörend bestimmt werden (Tafel I, Fig. 10). Eine einzige aus dem ultrahelvetischen Lias der Bex–Laubhorn-Decke untersuchte Probe (86) enthielt ebenfalls kleine, Liosphaeridae-ähnliche Formen.

Die Ausbeute an Radiolarien oder radiolarienähnlichen Formen im Lias der südlichen Sedimenthülle des Gotthard-Massivs war äusserst gering. Lediglich aus den Proben 93 und 96 konnten kleine, Liosphaeridae-ähnliche Formen isoliert werden.

Versuche, in der Bestimmung der bisher aufgefundenen Radiolarien noch weiter zu gehen als oben angeführt, würden nach Dr. RIEDELS Ansicht beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse der mesozoischen Radiolarien nur Irrtümer und Verwirrung in die Literatur bringen.

Im Gegensatz zu den Radiolarien oder radiolarienähnlichen Gebilden wurden Mikromollusken nur sehr selten angetroffen. Probe 93 aus dem Lias der südlichen Sedimenthülle des Gotthard-Massivs enthielt, neben einigen schlecht erhaltenen Lamellibranchiern, eine Anzahl kleiner Neritaceen (Tafel I, Fig. 19–21). Es handelt sich möglicherweise um marine Seichtwasser- oder vielleicht gar Brackwasserformen. In der Probe 96 vom Mundaungrat fanden sich ebenfalls eine Reihe kleiner, jedoch sehr schlecht erhaltener Gastropoden. Einige Lamellibranchier wurden in der Probe 1 im Viamala-Profil gefunden. Die beiden hier abgebildeten Formen werden zu den Veneriden (Tafel I, Fig. 17) und zu den Cardiiden (Tafel I, Fig. 18) gestellt. Es sind Formen, die im allgemeinen marin sind und vorzugsweise in Tiefen von weniger als 200 m leben. Das einzige weitere Vorkommen von Mikromollusken

findet sich in der Grava-Serie (Probe 54 von der Alp Radun), wo einige Gastropodenfragmente festgestellt wurden.

Erhaltungszustand und gegenwärtiger Stand der Kenntnisse lassen vorderhand keine genauere Bestimmung der gefundenen Mikromollusken zu.

Die beiden einzigen aufgefundenen Ostracoden stammen aus dem Viamala-Profil (Probe 1) und dem Lias der südlichen Sedimenthülle des Gotthard-Massivs (Probe 92). Die in Tafel I, Figur 15 abgebildete Form aus Probe 92 dürfte zur Familie Cytheridae gehören; für die andere, aus Probe 1 und auf Tafel I, Figur 16, wiedergegebene Form kann keine Bestimmung gegeben werden.

AUSBLICK

Der äusserst bescheidene Gehalt an Mikrofossilien, den wir in den Bündnerschiefern gefunden haben, hilft vorläufig stratigraphisch, in der Altersgliederung, noch nicht viel weiter. Indessen aber liefern die Mikrofossilien den Beleg dafür, dass die Bündnerschiefer im offenen Ozean, in pelagischem Milieu abgelagert wurden. Aussagen über die Tiefe des Meeres lassen sich aus dem Fossilinhalt nicht geben, da die kümmerliche Fauna entweder planktonisch lebte (Radiolarien), oder zusammen mit dem Detritus von Meeresströmungen verfrachtet wurden.

So hat also die vorliegende mikropaläontologische Untersuchung zunächst erst wieder ein Steinchen zu unseren bisherigen Kenntnissen zugefügt. Für die Vertiefung der Detailuntersuchungen, sei es in mikropaläontologischer oder in sedimentologischer Hinsicht, bleibt aber noch ein grosses Arbeitsfeld offen.

