

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	58 (1965)
Heft:	2
Artikel:	Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis
Autor:	Liszkay-Nagy, Miklós
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-163285

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 11.01.2026

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

Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis

Von Miklós Liszkay-Nagy (Bern)

Mit 13 Figuren und 1 Tabelle im Text, sowie 1 Tafel (I).

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi
der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	902
I. Einführung	902
a) Geographisch-geologischer Überblick, Problemstellung	902
b) Frühere geologische Arbeiten	903
II. Beschreibung einzelner Gebiete, Detailprofile	905
a) Aeginental (Nufenenengebiet)	905
b) Blinnental	916
c) Rappental-Schlettergraben	922
d) Binntal-Mühlebachgraben	923
e) Mühlebachgraben-Tunetschgraben	926
f) Umgebung von Termen	932
III. Zusammenfassende Betrachtung über die Stratigraphie der Nufenen-Zone und der Zone von Termen	935
A) Die Triasbildungen	935
B) Die Liasbildungen	938
1) Die Nufenen-Zone	939
a) Gesteinsbeschreibung der Serien der Nufenen-Zone	940
α) Serie der Nufenen-Granatschiefer	940
β) Serie der Nufenen-Sandsteine	943
γ) Serie der Nufenen-Knotenschiefer	945
b) Das Alter der Serien der Nufenen-Zone	946
2) Die Zone von Termen	948
a) Gesteinsbeschreibung der Serien der Zone von Termen	949
α) Serie der Termen-Kalkschiefer	949
β) Serie der Termen-Tonschiefer	950
b) Fossilfunde und Alter der Serien der Zone von Termen	951
IV. Der tektonische Baustil und die Metamorphose in der Nufenen-Zone und in der Zone von Termen	953
a) Die Metamorphose	953
b) Der tektonische Baustil und kleintektonische Untersuchungen	956
Zusammenfassung	959
Abstract	960
Literatur	961

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter der Leitung meines verehrten Lehrers Prof. Dr. W. K. NABHOLZ am Geologischen Institut der Universität Bern ausgeführt. Die Feldaufnahmen erstreckten sich auf die Sommermonate der Jahre 1962–1964.

Zum Abschluss meiner Dissertation ist es mir eine angenehme Pflicht all jenen Dank zu sagen, die mir bei der Ausführung dieser Arbeit behilflich waren:

Besonders Herrn Prof. W. Nabholz, für sein stetes Interesse, seine Ratschläge und Hilfe.

Herrn Dr. F. ALLEMANN für die Bestimmung der Mikrofossilien und für weitere Ratschläge.

Den Herren Professoren E. NIGGLI, TH. HÜGI und A. STRECKEISEN, die sich um meine Ausbildung bemühten und mir einzelne Ratschläge erteilten.

Herrn Dr. G. VOLLM für die Einführung in die kleintektonische Arbeitsweise anlässlich einer gemeinsamen Exkursion und für das Durchlesen eines Teiles des Manuskriptes.

Meinem Studienkollegen W. FLÜCK für sprachliche Korrektur des Textes.

Ferner danke ich meinem Gebietsnachbarn H. LÜTHY für anregende Diskussionen, und dass er mir seine Original-Aufnahme zur Verfügung stellte.

Zum Schluss möchte ich dem Betreuungskomitee für die ungarischen Flüchtlingssstudenten danken, welches mir das Studium in finanzieller Hinsicht überhaupt ermöglichte.

I. EINFÜHRUNG

a) Geographisch-geologischer Überblick, Problemstellung.

Es ist allgemein bekannt, dass der Kristallinsockel des Gotthard-Massivs von seinen zentralen Teilen im Gotthardgebiet auf der S-Seite des Oberwallis (Goms) gegen W axial abtaucht. Südlich angelagert an diesen Kristallinsockel erscheint auf der ganzen Längserstreckung – vom oberen Bedrettatal und Nufenenpass-Gebiet bis in die Gegend von Brig – eine schmale Zone, die in die Literatur unter der Bezeichnung «gotthardmassivische Bündnerschiefer» eingegangen ist (vgl. Fig. 11). Östlich Brig (bei Grengiols) verschwindet das gotthardmassivische Altkristallin infolge des westlichen axialen Abtauchens unter den Talböden des Oberwallis; von hier ab gegen W bis ins Gebiet um Brig begrenzen die permischen Sedimente der Urseren-Garvera-Mulde die gotthardmassivischen Sedimente im Norden. Im Süden wird die gotthardmassivische Sedimentzone durch einen durchwegs verfolgbaren Triaszug von den penninischen Bündnerschiefern abgetrennt.

Wenn wir diese gotthardmassivische Sedimentzone in ihrer Längserstreckung von E nach W im Gelände verfolgen (vgl. Tafel I), baut sie den vom Bedrettatal aus sichtbaren Nufenenstock auf, der sich zwischen Nufenenpass und Cornopass erhebt, und zieht gegen W weiter in den Grat Faulhorn–Merezenbachschijje (nördliche Begrenzung des Griesgletschers) und über den Quereinschnitt des Blinnentals ins Kummenhorn. In ihrer Fortsetzung gegen W finden wir diese gotthardmassivische Sedimentzone im Talboden des Rappentals, von wo aus sie in der Eggerhorn-Nordseite hochsteigt und jenseits des Binntals die untere Hälfte des Nordhangs des Grates Breithorn–Bettlihorn–Faulhorn aufbaut. Weiter gegen W bildet

sie den Untergrund der Termenterrasse und verschwindet dann in der Gegend von Brig unter den Talalluvionen¹⁾.

Die damit umrissene Zone gehört zur penninisch-helvetischen Grenzregion, und in der vorliegenden Arbeit wurde sie an ihrem Ostende (östlich des Blinntals) und an ihrem Westende (westlich des Binntals bis Brig) näher untersucht. Das dazwischen liegende Gebiet (Blinnental-Binntal) bildet das Arbeitsgebiet meines Studienfreundes HANS LÜTHY. Dass die vorliegende Arbeit gebietsmäßig zwei Schwerpunkte besitzt, den einen am Ostende, den andern am Westende einer regional schmalen sedimentären Zone, hat seinen Sinn darin, die Unterschiede, die zwischen Ost- und Westende in dieser langgestreckten Zone bestehen, klar erkennen zu können. Diese Unterschiede sind teils primär durch verschiedene fazielle Ausbildung bedingt, teils sekundär durch unterschiedliches Verhalten bei der alpidischen Gebirgsbildung.

b) Frühere geologische Arbeiten.

Wenn man nur Arbeiten der letzten 100 Jahre berücksichtigt, muss man mit H. GERLACH (1869) beginnen. Er nahm die erste geologische Karte im Oberwallis auf. Südlich der Gneise des Gotthard-Massivs fand er überall «Glanzschiefer» triasischen Alters, mit der kleinen Ausnahme des Lias am Nufenenstock, wo schon LARDY 1814 Belemniten gefunden hatte. K. v. FRITSCH (1873) unterteilte einige Jahre später im Aeginatal die liasischen Schiefer und legte auch seine Beobachtungen in einem Profil dar. Nach kleineren Arbeiten von E. RENEVIER (1878) über das Tracé des Simplontunnels und H. R. ZELLER (1895, 1896) beim Merezenbachsjiefe, behandelte C. SCHMIDT (1895 bis 1908) in seinen Arbeiten das ganze Gebiet zwischen Toce und Simplonpass. Er stellte die Bündnerschiefer in den Jura, der mit der Trias (Gips und Rauhwacke) das penninische Mesozoikum bildet. Die mächtige Schieferserie südlich von Gotthard- und Aar-Massiv wurde als eine Mulde aufgefasst (Bedretto-Mulde) und in mehrere durch Trias-Dolomite und Gips begrenzte Teilmulden aufgeteilt. Die nördlichste dieser Teilmulden, die vom Nufenenstock bis Brig reicht, bezeichnete er als Nufenenmulde; hier fand er zahlreiche dem Lias zugewiesene Fossilien in Gesteinen, die in ihrer Ausbildung von der grossen Bündnerschiefermasse abweichen.

1911 publizierte W. SALOMON eine wichtige kurze Mitteilung über einen Arietites-Fund östlich vom Nufenenpass. 1913 stellte VAN HOLST PELLEKAAN den autochthonen Charakter der Sedimente am Scopi (Lukmanier-Gebiet) fest, und 1914 bezeichneten P. NIGGLI und W. STAUB die Zone, die von Ilanz über den Scopi zum Nufenenstock reicht, als gotthardmassivische Bündnerschiefer, die von den penninischen Bündnerschiefern abzutrennen seien. Zehn Jahre später bestätigte das auch R. EICHENBERGER (1924) in seiner unter C. SCHMIDT ausgearbeiteten Dissertation, die das Gebiet zwischen Bedretto- und Blinnental behandelt. Er stellte fest (1924, S. 476): 1) dass die Nufenenmulde keine normale Mulde, sondern ein Bündel von vier steil gestellten, isoklinalen Schuppen ist, 2) dass der Triaszug von Val Corno nicht als Antiklinale zu deuten ist, sondern die auf die Nufenenschuppen aufgeschobene normale Unterlage der penninischen Kalk-

¹⁾ Vgl. Landeskarte der Schweiz 1:50000, Blatt Nufenenpass (265), Jungfrau (264) und Visp (274).

schieferserie darstellt». Auf Grund lithologischer Vergleiche stellte er ferner für die gotthardmassivischen Bündnerschiefer eine stratigraphische Gliederung auf, wonach Gesteine des Rhaet und Lias inkl. Toarcien vertreten sind. Sein an einer einzigen Stelle stehender Hinweis (1924, S. 476), dass die gotthardmassivischen Bündnerschiefer bis Brig reichen, wurde in den folgenden Jahren übersehen, und so lassen sie R. U. WINTERHALTER (1930), P. ARBENZ (1934), P. NIGGLI (1934), H. PREISWERK (1934) am Kummenhorn – westlich des Blinnentals – auskeilen²⁾.

1937 schlägt F. HERMANN die ganze Nufenenmulde von C. SCHMIDT, bis nach Brig hinunter, zu den gotthardmassivischen Bündnerschiefern und diese Auffassung ist auch in den Veröffentlichungen von R. STAUB (1939) und W. BERNOULLI (1942) vertreten. Wichtig ist der vom letztgenannten Autor beschriebene Fund eines *Harpoceras* (Toarcien) bei Termen. Demgegenüber bedeutet das ebenfalls 1942 erschienene Blatt Sion der Geologischen Generalkarte einen Rückschritt, indem hier mit Liasfarbe nur das Teilstück zwischen der Massamündung und Grengiols angegeben ist, auf welchem C. SCHMIDT und H. PREISWERK auf der Simplonkarte vier Fossilfundstellen markiert hatten.

1944 erhielt H. HUBER von der Geol. Komission einen Kartierungsauftrag im oberen Goms; er beobachtete einen Fazieswechsel innerhalb des Lias der Nufenenmulde. P. MEIER & W. NABHOLZ machen 1949 auf die unvollständige Darstellung, die in Blatt Sion der Geologischen Generalkarte (1942) enthalten ist, aufmerksam und legen Gewicht auf die Feststellung, dass die ganze Zone vom Bedrettal bis Brig als Zone der gotthardmassivischen Bündnerschiefer auszuscheiden sei (vgl. ihre Fig. 1). Im Anschluss an die Beschreibung von zwei Profilen, die im Westende dieser Zone liegen und in ihrer Abfolge von den Verhältnissen im Nufenengebiet abweichen, kommen sie zu folgendem Schluss (P. MEIER & W. NABHOLZ 1949, S. 212): «Die von EICHENBERGER für das Nufenengebiet aufgestellte stratigraphische Gliederung des gotthardmassivischen Lias lässt sich für das WSW-Ende der gotthardmassivischen Bündnerschiefer nur in beschränktem Masse anwenden. Die für die einzelnen Liasstufen charakteristischen lithologisch-faziellen Merkmale verwischen sich nämlich gegen WSW zusehends».

1956 beschreibt W. OBERHOLZER unter Benützung von einigen zürcherischen Diplomarbeiten das Gebiet zwischen Grengiols und Aeginental. Der Lias der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung wird in eine östliche und in eine westliche Ausbildungsform aufgeteilt, gestützt auf die beiden Arbeiten von R. EICHENBERGER und P. MEIER & W. NABHOLZ mit der Bemerkung (1956, S. 371): «Schwierigkeiten treten bei Parallelisationsversuchen zwischen den ziemlich stark metamorphen Sedimenten der Nufenengegend, wo der Lias auch am mächtigsten und vollständigsten ausgebildet ist, mit den weniger metamorphen Ablagerungen im westlichen Untersuchungsgebiet auf». Im gleichen Sinn trennt auch R. STAUB 1958 in seiner tektonischen Skizze der Tessinalpen die gotthardmassivischen Bündnerschiefer auf in das Mesozoikum der Gotthardmasse mit der Nufenen- und

²⁾ Auch L. BOSSHARD (1925, S. 520) deutete auf die Existenz von gotthardmassivischen Bündnerschiefern im Wallis hin, die durch einen Triaszug von den penninischen abgetrennt seien; über ihre Verbreitung schrieb er: «Sie sind im Simplongebiet in einer Zone aufgeschlossen, die vom Nufenenpass sich über das Blindenhorn nach Westen eng dem Gotthardmassiv anschmiegt».

Scopi-Zone und in das Mesozoikum des Lucomagno-Systems, das an ersteres im S und SW anschliesst.

Vollständigkeitshalber sei es noch erwähnt, dass 1947 von H. RÖTHLISBERGER³⁾ und 1957–58 von H. WUNDERLICH und W. PLESSMANN auch tektonische Studien im Aeginental ausgeführt worden sind.

Schliesslich sei darauf hingewiesen, dass in H. M. BOLLI & W. NABHOLZ (1959, S. 250–251) der Vorschlag gemacht wird, für die posttriasische Schieferhülle des Gotthard-Massivs die Bezeichnung «gotthardmassivische Bündnerschiefer» nicht mehr zu verwenden, damit der Begriff Bündnerschiefer auf das penninische Sedimentations- und Deckengebiet beschränkt bleibt. Dieser Vorschlag soll im nachfolgenden Text berücksichtigt werden.

II. BESCHREIBUNG EINZELNER GEBIETE, DETAILPROFILE

a) Aeginental (Nufenengebiet).

Bereits im vorstehenden Abschnitt über die früheren geologischen Arbeiten wurde erwähnt, dass EICHENBERGER (1924) in seiner bis heute wegweisenden Studie die gotthardmassivische Schieferhülle der Nufenengegend in vier isoklinale Schuppen aufgeteilt hatte, die im Profil von N nach S hintereinander folgen. Unsere Untersuchungen haben gezeigt, dass die Repetitionen der Serien nicht durch «isoklinale Schuppung» bedingt sind, sondern durch spitze Falten mit variierendem Axenfallen zustande kommen. In den verbindenden Antikinalen kommen meist obertriasische Schiefer zum Vorschein (vgl. Fig. 1), die bei EICHENBERGER die Schuppengrenzen bilden. – Ferner ist es das grosse Verdienst EICHENBERGERS, dass er den Lias dieses Profils in drei lithostratigraphische Einheiten eingeteilt hat, die hier – als Formationsnamen – weiter verwendet werden. Diese sind von oben nach unten:

- Serie der Nufenen-Knotenschiefer,
- Serie der Nufenen-Sandsteine,
- Serie der Nufenen-Granatschiefer.

Am vollständigsten sind diese Serien in den nördlichen Mulden ausgebildet; in den südlichen ist nur Trias und die Serie der Nufenen-Granatschiefer vorhanden. Die erste Mulde im Norden liegt zwischen Altstafel und Müsetälli (vgl. Fig. 1 und 2) mit einer senkrecht einfallenden Axe; wie Fig. 2 zeigt, öffnet sie sich gegen E. Im Bachbett der Aegina sind in dieser ersten Mulde neben Trias nur die untersten Schichten der Serie der Granatschiefer angeschnitten (Muldenscheitel), aber weiter östlich schneidet die neue Kraftwerkstrasse (2310 m ü. M.) auch die Serie der Nufenen-Sandsteine und Knotenschiefer an (Muldenkern).

1) Profile durch die erste (nördlichste) Mulde der Nufenen-Zone (I auf Fig. 1):

Profil entlang der Aegina von Ladstafel bis Müsetälli:

Das Altkristallin des Gotthard-Massivs, welches die nördliche Begrenzung unseres Gebietes bildet, ist bei Ladstafel – etwa 600 m nördlich Altstafel anzutreffen. Gegen Süden entlang der Aegina folgen dann Alluvionen und Moränenbedeckung,

³⁾ An dieser Stelle möchte ich Herrn H. RÖTHLISBERGER meinen Dank dafür aussprechen, dass er mir seine unveröffentlichte Diplomarbeit zur Verfügung stellte.

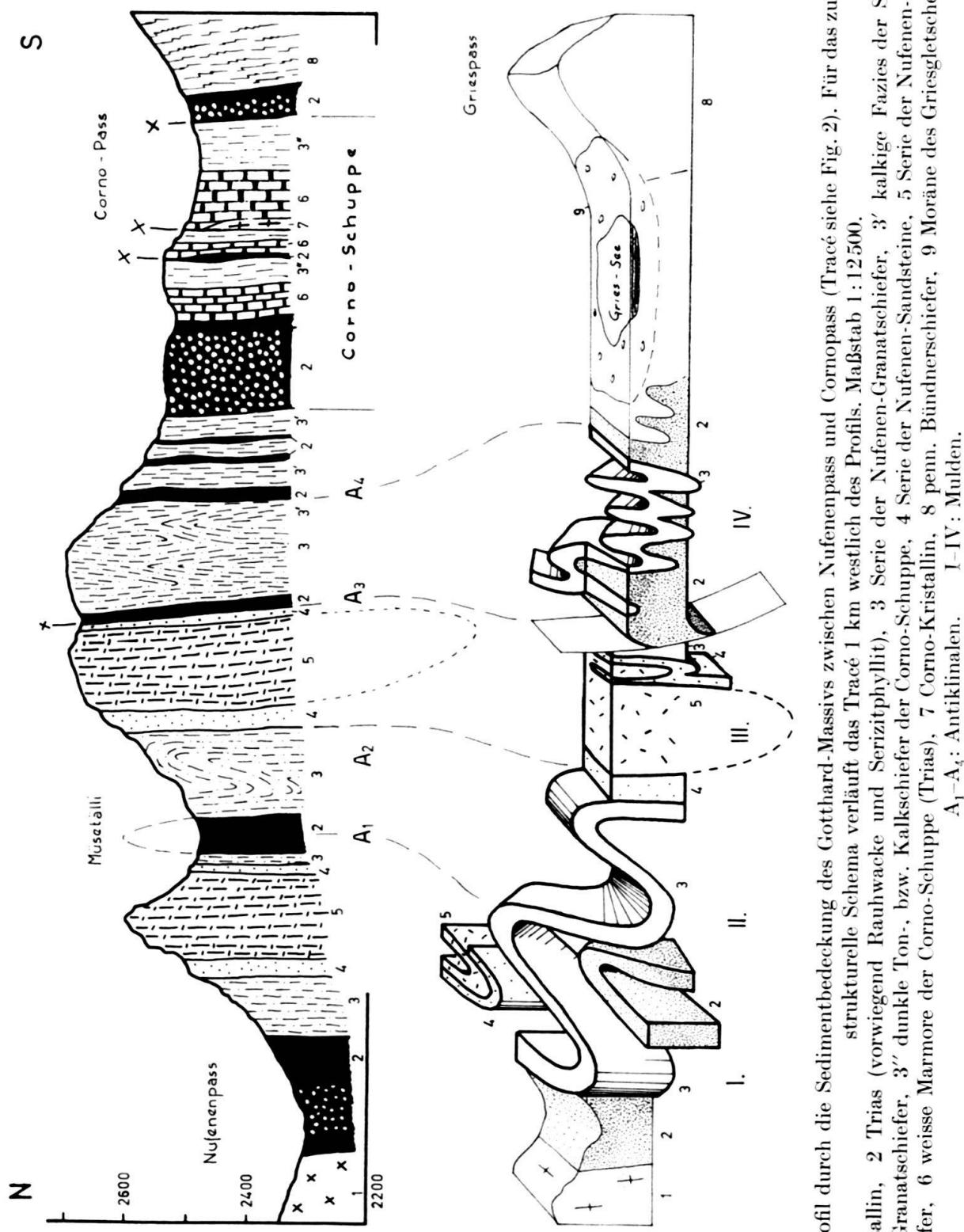


Fig. 1. Profil durch die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen Nufenenpass und Cornopass (Tracé siehe Fig. 2). Für das zugehörige strukturelle Schema verläuft das Tracé 1 km westlich des Profils. Maßstab 1:12500.