Die in keinen Zyklen und keinen Rhythmen, sondern gleichsam in stetem ungeordnetem Wechsel abgelagerten Kalk-Ton-Sand-Sedimente, aus denen die Bündnerschiefer hervorgingen, enthielten wesentlich weniger organisches Leben als die späteren Flyschablagerungen. Spurenfossilien mögen durch die Metamorphose zerstört worden sein, Körperfossilien blieben bei Epibedingungen in mehr oder weniger deformiertem und stofflich verändertem Zustand erhalten. Auch in anderen Punkten unterscheidet sich die Bündnerschiefersedimentation von denjenigen des Flyschs (vgl. NABHOLZ, 1951, S. 148). Die Bündnerschiefer-Meeresbecken oder -Geosynklinalen hatten offenbar ein schwaches Relief, weil Erscheinungen wie Slumping, submarine Rutsche, Breccienbildung, graded bedding, mitsamt den anderen Auswirkungen von Turbidity currents, weitgehend fehlen; eine Ausnahme bilden die «Praeflysch»-Serien im Sinne TRÜMPYS. In all diesen Punkten unterscheiden sich die Bündnerschiefer von den Ablagerungen der Flyschmeere. Während der Flyschsedimentation herrschte orogene Unruhe, die zu ruckartigen Bewegungen und damit zu Breccienabsetzungen führte. In den Flyschmeeren bildeten sich Turbidity currents; hier war kräftiges Relief vorhanden, wahrscheinlich verbunden mit grosser Meerestiefe (hierüber ist die wissenschaftliche Diskussion wohl noch nicht abgeschlossen); und schliesslich sind in den Flyschsedimenten neben Körperfossilien auch Spurenfossilien verbreitet.

Unter den Meeresbecken, in denen sich das eintönige, das banale Sediment der Bündnerschiefer ablagerte, lag in tieferen, magmatischen Teilen der Erdkruste der Motor, der zuerst zur Ophiolithförderung führte und später die Deckenbildung der alpinen Orogenese auslöste. Hier liegt heute das zentrale oder penninische Decken-

gebiet unserer Alpen. Ist es da nicht verlockend, auf die Verhältnisse, die in diesen Meeren herrschten, mit modernen Arbeitsmethoden neues Licht zu werfen?

RÉSUMÉ

Au cours de ces dernières années, la «Molasse» et le «Flysch», sédiments formés à la fin de l'orogénèse alpine, ont été abondamment discutés. Le présent travail traite, dans son introduction, des «Bündnerschiefer» et des «Schistes lustrés» (Calcescisti), c'est-à-dire des termes désignant les sédiments nés, avant le Flysch, dans les fosses centrales de l'orogène alpin. Une revue historique de l'évolution de ces deux termes, partiellement synonymes, montre que, dans l'opinion actuelle, les «Bündnerschiefer» couvrent dans la sédimentation géosynclinal alpine un éventail plus large que les «Schistes lustrés». Les vrais Schistes lustrés n'apparaissent que dans les séries sédimentaires de la Nappe des Schistes lustrés (géosynclinal piémontais) et du Versoyen (Petit-Saint-Bernard).

Prenant comme exemple les «Bündnerschiefer» du secteur NO des Grisons, les auteurs en discutent la composition surtout détritique, formée de grains de quartz, d'argiles et de calcaires, la recristallisation qui a déformé les fossiles extrêmement rares qui y étaient contenu, sans les détruire complètement, et enfin leur tectogénèse. L'analyse tectonique et surtout stratigraphique de la région représentée par la figure 1 montre les difficultés du classement. Au-dessus du Trias des diverses unités des «Bündnerschiefer» seules les digitations de Tomül et de Grava de la Nappe de l'Adula recèlent du Lias fossilifère. Les sédiments plus jeunes sont absolument dépourvus de fossiles présentant une valeur stratigraphique, jusqu'à la base du Flysch dont l'âge turonien est attesté par sa microfaune.

Alors que les «Bündnerschiefer» des nappes penniques sont azoïques, des fossiles caractéristiques ont été découverts dans la couverture sédimentaire du Massif du Gothard. Cette dernière, qui s'étend du S de Brigue en Valais, jusqu'à Ilanz dans les Grisons, forme le prolongement de la fosse (ou géosynclinal) dauphinoise. On avait baptisé ces terrains «Gotthardmassivische Bündnerschiefer», terme que nous proposons de supprimer pour ces séries liasiques.

La stratigraphie des «Bündnerschiefer» dans les nappes penniques repose encore de nos jours sur des hypothèses. Etant donné qu'il s'agit de sédiments marins, la vie marine devrait donc s'y refléter, au moins sous la forme de microorganismes, puisque les macrofossiles y manquent.