1 Alt-kristallin, 2 Trias (vorwiegend Rauhwacke und Serizitphyllit), 3' kalkige Fazies der Serie der Nufenen-Granatschiefer, 3'' dunkle Ton-, bzw. Kalkschiefer der Corno-Schuppe, 4 Serie der Nufenen-Sandsteine, 5 Serie der Nufenen-Knotenschiefer, 6 weisse Marmore der Corno-Schuppe (Trias), 7 Corno-Kristallin, 8 penn. Bündnerschiefer, 9 Moräne des Griesgletschers.

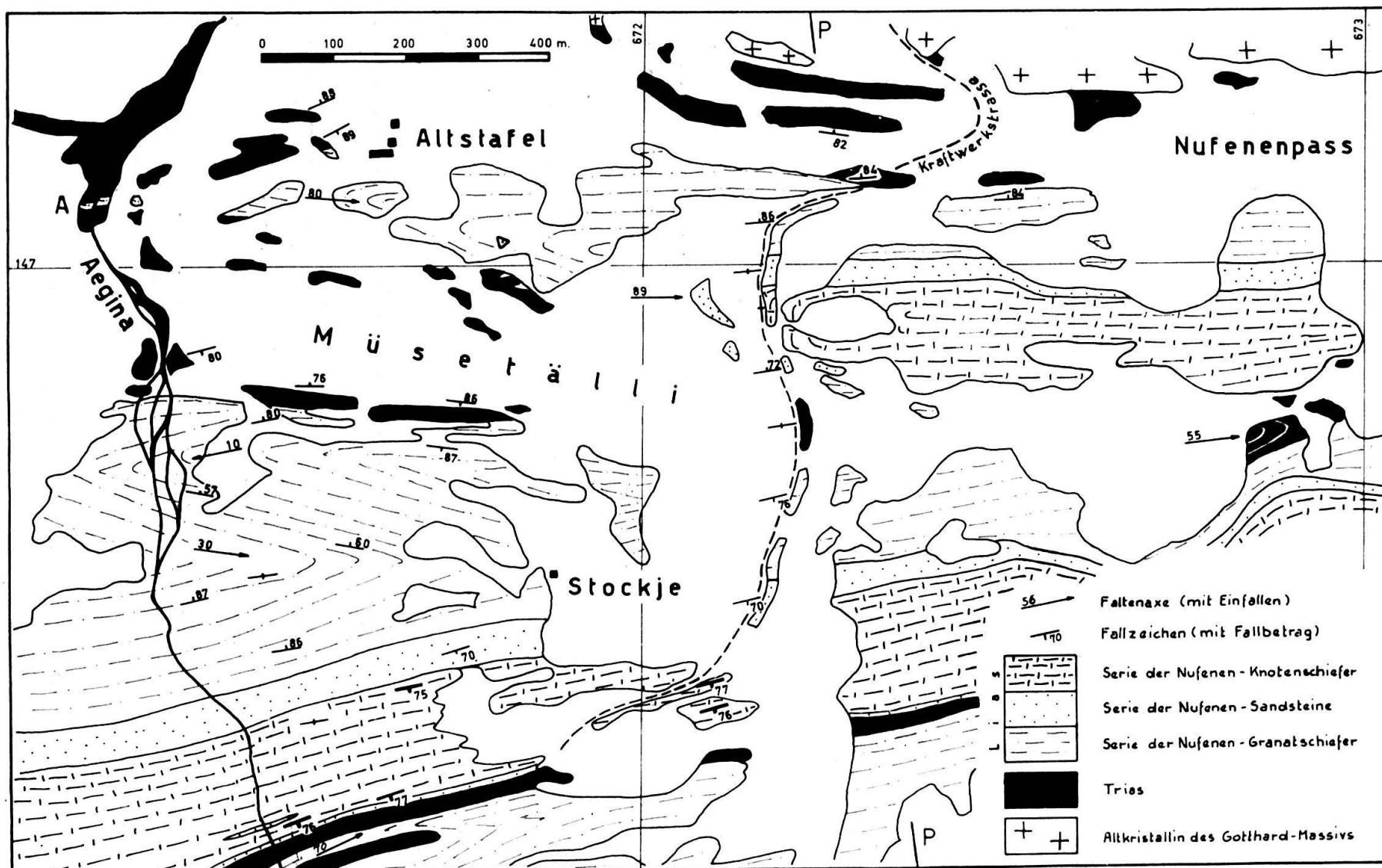
A₁-A₄: Antiklinalen. I-IV: Mulden.

bis nach 400 m die erste Trias-Rauhwacke an dem westlichen Ufer ansteht. Nach etwa 100 m Moräne und Gehängeschutt folgen Trias-Dolomite und -Schiefer in einer Mächtigkeit von ca. 200 m, die jetzt durchgehend bis zu den schwarzen Lias-Schiefern (100 m südlich vom Zusammenfluss der Aegina mit dem Bach des Längtals) aufgeschlossen sind. Diese Trias ist stark verschuppt und verfaltet, so dass ihre Mächtigkeit ein Vielfaches der primären sein muss.

Durch die Lias-Schiefer, die südlich an die Trias anschliessen, ist folgendes Profil zu beobachten (Koord.: 671,23/147,09/1960 m) (vgl. Fig. 2. «A».):

- 1) grüner Serizitchloritphyllit mit Plagioklasporphyroblasten von 3 mm Durchmesser.
- 2) 1,2 m grüner Serizitchloritphyllit.
- 3) 1,7 m gelbe Dolomitschiefer.
- 4) 1,3 m hellgraue, körnig rekristallisierte Kalke mit Korngrösse um 0,4 mm.
- 5) 1,2 m Lumachellenkalke: massig rekristallisierte Kalke mit Porphyroblasten von Granat, Biotit, Serizit, Epidot und mit zahlreichen aus dem Gestein hinauswitternden Muschelschalen.
- 6) 1,6 m dunkle, quarzreiche, metamorphe Tonschiefer mit Gradierung. Unter dem Mikroskop erkennt man eine Korngrössenänderung von 0,02 auf 0,04 mm und die Änderung des Verhältnisses von Quarz zu Serizit von 1:2 auf 1:1. Bei der feineren Fraktion sind noch ein beträchtlicher, schwarzer Pigmentgehalt und die schon makroskopisch erkennbaren, glänzenden Ilmenitblättchen zu erwähnen. Lumachellenkalke.
- 7) 0,14 m dunkle, quarzreiche Tonschiefer mit Gradierung. Sedimentologisch oben gegen S. Lumachellenkalke.
- 8) 0,55 m
- 9) 0,2 m
- 10) 1,7 m graue, quarzreiche Tonschiefer mit Gradierung. Sedimentologisch oben gegen S. rostig anwitternde Lumachellenkalke.
- 11) 0,22 m
- 12) 0,9 m graue, quarzreiche, gebänderte Tonschiefer (ähnlich wie 10). Lumachellenkalke.
- 13) 0,6 m
- 14) 4,5 m Schutt und Moränenbedeckung (hier wahrscheinlich Muldenkern verborgen).
- 15) 0,4 m rostig anwitternde Lumachellenkalke.
- 16) 0,08 m graublaue, quarzreiche Tonschiefer.
- 17) 0,07 m Lumachellenkalke.
- 18) 0,5 m graue, quarzreiche Tonschiefer mit Gradierung. Sedimentologisch oben gegen N.
- 19) 0,16 m rostig anwitternde Lumachellenkalke.
- 20) 1,3 m graue, quarzreiche Tonschiefer mit Gradierung. Sedimentologisch oben gegen N.
- 21) 0,06 m rostig anwitternde Lumachellenkalke.
- 22) 0,15 m graublaue, quarzreiche Tonschiefer.
- 23) 0,1 m Lumachellenkalke.
- 24) 0,5 m graue, quarzreiche Tonschiefer mit Gradierung. Sedimentologisch oben gegen N.
- 25) 0,06 m Lumachellenkalke.
- 26) 1,6 m graublaue, quarzreiche Tonschiefer.
- 27) 0,6 m Lumachellenkalke mit sandigen Lagen.
- 28) 0,1 m dunkle Tonschiefer.
- 29) 0,9 m graue, körnig rekristallisierte Kalke.
- 30) 1,1 m gelbe Dolomitschiefer.
- 31) 1,0 m grüner Serizitchloritphyllit.
- 32) grüner Serizitchloritphyllit mit Plagioklasporphyroblasten von 4 mm Durchmesser. Anorthitgehalt der Plagioklase beträgt 35%.

Weiter südlich folgen noch einige Meter Serizitphyllite und Dolomitschiefer, daran anschliessend das breite mit Alluvionen bedeckte Becken des Müsetällis.



Die Schichten 1–3 und 30–32 stellen wir entsprechend ihrer lithologischen Ausbildung noch in die Trias, die anderen mit dem schwarzen Pigmentgehalt in den untersten Lias (unt. Granatschiefer-Serie), und zwar mit einer normalen Abfolge (4–13) und einer verkehrten (15–29). Wegen der starken Schieferung und Schuttbedeckung ist in diesem Profil die Schichtumbiegung, die in Fig. 1 unten über der Zahl 3 (links aussen) hervortritt (vgl. ferner Fig. 2), nicht zu sehen, aber etwa 350 m weiter östlich ist sie sehr schön in der mittleren Granatschiefer-Serie aufgeschlossen.

Profil entlang der Kraftwerkstrasse (2310 m ü.M.) ca. 1 km östlich von Altstafel:

Die Strasse schneidet die ganze erste Mulde – östlicher als die Aegina und damit näher zum Muldenkern – an (vgl. Fig. 2); – demzufolge sind neben den Granatschieren auch die jüngeren Serien zu finden.

Die gotthardmassivischen Biotitmuskowitgneise, die noch 40 m nördlich vom Bächlein anstehen, das vom Nufenenpass herabfliesst (siehe Fig. 2, Koord.: 672,40/147,30/2310 m), enden im S mit 6 m Biotitgneisen. Die Trias setzt anschliessend mit einer 4 m mächtigen, stark verwitterten Arkose ein, dann folgt gelbe Rauhwacke. Nach der ausgedehnten Schutthalde, die in die Einsattelung des Nufenenpasses hinaufzieht, folgen bei Koord. 672,30 feinkörnige, dolomitische Kalkschiefer (Korndurchmesser 0,04–0,06 mm) und 3 m grüner Serizitchloritphyllit mit hellen Plagioklasporphyroblasten, die ebenfalls in die Trias gehören. Die übrigen Schichten der Trias, und ebenso auch des unteren Lias, sind mit Gehängeschutt bedeckt. Die ersten an der Strasse wieder anstehenden Felsen südlich der Trias sind granatführende Tonschiefer mit bivalvenschalenreichen Kalklagen, die zur mittleren Granatschiefer-Serie gehören. Diese Serie wird gegen S allmählich sandiger, bis mit einer Kalkbank die Serie der Nufenen-Sandsteine einsetzt, die mit ihrer hellgelbbraunen Farbe schön von grösserer Distanz auffällt. Diese ca. 50 m mächtige Serie wird wieder mit einer Kalkbank, einem serizitquarzführenden Kalkmarmor mit grossen Gryphaeen, abgeschlossen.