Or les auteurs ont appliqué des méthodes modernes pour chercher des microfossiles. Cette recherche a été stimulée par l'exploration des formations crétaciques de Toco et de Galera à Trinidad, ressemblant aux «Bündnerschiefer»; car dans ces séries peu métamorphosées de Trinidad on avait réussi à isoler des foraminifères. D'après la même méthode de désintégration, appliquée à Trinidad, on a examiné des échantillons des «Bündnerschiefer», surtout argileux, pris à différents endroits (cf. fig. 1 et 2). De même on les a comparés aux échantillons du Lias du Massif du Gothard et des Schistes de Ferret (voir aussi tableau 1). Le résultat le plus important de ces études a été la découverte de microfossiles dans des «Bündnerschiefer». Comme nous le montrent le tableau 1 et la planche I, il s'agit de radiolaires et de formes semblables aux radiolaires, dont la plupart sont pyritisés, puis de gastropodes, lamellibranches et ostracodes, très rares et minuscules. Ce sont des organismes pélagiques des océans ouverts, qui ont été emportés comme détritiques par les courants marins. Malheureusement cette faune extrêmement maigre n'indique rien ni sur le moment ni sur la profondeur océanique de la sédimentation.

Les sédiments de calcaire, d'argile et de grès dont sont formés les «Bündnerschiefer», contiennent beaucoup moins de restes de vie organique que les séries postérieures de Flysch. Au point de vue sédimentaire, les séries de «Bündnerschiefer» sont caractérisées par leur composition banale et monotone, sans différenciation cyclique ou rythmique, tandis que les séries de Flysch reflètent les perturbations orogènes, qui ont causé des glissements sous-marins, des courants de haute densité («graded bedding»), etc. Nos recherches éclaircissent ainsi l'existence d'une faune extrêmement maigre dans la sédimentation monotone de la phase géosynclinal de l'orogénèse alpine. Il nous semble possible que les recherches futures plus approfondies permettent de découvrir des microfossiles présentant une valeur stratigraphique et de dater ainsi, plus exactement qu'aujourd'hui, les séries de «Bündnerschiefer».

ZITIERTER LITERATUR

- BARBIER, R. (1951): *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse*. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 29, 3–48.
- BARTENSTEIN, H., BETTENSTAEDT, F., & BOLLI, H. M. (1957): *Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad, B.W.I. Erster Teil: Cuche- und Toco-Formation*. Eclogae geol. Helv., 50/1, 1–67.
- BEARTH, P. (1958): *Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums*. Schweiz. min. petr. Mitt., 38/2, 363–373.
- BERNOULLI, W. (1943): *Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig*. Eclogae geol. Helv., 35/2, (1942.), 116–118.
- BOLLI, H. M. (1952): *Note on the Disintegration of indurated rocks*. The Micropaleontologist, 6, No. 1, 46–48.
- BRÜCKNER, W., & NIGGLI, E. (1955): *Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv*. Eclogae geol. Helv., 47/2 (1954), 383–401.
- BUCHER, W. H. (1953): *Fossils in metamorphic rocks: a review*. Bull. Geol. Soc. America, 64/3, 275–300.
- BURRI, M. (1958): *La zone de Sion–Courmayeur au Nord du Rhône*. Mat. Carte Géol. Suisse, N.S.105.
- CADISCH, J. (1951): *Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich*. Eclogae geol. Helv., 43/2 (1950), 172–180.
- (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. Verfasst unter Mitarbeit von E. NIGGLI. Wepf & Co., Basel.
- COLOM, G. (1957): *Sur les caractères de la sédimentation des géosynclinaux mésozoïques*. Bull. Soc. géol. France, 6^e série, 7, Fasc. 8–9, 1167–1185.
- CONTI, S. (1958): *Rinvenimento di radiolari nel «Verrucano» di M. Argentario (Toscana)*. Pubbl. dell'Ist. di Geologia Genova, Quaderno 12, Serie A–Pal., 19–21.
- (1955): *Studi Geologici sulle Alpi Occidentali: 3^o La formazione dei calcescisti nei suoi rapporti stratigrafici e tettonici con i complessi basali e marginali delle Alpi Liguri, Marittime e Cozie*. Boll. Servizio Geol. d'Italia, 77, 275–318.
- (1954): *Studi Geologici sulle Alpi Occidentali: 1^o Stratigrafia della «Formazione dei Calcescisti» nelle Alpi Marittime e Cozie. 2^o Delimitazione areale e correlazioni stratigrafiche nella formazione dei Calcescisti l. s. delle Alpi Liguri, Marittime e Cozie*. Boll. Servizio Geol. d'Italia, 75, 525–539.
- DAL VESCO, E. (1953): *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. Studio geologico-petrografico della Catena Gaggio–Basal (Cantone Ticino)*. Schweiz. min. petr. Mitt., 33/2, 173–480.
- EICHENBERGER, R. (1924): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet)*. Eclogae geol. Helv., 18/3, 451–483.
- ELLENBERGER, F. (1958): *Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie)*. Mémoires Carte géol. de la France (pp. 1–561).
- ELTER, P. (1954): *Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit-St-Bernard)*. Thèse Université de Genève, Imprimerie Grivet, Genève.
- ESCHER, A., & STUDER, B. (1839): *Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten*. Neue Denkschriften d. allg. Schweiz. Ges. f. d. gesammten Natw., 3.
- FOURMARIER, P. (1952): *Essai sur le comportement et l'allure de la schistosité et des joints connexes dans la zone pennique des Alpes franco-italo-suissees et son environnement*. Archives des Sc., Soc. Physique et d'Hist. nat., Genève, 5/6, 329–385.
- GANSSER, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass*. Schweiz. min. petr. Mitt., 17/2, 291–523.
- HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz, 25.
- (1919–1922): *Geologie der Schweiz*. Tauchnitz, Leipzig.
- HUBER, H. M. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv*. Schweiz. min. petr. Mitt., 23/1, 72–260.

- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., 34/1, 17–105.
- (1944): *Zur Geologie der Stätzerhornkette*. Eclogae geol. Helv., 37/1, 1–30.
 - (1946): *Paläogeographische Studie im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams*. Eclogae geol. Helv., 39/2, 109–115.
 - (1951): *Tektonische Karte der Gebirge zwischen Thusis und Mesocco*. In: Schweizerische Alpenposten, San Bernardino, PTT, Bern.
- KLÄY, L. (1957): *Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiet zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin)*. Eclogae geol. Helv., 50/2, 323–467.
- LEMOINE, M. (1959): *Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises*. Comptes rendus somm. Soc. géol. de France, 1959, 3, 58.
- MEDWENITSCH, W. (1953): *Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis zum Peidkamm*. KOBBER-Festschrift, Verlag Hollinek, Wien, 168–192.
- MEIER, P., & NABHOLZ, W. K. (1950): *Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthard-Massivs im Wallis*. Eclogae geol. Helv., 42/2 (1949), 197–214.
- MICHEL, R. (1953): *Les Schistes Cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes Franco-Italiennes)*. Sciences de la Terre, 1, Nos 3–4, Nancy, 1–287.
- NABHOLZ, W. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv., 38/1, 1–119.
- (1949 a): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal*. Eclogae geol. Helv., 41/2, 1948, 247–268.
 - (1949 b): *Bericht über die Exkursion ins Kristallin der Adula-Decke und in die Bündnerschieferregion des Valsertals und des Lugnez*. Eclogae geol. Helv., 41/2, 1948, 297–306.
 - (1951): *Beziehungen zwischen Fazies und Zeit*. Eclogae geol. Helv., 44/1, 131–158.
 - (1954): *Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aar-Massiv-Seengebirge*. Geol. Rdsch., 42/2, 155–171.
- NÄNNY, P. (1946): *Neue Untersuchungen im Prätigau-Flysch*. Eclogae geol. Helv., 39/2, 115–132.
- (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Zürich.
- NIGGLI, E. (1944): *Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs*. Schweiz. min. petr. Mitt., 24/1 + 2, 58–301.
- OBERHOLZER, W. (1955): *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs*. Schweiz. min. petr. Mitt., 35/2, 320–409.
- PLAS, VAN DER, L., HÜGLI, TH., MLADECK, M. H., & NIGGLI, E. (1958): *Chloritoid vom Hennesädel südlich Vals (nördliche Aduladecke)*. Schweiz. min. petr. Mitt., 38/1, 237–246.
- PLESSMANN, W. (1958): *Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum–Helvetikum*. Nachr. Akad. Wissensch. Göttingen, math. physik. Kl. IIa. Jahrg. 1958, 7, 153–188.
- SALOMON, W. (1911): *Arietites sp. im schieferigen Granat-führenden, Biotit–Zoisit-Hornfels der Bedretto-Zone des Nufenen-Passes (Schweiz)*. Verh. Nathist.-Medizin. Verein Heidelberg, N. F. 11/3.
- SCHMIDT, C. (1907): *Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*. Eclogae geol. Helv. 9/4, 484–584.
- STAUB, R. (1939): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*. Eclogae geol. Helv., 31/2, 1938, 345–353.
- (1943): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis*. Eclogae geol. Helv., 35/2, 1942, 112–115.
 - (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme*. Beiträge Geol. Karte Schweiz, N.F. 103.
- STRECKEISEN, A., & NIGGLI, E. (1958): *Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen*. Schweiz. min. petr. Mitt., 38/1, 76–82.