Die im S anschliessende Serie der Nufenen-Knotenschiefer ist eine Wechsellagerung von knotenarmen Kalken und knotenreichen Schiefern dunkelgrauer Farbe. Die Serie führt reichlich Belemniten. Die im Anfang senkrecht zur Strassenrichtung streichenden Schichten verlaufen nach ca. 50 m parallel zur Strasse, um dann wieder in der Richtung des Nufenenstocks zurückzubiegen; dabei ist die Umbiegung der ersten Mulde wiederum schön zu sehen. Der Südschenkel ist stark ausgedünnt und grösstenteils mit Gehängeschutt bedeckt; sichtbar sind nur die Knotenschiefer und in kleinen Aufschlüssen am Strassenrand die Sandsteine sowie die Granatschiefer in Felsköpfen etwas oberhalb der Strasse.

Der erste Antiklinalkern wird gebildet von Trias-Schiefern und Dolomiten, die im Müsetälli anstehen. Die Umbiegung ist aber nur oberhalb des Gletscherrestes in der Karnische des obersten Müsetällis zu sehen (2700 m ü.M.).

2) Profil durch die zweite und dritte Mulde der Nufenen-Zone (II und III in Fig. 1):

Die zweite Mulde und der zweite Sattel, die im S des Müsetällis folgen, sind hier gegenüber der mächtigen und vollständigen dritten Mulde bedeutungslos. Sie verursachen nur eine interne Verfaltung der Serie der Granatschiefer (vgl.

Fig. 1). Ein ausgezeichnetes Profil durch diese Mulden ist am gletscherpolierten Felsen, entlang des Baches zwischen dem Talboden des Müsetällis und dem Griessee, aufgeschlossen. Das folgende Profil beginnt so im Talboden des Müsetällis (vgl. Fig. 2, Koord.: 671,33/146,90/1970 m) führt nach S entlang des Baches bis in eine Höhe von 2300 m, wo die Trias der dritten Antiklinale erreicht wird (langer Triaszug unten links in Fig. 2).

- Alluvionen des Müsetällis.

1-21: Trias, ca. 79 m:

- 1) 4 m grüner Serizitchloritphyllit mit mm-grossen Biotitporphyroblasten.
- 2) 7 m grüner Serizitchloritphyllit mit gelben Dolomitlinsen.
- 3) 1,5 m grauer Serizitphyllit.
- 4) 0,3 m rostgelbe, rekristallisierte Sandsteine (Korndurchmesser 0,1–0,2 mm) in den unteren 10 cm mit Schrägschichtung. Schichtung ist wegen Einlagerungen von feinkörnigem Karbonat und Serizit wahrnehmbar. Reichlich gerundete Zirkone und schon makroskopisch erkennbare grüne Biotite.
- 5) 0,1 m Breccienlage mit gelben Dolomit-Komponenten.
- 6) 1,6 m rekristallisierte, rostgelbe Sandsteine in Wechsellagerung mit einigen cm-dicken Serizitphyllitlagen. Die sandigen Partien zeigen oft Schrägschichtung und andere Sedimentstrukturen (vgl. Fig. 6).
- 7) 1,7 m weisse Quarzite.
- 8) 1,4 m rostgelbe, sandige Serizitphyllite bis Sandsteine; in der Mitte mit einer Grobsand- bis Konglomeratlage.
- 9) 10 m grüner Serizitchloritphyllit mit gelben Dolomitlinsen.
- 10) 15 m geschieferter, gelbweisse Dolomitbänke (bis 50 cm mächtig) mit dünnen Serizit-chloritphyllitlagen.
- 11) 20 m grüner Serizitchloritphyllit, z. T. schlecht aufgeschlossen.
- 12) 0,8 m rostig anwitternder, gelber Dolomit; z. T. massig.
- 13) 0,15 m grüner Serizitchloritphyllit mit 3–5 mm grossen Biotitporphyroblasten.
- 14) 1,3 m gelber Dolomit, z. T. massig.
- 15) 5 m grüner Serizitchloritphyllit mit Lagen von gelben Dolomitschiefern die oft zu Linsen zerrissen sind. Serizitchloritphyllit mit bis 3 mm grossen Plagioklas- und Biotitporphyroblasten.
- 16) 2,5 m sandiger, hellbrauner Serizitphyllit mit bis 4 mm grossen Biotitporphyroblasten. Unter dem Mikroskop besteht die stark verschiefernde Grundmasse aus Quarz, Karbonat und Serizit, in welcher außer der oben erwähnten Biotiten noch Plagioklas- (Andesin mit Siebstruktur) und reichlich Epidotporphyroblasten vorkommen. Akzessorisch sind Turmalin, Rutil, Erz und Chlorit zu erwähnen⁴⁾.
- 17) 4 m grüner Serizitchloritphyllit mit grossen Biotiten, kleineren, vereinzelten Plagioklasen und kleinen, schwarzglänzenden Ilmenitporphyroblasten.
- 18) 0,8 m gelber Dolomit mit querdurchziehenden Quarzkarbonatgängen.
- 19) 0,8 m heller, sehr dichter, braungrauer Serizitphyllit mit dünnen Dolomitlagen. Der Serizitphyllit ist reich an Plagioklas- und Biotitporphyroblasten und an lang ausgezogenen Pyriten.
- 20) 1,1 m gelblicher Dolomit mit querdurchziehenden Quarzkarbonatgängen.
- 21) 0,2–0,5 m sehr dichter, feinkörniger, braungelber Serizitphyllit mit Pyrit und Biotitporphyroblasten.

22–43: Serie der unteren Granatschiefer; ca. 17 m (vgl. Fig. 7):

- 22) 0,6 m dunkelgraue, marmorierte Kalke, schwachgeschiefert mit schwarzen, herauswitternden, ca. 0,5 mm grossen Knoten. Die Knoten sind wahrscheinlich Epidotporphyroblasten.

⁴⁾ Dieses Schichtglied haben wir im Feld als Tuff bezeichnet, bei der mikroskopischen Untersuchung aber fanden wir kein eindeutiges Kriterium, welches unsere Feldbezeichnung unterstützen würde.

- 23) 0,07 m hellgraues Kalzitband, mit grossen auf der Schichtfläche senkrecht gewachsenen, stengeligen Individuen, die reichlich pigmentiert und von einer hellen, kalzitischen Zwischenmasse umgeben sind.
- 24) 0,25 m graue, metamorphe Tonschiefer mit kleinen, helleren, sandigen Linsen. Die herauswitternden dunklen Knoten sind Plagioklas- und Epidotporphyroblasten.
- 25) 0,02 m hellgraues Kalzitband mit grossen auf der Schichtfläche senkrecht gewachsenen Kristallen (vgl. Schicht 23).
- 26) 1,25 m graue, metamorphe Tonschiefer mit kleinen, sandigen Lagen und Plagioklas-Epidotporphyroblasten. Das Schichtpaket wird von drei rostbraun anwitternden im Bruch grauen Lumachellenkalklagen – einzeln je 10–15 cm – unterteilt.
- 27) 0,5 m graue, massige, pyritführende Quarzite mit dunkleren, pigmentreichen, tonigen Schlieren. Die Löcherigkeit der Oberfläche entsteht durch Herauswittern von kleinen, idiomorphen Kalzitkriställchen.
- 28) 0,08 m rostbraun anwitternde, im Bruch graue Lumachellenkalke.
- 29) 0,7 m graue, bänderige, metamorphe Tonschiefer mit glänzenden Ilmenitplättchen. Bänderung hat tektonischen Ursprung, bei parallel angeordneten Serizitschüppchen erscheint das Gestein dunkler.
- 30) 0,4 m graugrüner Bänderquarzit mit ca. 15 Vol.-% Chloritoidgehalt. Bänderung wegen den lagenweise angeordneten Chlorit-, Chloritoid-, Klinozoisit-Kristallen.
- 31) 1,4 m graue, metamorphe, sandige Tonschiefer, mit hellgrauen, sandigeren Horizonten (mit je 10–15 mm Mächtigkeit) die jetzt in Knollen, Linsen aufgeteilt vorliegen. Das Gestein ist sehr reich an Biotit-, Epidot-, Ilmenit-, Plagioklasporphyroblasten, die aber makroskopisch kaum hervortreten.
- 32) 1,1 m graue Quarzite mit hellen Flecken, die vor allem in der unteren Hälfte auftreten. Die Flecken stellen metamorphisierte Feinkies-(\varnothing 2–20 mm) Komponenten in einer sandig-siltigen Grundmasse dar. Unter dem Mikroskop bestehen die «Kies-Komponenten» fast nur aus Quarz, gegenüber der Grundmasse, wo reichlich Biotit-, Epidot-, Serizit, und nicht selten Plagioklasporphyroblasten entstanden sind.
- 33) 0,6 m rostbraun anwitternde Lumachellenkalke, in der unteren Hälfte etwas sandiger ausgebildet als oben.
- 34) 3,4 m graue, sandige, metamorphe Tonschiefer – die stellenweise auch Gradierung aufweisen – mit drei je 12 cm mächtigen, rostbraunen Lumachellenkalklagen. Die graue Farbe variiert mit der Gradierung zwischen hellgrau und dunkelgrau-schwarz. Unter dem Mikroskop erkennt man eine Korngrößenänderung von 0,02 auf 0,04 mm (nach Rekristallisation) und die Änderung des Verhältnisses von Quarz zu Serizit von 1:2 auf 1:1. Bei der feineren Fraktion ist noch ein beträchtlicher schwarzer Pigmentgehalt zu erwähnen. Zur Verteilung von neu gebildeten Mineralien ist zu bemerken, dass Plagioklas, Biotit und Pyritknollen in der gröberen Fraktion, Ilmenit eher in der Feinfraction zu finden sind. Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe sind gleichmässig verteilt auf beide Fraktionen.
- 35) 0,15 m rostbraun anwitternde, sandige Lumachellenkalke.
- 36) 0,6 m graue, kalkige, metamorphe Tonschiefer mit braun anwitternden Sandkalklagen. Die Mineralneubildungen (in mikroskopischer Grösse) – Plagioklas, Biotit, Klinozoisit, Ilmenit – konzentrieren sich auf die tonigen Partien, wobei Klinozoisit in einzelnen Lagen 70% des Gesteinsmaterials ausmachen kann. In einem Schliff sind auch kleine Crinoiden-Stielglieder gefunden worden.
- 37) 0,15 m rostigbraun anwitternde, im Bruch dunkelblaugraue, sandige Lumachellenkalkbank.
- 38) 0,4 m rostbraun anwitternde, graue, massige, kieselige Kalke; Quarz zu Karbonat 1:1.
- 39) 0,9 m rostgelb anwitternde Kalkbank in der unteren Hälfte mit Schalentrümmern und herzförmigen Muschelquerschnitten. Die Bank hat einige granatreiche Lagen, wo die oft idiomorphen Granate eine Grösse von 8 mm Durchmesser erreichen.
- 40) 1,2 m dunkelgraue Kalke mit rostig anwitternden, stark zerscherten, sandigen Lagen; spärlich kommen dunkle Knoten vor, die aus Plagioklasporphyroblasten bestehen.