- STUDER, B. (1837): *Die Gebirgsmasse von Davos*. Neue Denkschr. d. allg. Schweiz. Ges. f. d. gesammten Natw., I (1836).
- (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen*. Bern, J. Dalp.
 - (1851–1853): *Geologie der Schweiz*. 2 Bd., Bern und Zürich.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., 79, Abh. 1.
- (1952): *Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la Vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi)*. Eclogae geol. Helv., 44/2, 1951, 338–347.
 - (1955 a): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines*. Bull. Soc. géol. France, 6^e série, 5, 217–231.
 - (1955 b): *Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau*. Viertj.schr. Natf. Ges. Zürich, 100, 217–231.
 - (1955 c): *La zone de Sion–Courmayeur dans le Haut Val Ferret valaisan*. Eclogae geol. Helv., 47/2, 1954, 315–359.
 - (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*. Bull. Soc. géol. France, 6^e série, 7, 443–461.
 - (1958 a): *Remarks on the Pre-orogenic History of the Alps*. Geologie en Mijnbouw, 10 Nw. Serie 20 Jaarg., 340–352.
 - (1958 b): *Die Vorgeschichte der Kettengebirge*. Verh. Schweiz. Natf. Ges., 138^e Session annuelle Glaris, 80–92.
- WENK, E. (1955): *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen*. Schweiz. min. petr. Mitt., 35/2, 311–319.
- (1956): *Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera*. Eclogae geol. Helv., 49/2, 251–265.
- WUNDERLICH, H. G. (1958): *Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens*. Nachr. Akad. Wissensch. Göttingen, Math.-physik. Kl. IIa, Jahrg. 1958, 7, 115–151.
- ZEIL, W. (1956): *Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der alpinen Geosynklinale Bayerns*. Geol. Rdsch., 45/1, 134–143.

ZITIERTE KARTEN

Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200 000. Herausg. v. d. Schweiz. Geol. Kommission:

- Blatt 4 St. Gallen–Chur (1959);
- Blatt 5 Genève–Lausanne (1946), Notice expl. 1955;
- Blatt 6 Sion (1942);
- Blatt 7 Ticino (1955).

Atlas géol. de la Suisse, 1:25 000, publié par la Comm. Géol. Suisse: Feuille St-Léonard, avec annexe de la feuille Sion (1959).

TAFELERKLÄRUNG

Alle Figuren $\times 60$

Fundorte der Proben siehe Tabelle 1

- Figuren 1–7 Fragliche Radiolarien verschiedener Grösse, möglicherweise zur Familie Liosphaeridae gehörend. 1, 2, 4, 5 aus Probe 52 (B 14); 3, 6, 7 aus Probe 6 (B 59).
- Figur 8 Fragliche Radiolaria. Aus Probe 6 (B 59).
- Figur 9 Fragliche Radiolaria. Aus Probe 54 (B 16).
- Figur 10 Radiolaria zu Tricytrida oder Stichocytrida gehörend. Aus Probe 74 (Mal. 5).
- Figuren 11–12 Fragliche Radiolarien, möglicherweise zur Familie Liosphaeridae gehörend. Aus Probe 2 (B 56).
- Figuren 13–14 Radiolarien der Gattung *Dictyomitra*. Aus Probe 6 (B 59).
- Figur 15 Ostracod sp., wahrscheinlich zur Familie Cytheridae gehörend. Aus Probe 92 (B 4).
- Figur 16 Ostracod sp. Aus Probe 1 (B 51).
- Figur 17 Zwergform oder Embryonalstadium eines Cardiiden. Aus Probe 1 (B 51).
- Figur 18 Zwergform oder Embryonalstadium eines Veneriden. Aus Probe 1 (B 51).
- Figuren 19–21 Zwergformen oder Embryonalstadien von Neritaceen. Aus Probe 93 (B 3).