- 41) 0,3 m dunkelgraue Kalkschiefer mit sehr viel Plagioklasporphyroblasten.
 42) 0,9 m dunkelgraue, spätere Kalkschiefer mit Echinodermenbruchstücken.
 43) 1,5 m Wechsellagerung von rostbraun anwitternden, grauen Kalkschiefern mit einzelnen herauswitternden Plagioklasknoten (Plagioklas mit 45% Anorthitgehalt) und knotenreichen, grauen mehr tonigen Kalkschiefern. Unter dem Mikroskop zeigen die ersten praktisch nur Karbonate, dagegen besteht die Grundmasse der letzten aus bis zu 40% Serizit, Quarz und Epidot.

44: Serie der mittleren Granatschiefer (mit der zweiten Mulde und Sattel); ca. 270 m:

dunkelgrau-schwarze, metamorphe Tonschiefer mit rostig anwitternden, ca. 2–6 cm dicken Kalklagen; vereinzelt auch Kalklagen, die reichlich Muschelschalen führen. Unter dem Mikroskop besteht die Grundmasse aus Serizit, Quarz, evtl. wenig Karbonat und schwarzem Pigment, in der Porphyroblasten von Granat, Plagioklas, Hornblende, Biotit, Epidot, Ilmenit auftreten. Akzessorisch ist noch Turmalin, Rutil, Erz vorhanden. Granat, Plagioklas und Hornblende erreichen meist eine Grösse von über 3 mm. Die Textur ist kristallisations-schiefrig mit oft gedrehten Porphyroblasten.

Die Kalklagen bestehen aus ca. 85% Karbonat und etwas Quarz, Serizit, Biotit und Epidot.

Diese grosse Mächtigkeit der mittleren Serie der Granatschiefer ist durch eine Faltung (zweite Mulde und Sattel; vgl. Fig. 1) hervorgerufen; abgewickelt beträgt sie ca. 90–110 m.

45–58: Serie der oberen Granatschiefer (ca. 70 m):

- 45) ca. 20 m (im Profil von 2150 m Höhe an) rhythmische Wechsel vom schwarzen, karbonatfreien, metamorphen Tonschiefern mit einige mm dicken, hellgrauen Lagen; oft gradiert. Unter dem Mikroskop weisen die hellen Lagen einen höheren Quarzgehalt und die dunkleren eine schwarze Pigmentanreicherung auf. Das Gestein ist sehr reich an Chloritoid-, Biotit-, Granat-, Ilmenitporphyroblasten.
 46) 5 m dunkelgrau-schwarze, metamorphe Tonschiefer mit rostig anwitternden Kalklagen.
 47) 3 m rhythmische Wechsel von schwarzen, karbonatfreien Tonschiefern mit einigen mm dicken hellgrauen Lagen; oft mit Gradierung (vgl. Schicht 45).
 48) 1 m dunkelgrau-schwarze, metamorphe Tonschiefer mit rostig anwitternden Kalklagen.
 49) 0,15 m rostgelb anwitternde, graue Kalkbank mit unbestimmbaren Muschelquerschnitten.
 50) 7 m rhythmische Wechsel von schwarzen, karbonatfreien, metamorphen Tonschiefern mit einige mm dicken, hellgrauen Lagen; oft mit Gradierung (vgl. Schicht 45).
 51) 0,15 m stark zerscherte, verschieferte Schalenträümmerbank.
 52) 4 m gradierte, schwarze, metamorphe Tonschiefer.
 53) 7 m Wechsellagerung von hellgrau-grünen, metamorphen Sandsteinen und schwarzen, metamorphen Tonschiefern z. T. als Linsen-Flaserschichtung ausgebildet. In sandigen Partien ist oft Schrägschichtung zu beobachten. Als Mineralneubildungen sind neben den schon makroskopisch erkennbaren Granaten vor allem Chloritoid zu erwähnen, der in sandigen Partien 5–10%, in tonigen bis 40 Vol.-% erreichen kann. Die Schichtung wird in sandigen Teilen durch karbonatreiche Lagen markiert. Das Glitzern in pigmentreichen Tonschieferlagen wird von büschelig angeordnetem Serizit verursacht (vgl. Fig. 8).
 54) 1 m rhythmische Wechsel von schwarzen, metamorphen Tonschiefern mit wenigen mm dicken hellgrauen, sandigeren Lagen; oft mit Gradierung (vgl. Schicht 45).
 55) 0,8 m hellgrau-grüner Sandstein bis Quarzit.
 56) 11 m dunkelgrau-schwarze, metamorphe Tonschiefer mit rostig anwitternden Kalklagen.

- 57) 2 m hellgrau-grüner, bankiger Sandstein bis Quarzit.
 58) 6,5 m dunkelgrau-schwarze, metamorphe Tonschiefer mit rostig anwitternden Kalklagen. Im oberen Teil mit je 10 cm Gryphaeen- und Lumachellenlagen.

59–70: Serie der Nufenen Sandsteine; ca. 64 m:

- 59) 2,8 m in den unteren 80 cm rostgelb anwitternde, sonst graue Kalke. An der Basis Muschelschalenlage, wobei die Schalen mit dunklen Tonschiefern ausgefüllt sind. Die Kalke enthalten einige herauswitternde, unregelmässige, mit rostiger Kruste überzogene, harte Lagen (cm bis dm mächtig) von Granat-Biotit-Epidot-Plagioklas-Fels. Weiter oben sind noch Gryphaeen, Crinoidenbruchstücke und Spuren von Ammonitenschalen zu finden.
- 60) 3 m blaugraue Glimmersandkalke (ca. 10% Serizit und 30% Quarz) mit rostbraun anwitternden, sandigeren Lagen von rauer Oberfläche.
- 61) 2 m massige, gelbe Quarzite; akzessorisch Serizit, Rutil, Zirkon, Kalzit.
- 62) 3 m blaugraue Glimmersandkalke mit Crinoidenstielgliedern; schieferig texturiert.
- 63) 4 m massige, gelbe Quarzite.
- 64) 12 m blaugraue Glimmersandkalke mit schiefriger Textur.
- 65) 32 m massige, gelbe Quarzite (mit max. 6% Karbonatgehalt) mit metergrossen Knollen und Lagen von grauen karbonatreichen (bis 50%) Sanden. Manchmal mit Schrägschichtung und vereinzelten Lagen mit Muschelquerschnitten.
- 66) 0,5 m graue Glimmerquarzite bis Grobsande (Komponenten bis 3 mm Ø) mit Muschelschalen und Crinoidenstielgliedern.
- 67) 1 m massige, gelbe Quarzite (wie 65).
- 68) 1,7 m graue Glimmerquarzite, z. T. grobkörnig; an der Basis mit Gryphaeen. Die Obergrenze wird ebenfalls von einem Muschelschalenhorizont gebildet. Unter dem Mikroskop sind neben Quarz (70%) noch Biotit, Epidot, Serizit als Hauptgemengteile zu erkennen.
- 69) 0,3 m gelbe Quarzitlage (wie 65).
- 70) 2 m graue, marmorisierte Kalke, mit fünf Muschelschalenhorizonten. Das Gestein ist sehr reich an mm-grossen runden Crinoidenstielgliedern; Karbonatgehalt um 85%, der Rest wird von Serizit, schwarzem Pigment, Quarz und etwas Pyrit gebildet.

71–73: Serie der Nufenen-Knotenschiefer, mit einer Schuppe von Nufenen-Sandsteinen (72). Die Mächtigkeit beträgt ca. 135 m. In 71 Muldenkern der dritten Mulde (vgl. Fig. 1):

- 71) ca. 100 m Wechsellegerung von knotenarmen Kalken und knotenreichen Kalkschiefern von grauer Farbe. Die rundlichen Knoten erwiesen sich als Plagioklas-(mit 45% Anorthitgehalt) und die stengeligen als Epidotporphyroblasten; beide sind durch Pigment und Serizitschüppchen stark verunreinigt. Die Porphyroblasten sind sehr oft bis um 160° gedreht. Die Belemniten, die in dieser Serie neben Crinoiden häufig auftreten, sind meist gelängt und zerriissen; sie sind ca. 8–10 cm lang, ca. 8 mm breit und kalzitisiert. Mikroskopisch besteht die Grundmasse der Kalkschiefer aus kleinen Kristallchen von Serizit, Kalzit, etwas Quarz, Pyrit und kohligem Pigment; vereinzelt findet man auch Biotitporphyroblasten. Die Kalke haben einen höheren Kalzitgehalt, und alle anderen Mineralien treten etwas zurück. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen beträgt 2–30 cm im unteren Teil, gegen die Mitte der Serie können aber die Schichten der knotenreichen Kalkschiefer 2–3 m erreichen. In den untersten 50 cm der Serie enthalten die knotenreichen Kalkschiefer auch bis zu 5 cm grosse schwarze Phosphoritknollen. Unter dem Mikroskop erkennt man in pigmentreicher, phosphathaltiger Grundmasse zahlreiche Foraminiferenschalen, Echinodermen-trümmer und Zwergformen von Lamellibranchiern. Die stark zerbrochenen und rekristallisierten Foraminiferen wurden als Lagenidae; *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., von Herrn Dr. F. ALLEMANN bestimmt.

- 72) 2–3 m gelblich anwitternde, graue Kalksande (ca. 40% Quarz) mit schiefriger Textur; gegen die Mitte hin tritt der Karbonatgehalt zurück (70% Quarz), das Gestein wird massiger, die Farbe wird rostgelb. Das Gestein enthält reichlich gerundete Zirkone.
- 73) 32 m Wechsellagerung von knotenarmen Kalken und knotenreichen Kalkschiefern mit grauer Farbe (wie 71).

74: Serie der Nufenen-Sandsteine:

1,2 m graue, lagige Glimmersandkalke, in denen karbonatreiche (ca. 50% Kalzit) und karbonatarme (ca. 10% Kalzit) Lagen sich ablösen.

75: Serie der Nufenen-Granatschiefer:

5 m schwarze, metamorphe Tonschiefer, mit Porphyroblasten von Biotit, Plagioklas, Granat, Ilmenit, Epidot, grüne Hornblende; sehr stark verschiefert.

Trias der dritten Antiklinale: mit 2 m stark mylonitisierten gelben Dolomitschiefern an der Basis.

Die Schichten bis und mit 71 gehören zum Nordschenkel der dritten Mulde, die restlichen stellen den stark ausgedünnten Südschenkel dar. Die südlich anschliessende Trias, welche den Kern der dritten Antiklinale (A_3 in Fig. 1) bildet, muss hier nach N aufgeschoben sein; hiefür sprechen der ausgedünnte Südschenkel der dritten Mulde und der mylonitierte Kontakt zwischen der Trias und den nördlich liegenden Tonschiefern. Die letztgenannte Trias besteht aus gelben Dolomitschiefern und grünen Serizitchloritphylliten, wovon 20 m im Bachbett aufgeschlossen sind.

3) *Die südlich an die dritte Mulde anschliessenden Schichten und Serien der gott-hardmassivischen Sedimente im Aeginental:*

Anschliessend an die Trias der dritten Antiklinale (A_3 in Fig. 2) folgt die vierte noch erkennbare Mulde, die bis an den Griessee reicht. Bei den restlichen, südlichen Serien aber kann kaum mehr gesagt werden, ob hier Falten- oder Schuppenbau vorherrscht. Sie sind sehr stark verschiefert, tektonisiert und ausserdem schlecht aufgeschlossen.

Die unvollständige Serie der vierten Mulde besteht nur aus Trias und der unteren und mittleren Serie der Granatschiefer. Sie ist in Spitzfalten mit Amplituden von 10–20 m gelegt, deren Axen mit ungefähr 50° nach E abtauchen. Im nördlichsten Faltenkern kommt die Trias noch einmal zum Vorschein (vgl. Fig. 1, strukturelles Schema). Faziell besteht die untere Granatschiefer-Serie – wie in der zweiten Mulde – aus grauen Quarziten, gebänderten Tonschiefern und Lumachellen-Lagen (vgl. Fig. 7); auch die mittlere Serie der Granatschiefer der vierten Mulde zeigt gleiche Ausbildung wie in der zweiten Mulde: sie besteht aus schwarzen Tonschiefern, rostig anwitternden Kalklagen und aus rostgelben, schalenreichen Kalkbänken. Von ca. 2320 m an (50 m nördlich des Griessees) treten die schwarzen Tonschiefer allmählich zurück und werden durch graue, massive Kalkschiefer mit einigen mm dicken, gelbbraun anwitternden Kalklagen ersetzt (vgl. Profil von Fig. 1, nördlich von A_4). Unter dem Mikroskop sind als Hauptgemengteile Quarz, Karbonat und lang ausgezogene Pyrite, als Nebengemengteile Epidot, Ilmenit, Plagioklas, sehr viel Biotitporphyroblasten in feinkörnigem Gemenge zu sehen. Neben diesen Kalkschiefern sind auch noch karbonatreichere Bänke

aus braungrau anwitternden, echinodermenführenden Kalken zu finden, die aus ca. 75% Karbonat, 15% Quarz, etwas Serizit und Pigment bestehen.

Beim Griessee, bevor die anstehenden Felsen von der Griesgletscher-Moräne bedeckt werden, sind noch triasische, gelbe Dolomitschiefer und grüne Serizit-chloritphyllite der vierten Antiklinale zu beobachten (vgl. A₄ in Fig. 1). Sie sind stark verfaltet mit den darüber liegenden schwarzen Tonschiefern der Granatschiefer-Serie. Diese Tonschiefer sind hier nur einige Meter mächtig, und darüber folgen graue Kalkglimmerschiefer. Die Kalkglimmerschiefer bestehen aus einem Wechsel von dunklen, karbonatreichen, mit hellen, dünnen, quarzreichen Lagen (1–15 mm). Unter dem Mikroskop weisen die ersten dieser Lagen ca. 70–80% Karbonat, 15–20% Plagioklas (Porphyroblasten), ein wenig Quarz, Serizit, schwarzes Pigment auf; die letzteren bestehen aus ca. 45% Quarz, 35% Karbonat, 5–10% Serizit, 5–10% Plagioklas (Andesin) und aus Klinozoisit als Nebengemengteil. Akzessorisch sind Rutil, Titanit, Erz, Pigment zu finden, vereinzelt auch Echinodermenbruchstücke. Diese Kalkglimmerschiefer sind am Südabfall der vorderen Sulz (südlich Faulhorn 2833,8 m) anstehend; sie bilden die südlichsten Aufschlüsse dieses Profils (auf Tafel I als Serie der Kalkschiefer, zur Zone von Termen gehörend, ausgeschieden). Ein Kilometer weiter östlich, zwischen Cornopass und Griessee, reichen die Aufschlüsse weiter nach Süden, und das allerdings nicht gut aufgeschlossene Profil stellt die Verbindung mit den penninischen Bündner-schiefern her. Das Profil wird von einem weiter sichtbaren, mächtigen Rauhwackenzug, der Corno-Rauhwacke zweigeteilt. Zwischen dem Rauhwackenzug und der Trias am Nordufer des Griessees (vierte Antiklinale) stehen Kalkschiefer der Serie der Granatschiefer mit triasischen Dolomitschiefern und Serizitphylliten stark verfaltet oder verschuppt an. Die Verhältnisse sind infolge starker Verschieferung, Verwitterung und Moränenüberdeckung nicht mehr klar.

Südlich der Corno-Rauhwacke folgt die «Corno-Schuppe», die von W. OBERHOLZER (1956) beschrieben ist (vgl. Fig. 1). Sie enthält liasische Kalkglimmerschiefer und granatbiotitführende dunkle Tonschiefer, triasische Rauhwacken, Serizitphyllite, zwei Linsen von Biotitgraniten (Corno-Kristallin) und weisse bis gelbe Marmore, die wahrscheinlich ebenfalls zur Trias gehören. Ähnliche Marmore sind nämlich am Tunetschgraben (Koord.: 647,90/132,45 und 647,55/131,95) im Triaszug aufgeschlossen, der die Grenze zwischen penninischen und gotthardmassivischen Sedimenten bildet. W. OBERHOLZER (1956) betrachtet die Corno-Schuppe als eine Antiklinale, in deren Kern auch das Kristallin vorkommt, welches eine Ähnlichkeit sowohl mit dem Verampio-, als auch mit dem Rotondogranit aufweist. In dieser Antiklinale sieht er die eindeutige Trennung der Nufenen- von der Bedretto-Mulde. H. RÖTHLISBERGER (1947) hatte die Corno-Schuppe noch nicht als solche bezeichnet, sondern das ihr angehörige Mesozoikum zu zwei weiteren Schuppen der gotthardmassivischen Sedimente gerechnet. Diese Version steht auch uns näher, wobei die Anzahl der Schuppen – oder Mulden – nicht genau zu erfassen ist. Von den Sedimenten, die in der Corno-Schuppe anstehen, lassen sich die dunklen Kalkglimmer- und Tonschiefer mit denjenigen der nördlich angrenzenden Mulde gut vergleichen. In den tektonischen Einheiten, d. h. Mulden nördlich der Corno-Schuppe, sind Rauhwacken, Kalkmarmore und Kristallin-Linsen nicht aufgeschlossen; dies führt zum Schluss, dass die Corno-Schuppe höher hinaufgepresst

wurde als die nördlich anschliessenden Elemente. Infolgedessen sind an ihrem Aufbau – im heute aufgeschlossenen Profilniveau – auch untere Triasschichten und das Kristallin beteiligt, die wir im Norden in grösserer Tiefe vermuten. Das ist auch zu erwarten, wenn man die Mulden von Norden gegen Süden verfolgt: sie werden gegen Süden – an der heutigen Terrainoberfläche – von sukzessive älteren Serien aufgebaut: Im Norden stehen neben der oberen, phyllitischen Trias hauptsächlich unter- bis mittelliasische Schiefer an; weiter südlich werden die Mulden im Profilniveau aus Ober-Trias und Unter-Lias aufgebaut und schliesslich, in den südlichsten Elementen (in der Corno-Schuppe), haben wir im anstehenden Profil Kristallin, karbonatische Mittel-, phyllitische Ober-Trias und sehr wenig von unterlasiischen Schichten aufgeschlossen (vgl. Fig. 1).

Gegen Süden hin ist aber auch eine allmähliche Veränderung der tektonischen Beanspruchung festzustellen. Faltung und Verschieferung werden gegen Süden immer intensiver und erreichen ein Maximum in der Corno-Schuppe – im Liegenden der penninischen Sedimente.

Beide Phänomene – die Zunahme der Emporpressung der einzelnen Mulden und Sättel gegen S zu wie auch die Zunahme der tektonischen Beanspruchung gegen S zu – sind eng miteinander verbunden, voneinander abhängig und auf die Aufschiebung der penninischen Masse auf die gotthardmassivischen Sedimente zurückzuführen.

Das Profil der Corno-Schuppe schliesst gegen Süden mit einem ca. 30 m mächtigen, schlecht aufgeschlossenen Rauhwackenzug ab, der die Grenze gegen die penninischen Bündnerschiefer bildet.

b) Blinnental.

Westlich des Aeginentals liefert das tief eingeschnittene Blinnental (vgl. Tafel I) das nächste gute Profil durch den gotthardmassivischen Sedimentmantel. Der Faltenbau der Nufenen-Zone ist hier viel weniger schön zu erkennen als im Aeginental, und nur durch Verfolgen einzelner Elemente lassen sich die Mulden und Sättel teilweise rekonstruieren. Die Grenze zwischen Gotthard-Kristallin und Trias verläuft auf der rechten Blinnentalseite entlang dem Hohlaui-Tobel, auf dessen komplizierte Verhältnisse schon H. ZELLER (1895) hingewiesen hat (vgl. Fig. 3). Zuoberst auf der Passhöhe (2768 m) zwischen Merezenbachschijje und Sädelhorn (Koord.: 666,20/143,90) ist noch eine normale Reihenfolge der Serien zu finden (von N nach S):

- 1) Zweiglimmergneise des Gotthard-Massivs.
- 2) 1,5 m Trias: geschieferter Dolomit (z. T. schlecht aufgeschlossen).
- 3) ca. 80 m Serie der Granatschiefer: schwarze, metamorphe Tonschiefer mit rostbraun anwitternden schalenreichen Kalklagen (z. T. unter Schuttbedeckung).
- 4) Serie der Sandsteine: rostgelbe, massige Sandsteine bis Quarzite.
- 5) Serie der Knotenschiefer.

Weiter unten, im Tobel gegen Alte Bür hinunter, auf 2140 m Höhe folgen auf die

- | | |
|-----|--|
| 6 m | Biotitschiefer des Gotthard-Massivs |
| | weisse Kalkschiefer und gelbe Rauhwacken der Trias. |
| 1 m | Mylonit-Zone und anschliessend die |
| | Serie der Knotenschiefer mit ihrer Wechsellagerung und mit Belemniten. |

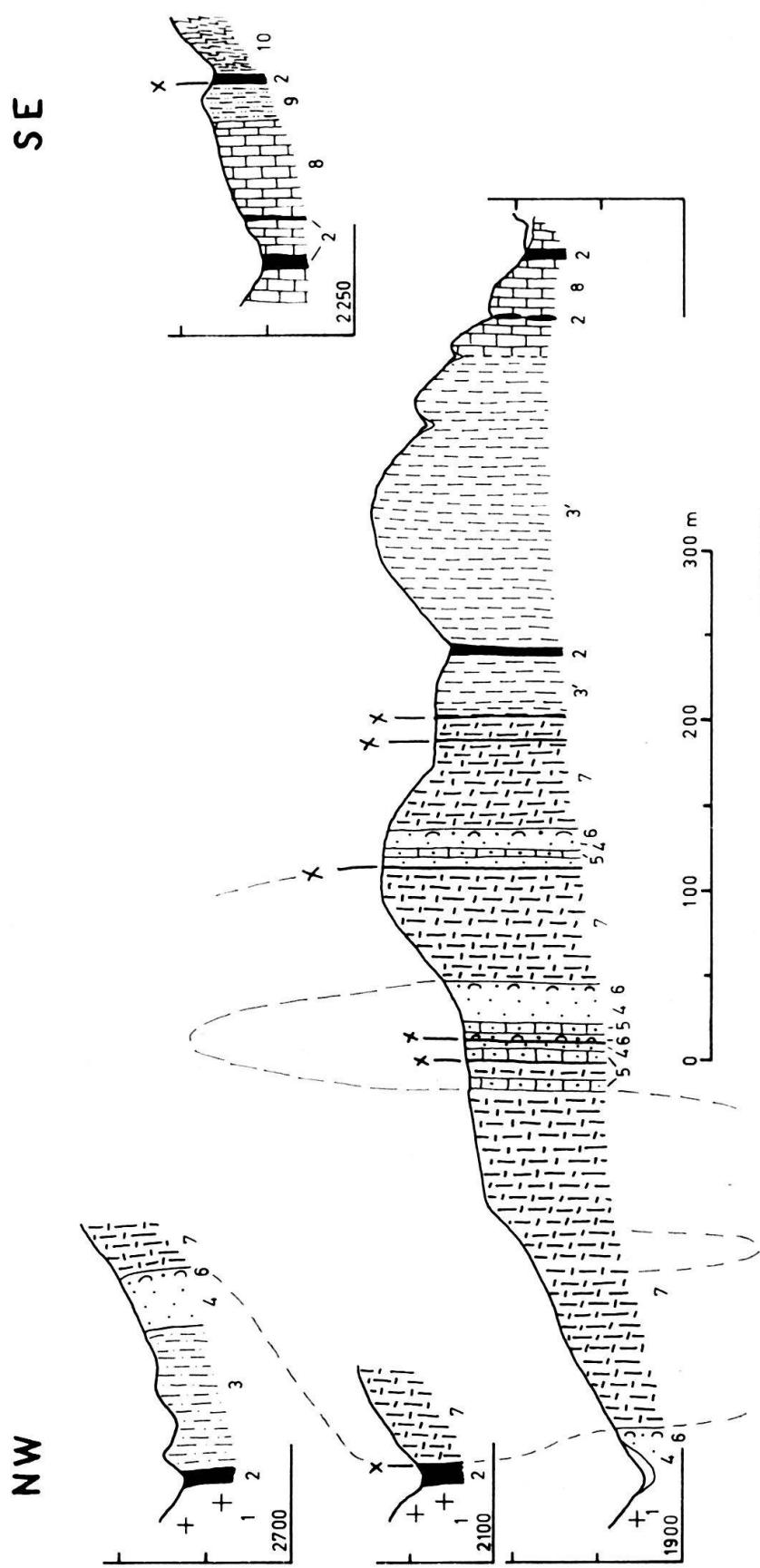


Fig. 3. Profil durch die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs am Osthang des Blimmentals. Maßstab 1 : 5000.
 1) Altkristallin des Gotthard-Massivs; 2) Trias (vorwiegend Dolomitschiefer und Serizitphyllit); 3) Serie der Nufenen-Granatschiefer;
 3') kalkige Fazies der Serie der Nufenen-Granatschiefer; 4) helle Sandsteine, Quarzite; 5) graue kieselige Kalke; 6) Grobsande und
 muschelführende Kalke (4-6: Serie der Nufenen-Sandsteine); 7) Serie der Nufenen-Knotenschiefer; 8) Serie der Termen-Kalkschiefer;
 9) Serie der Termen-Tonschiefer; 10) penn. Bündnerschiefer.

Auf der Höhe von 2040 m schiebt sich eine ca. 30 m breite Schuttbedeckung zwischen das Kristallin und die ersten Aufschlüsse von gotthardmassivischem Lias ein, der durch Hakenwurf flach nach Süd einfällt. Die hier anstehenden Quarzite gehören in die Serie der Nufenen-Sandsteine und werden von der ca. 180 m mächtigen Serie der Knotenschiefer überlagert.

Wie diese Profile zeigen, liegen auf dem gotthardmassivischen Kristallin stark tektonisierte und unvollständige Triasschichten, in deren Hangendem je nach Profil verschiedene Serien der liasischen gotthardmassivischen Sedimente folgen. In jedem Profil kommt die Serie der Knotenschiefer in grosser Mächtigkeit vor. Sie lässt sich auch nach Osten bis in die Gegend der Ritzhörner zurück verfolgen (vgl. Tafel I), wo sie als eine Mulde in die Luft aussticht. Daraus ergibt sich, dass südlich des Gotthard-Kristallins im Blinnental eine Mulde folgt, deren Nordschenkel ausgedünnt, ausgequetscht und z. T. auch unvollständig ist. Von einer Bewegung zwischen Kristallin und Sediment zeugen die unvollständigen und tektonisierten Triasschichten. Der Kontakt hier im Hohlaui-Graben ist also tektonisch, im Gegensatz zu demjenigen im Aeginental (Kraftwerkstrasse).

Die südlich von dieser Grenzzone folgenden Schichten und Serien sind im folgenden Profil beschrieben. Es beginnt am Hohlauibach, bei den oben erwähnten Quarziten in der Höhe von 2040 m.

Querprofil am E-Hang des Blinnentals, zwischen Hohlaui- und Hohstellibach, von N gegen S, in der Höhe von ca. 2000 m (vgl. Fig. 3):

- Gotthardmassivisches Altkristallin.
- ca. 30 m Bachschutt des Hohlauibaches.

1-2: Serie der Nufenen-Sandsteine (3,5 m):

- 1) 3 m weisslich-gelbe, massive Quarzite mit geringem Karbonat- und Serizitgehalt.
- 2) 0,5 m dunkelgraue, schieferige Kalke, massenhaft mit Crinoidenbruchstücken, Gryphaeenquerschnitten und mit nicht bestimmbarer Ammonitenabdruck.

3-4: Serie der Nufenen-Knotenschiefer (ca. 203 m), eine Mulde bildend (Muldenkern in 4):

- 3) 3 m Wechsellagerung von blaugrauen Kalken mit Pyrit und feinknotigen, serizitreichen Kalkschiefern (die feinen Knoten werden durch Plagioklasporphyroblasten hervorgerufen).
- 4) ca. 200 m Wechsellagerung von grauen, knotenarmen Kalken und knotenreichen Kalkschiefern. Die Knoten erreichen hier eine Grösse von über 1 cm (vgl. auch Schicht 71 des Aeginentalprofils, S. 913). In den Dünnschliffen sind einige, zur Familie der Lagenidae gehörige Foraminiferenschalen gefunden worden.

5-32: Serie der Nufenen-Sandsteine, eine komplexe Antiklinale bildend; 5-8 oberer Teil Nordschenkel, 9 Schuppe aus der Serie der Nufenen-Knotenschiefer, 10 bis ca. 20, bzw. 24 unterer Teil Nordschenkel, 20 bzw. 24-32 Südschenkel: ca. 60 m:

- 5) 4 m graue, serizitreiche Kalkschiefer etwas sandig-kieselig.
- 6) 3 m hellgrau-braune Serizitquarzite mit geringem Karbonatgehalt.
- 7) 0,10 m graue, braun anwitternde schieferige Kalke, sehr reich an Crinoidenbruchstücken.
- 8) 1 m rötlich anwitternder, grobkörniger, biotitreicher Kalksandstein; Korndurchmesser bis 2 mm.
- 9) 10 m graue, serizitreiche Kalkschiefer mit erbsengrossen, schwarzgefärbten Plagioklas- und mit vereinzelten stengeligen Epidotporphyroblasten. Bruchfläche mit Diskordanz.

- 10) 0,3 m hellgraue, etwas rötliche Quarzite mit Serizitlagen.
 11) 8 m graue, feinkörnige, serizitreiche, kieselige Kalkschiefer bis Kalksandstein mit 70% Quarzgehalt.
 12) 3 m weiss-graue, karbonathaltige Quarzite mit Serizitbelag auf den Schieferungsflächen.
 13) 0,5 m hellrötlichgrauer Serizitquarzit mit geringem Karbonatgehalt.
 14) 0,6 m graue, spätige Kalkschiefer.
 15) 0,1 m tektonisierte Zone mit mächtigen Quarzknoten.
 16) 1,2 m graue, schieferige Kalke, mit massenhaft Crinoidenbruchstücken und Muschelschalenschnitten.
 17) 0,3 m hellgraue, grobkörnige Kalksande.
 18) 1,8 m schwarze, feinkörnige dichte Kalke.
 19) 0,8 m rötlich anwitternder, grobkörniger, biotitreicher Kalksandstein.
 20) 5 m graue, feinkörnige, serizitreiche, kieselige Kalkschiefer, z. T. schlecht aufgeschlossen.
 21) 1,5 m weiss-hellgraue, massive Quarzite mit Serizit und wenig Karbonatgehalt.
 22) 2 m grauer, feinkörniger, serizitreicher, kieseliger Kalkschiefer bis Kalksandstein.
 23) 1,5 m gelblich-grauer Kalksandstein (Karbonat bis 50%, Serizit, Epidot).
 24) 1,2 m grauer, feinkörniger, kieseliger, serizitreicher Kalkschiefer bis Kalksandstein.
 25) 10 m weiss-hellgraue Quarzite mit Serizit und wenig Karbonat; teils massig, teils stark verschiefert.
 26) 0,5 m rötlich anwitternder, grobkörniger, biotitreicher Kalksandstein.
 27) 2 m grauer, feinkörniger, serizitreicher, kieseliger Kalkschiefer bis Kalksandstein, z. T. unter Schuttbedeckung.
 28) 0,2 m dunkelgraue, schieferige Kalke mit Crinoidenbruchstücken.
 29) 0,4 m hellgraue, grobkörnige Kalksande mit vielen Muschelschalen.
 30) 0,6 m graue, feinkörnige, kieselige Kalke mit vielen Muschelquerschnitten.
 31) 1,1 m rötlich anwitternder, grobkörniger, biotitreicher Kalksandstein.
 32) 1 m dunkelgraue, schieferige Kalke mit Crinoidenbruchstücken.

33: Serie der Nufenen-Knotenschiefer (ca. 70 m):

- 33) 70 m Wechsellagerung von knotenarmen Kalken und knotenreichen Kalkschiefern grauer Farbe.
 34) 0,15 m tektonisierte Zone mit mächtigen Quarzknoten.

35–42: Serie der Nufenen-Sandsteine (ca. 20 m):

- 35) 6 m rötlich-grauer, feinkörniger, lagiger Serizit-Kalksandstein; Quarzgehalt um 70%.
 36) 5 m grauer, feinkörniger, serizitreicher, kieseliger Kalkschiefer.
 37) 5,7 m hellgraue, etwas rötliche Quarzite mit Serizitlagen.
 38) 0,4 m dunkelgraue, spätige Kalkschiefer.
 39) 0,2 m hellgraue Serizitquarzitlage.
 40) 1 m dunkelgraue, schieferige Kalke mit Crinoidenbruchstücken und Muschelschalenquerschnitten.
 41) 0,3 m rötlich anwitternder, grobkörniger, biotitreicher Kalksandstein.
 42) 1,2 m dunkelgraue, schieferige Kalke mit Crinoidenbruchstücken.

43–46: Serie der Nufenen-Knotenschiefer mit einer Schuppe von Kalkschiefern der Serie der Nufenen-Granatschiefer (45); ca. 53 m:

- 43) 40 m Wechsellagerung von grauen, knotenarmen Kalken und knotenreichen Kalkschiefern.
 44) 0,2 m tektonisierte Zone mit mächtigen Quarzknoten und -linsen.
 45) 6 m Wechsellagerung mit einigen mm bis cm dicken Lagen von grauen Kalkschiefern (um 80% Karbonat) und rostig anwitternden Serizitschiefern (25% Karbonat), in denen auch Quarz und Feldspat reichlich vorhanden sind. Akzessorisch Turmalin, Rutil, Erz.
 46) 6–8 m Wechsellagerung von grauen, knotenarmen Kalken und knotenreichen Kalkschiefern.
 47) 4 m Mylonitzone.

48–58: Serie der Nufenen-Granatschiefer in der südlichen, kalkigen Fazies (25 bis 30 m):

- 48) 1–4 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit geringem Karbonatgehalt. Plagioklas, Chloritporphyroblasten, akzessorisch Rutil, Turmalin, Erz.
- 49) 0–1 m graublaue, schwach marmorisierte Kalke mit einzelnen serizitreichen Lagen.
- 50) 2 m hellgraue, grobkörnige, sandig anwitternde Kalke mit einzelnen feinkörnigen Sandkalklagen.
- 51) 4 m dunkelgrau-schwarze, massive Kalke bis Kalkschiefer mit mm-grossen Plagioklasporphyroblasten und Pyritleisten.
- 52) 1 m schwarze, silbrig glänzende, metamorphe Tonschiefer mit Granatporphyroblasten.
- 53) 1 m graubrauner, lagiger, feinkörniger Kalksandstein.
- 54) 1 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit vereinzelten kleinen Granatporphyroblasten.
- 55) 4 m dunkelgrau-schwarze, massive Kalke bis Kalkschiefer mit mm-grossen Plagioklasporphyroblasten und Pyritleisten.
- 56) 1 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit Granatporphyroblasten.
- 57) 1 m dunkelgrau-schwarze, massive Kalke bis Kalkschiefer mit mm-grossen Plagioklasporphyroblasten.
- 58) 9 m schwarze, silbrig glänzende, stark verschieferte, metamorphe Tonschiefer mit Biotitporphyroblasten und mit zahlreichen cm-dicken, blaugrauen Kalklagen, die öfters fragliche Fossilspuren enthalten.

59–64: Trias im grossen Tobel an der Schwarzeck, ca. 200 m nördlich vom Hohstellibach; die Aufschlüsse liegen in 2200 m Höhe (ca. 4 m):

- 59) 1 m gelbe Dolomitschiefer mit grünem Serizitchloritphyllit.
- 60) 0,8 m gelbe Dolomitschiefer.
- 61) 1 m grüner Serizitchloritphyllit mit Biotitporphyroblasten.
- 62) 0,3 m stark pigmentierter, grau-schwarzer Dolomit mit mm-grossen, gelben Dolomitflecken, -linsen, -lagen.
- 63) 0,7 m grau-gelbe Dolomitschiefer und einzelne grüne Serizitchloritphyllitlagen mit Biotitporphyroblasten.
- 64) 0,2 m hellgrauer, glänzender Serizitquarzit mit Ilmenit- und Chloritoidporphyroblasten; die letzten mit einer Grösse von 0,6 mm.

65–72: Serie der Nufenen-Granatschiefer in der südlichen, kalkigen Fazies (ca. 168 m); sehr schlecht aufgeschlossen, grösstenteils unter Schuttbedeckung:

- 65) ca. 65 m graue, feinkörnige, kieselige Kalkschiefer in unregelmässiger Wechsellagerung mit dunkelgrauen Kalkschiefern mit Plagioklasporphyroblasten.
- 66) ca. 30 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit Granatporphyroblasten.
- 67) ca. 35 m dunkelgraue Kalkschiefer mit serizit-, quarzreichen Lagen und mit rötlich anwitternden Kalkbänken, die Muschelschalen führen. Die Mächtigkeit der Kalkbänke kann 70 cm erreichen.
- 68) 15 m Gehängeschutt.
- 69) 2 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit Granatporphyroblasten.
- 70) 0–1 m graue Kalkschiefer mit massigeren, dunkleren Kalkbänken.
- 71) 1–2 m weisse, rötlich anwitternde Kalksande bis Quarzite mit Muschelschalen.
- 72) ca. 20 m graue Kalkschiefer mit massigeren, dunkleren Kalkbänken.
- 73) 8 m Gehängeschutt.

74: ca. 15 m Serie der Termen-Kalkschiefer:

Kalkglimmerschiefer, graue, marmorisierte Kalke mit serizitreichen Lagen, sehr schlecht aufgeschlossen.

75: Trias:

8 m Gehängeschutt, in der Mitte kleiner Aufschluss mit Dolomitschiefern und grünem Serizitphyllit.

76–80: Serie der Termen-Kalkschiefer (ca. 20–22 m):

- 76) 0,5 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit Granatporphyroblasten.
 77) 1 m rötlich anwitternde Kalksande mit Muschelschalen.
 78) 1 m Kalkglimmerschiefer: graue, marmorisierte Kalke mit serizitreichen Lagen.
 79) 0,7 m rötlich anwitternde, graue Kalke bis Kalksande mit Muschelschalen.
 80) 18–20 m Kalkglimmerschiefer: graue, rillig anwitternde, marmorisierte Kalke mit hellen, quarz-, serizitreichen Lagen.

81: 0–7 m Trias:

gelbe Dolomitschiefer und grüner Serizitphyllit (im Graben des Hohstellibaches).

Das Profil (immer auf ca. 2000 m Höhe) erreicht hier die Talsohle, welche, wie auch der ostseitige Talhang von hier an und weiter nach S, mit Moränen und Gehängeschutt bedeckt ist.

Eine Fortsetzung des Profils durch den gotthardmassivischen Sedimentmantel, mit einer Verbindung bis in die penninischen Bündnerschiefer, ist auf der Höhe von 2300 m im Hohstellitobel zu finden. Die gelben Dolomitschiefer und grünen Serizitphyllite der Trias (Schicht 81) sind im Bachbett aufgeschlossen, und anschliessend – gegen Süden – stehen noch die folgenden Schichten, allerdings oft mit Schuttbedeckung, an:

82–88: Serie der Termen-Kalkschiefer mit einer Trias-Schuppe (84); ca.

76 m:

- 82) 3 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit Ilmenit-, Granat-, Biotit-, und Chloritoidporphyroblasten.
 83) ca. 20 m Kalkglimmerschiefer: graue, rillig anwitternde, marmorisierte Kalke mit helleren quarz-, serizitreichen Lagen.
 84) 2 m gelbe Dolomitschiefer und grüner Serizitphyllit der Trias.
 85) 2 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit Granat-, Ilmenit-, Plagioklasporphyroblasten.
 86) 3–4 m Kalkglimmerschiefer: graue, rillig anwitternde, marmorisierte Kalke mit helleren quarz-, serizitreichen Lagen.
 87) 35 m graue, metamorphe Tonschiefer mit Ilmenit-, Granat-, Plagioklas-, Hornblende-, Biotit-, Epidotporphyroblasten und rötlich anwitternde Kalklagen, die Muschelschalen enthalten.
 88) 10 m graue, sandig anwitternde Kalke.

89: Serie der Termen-Tonschiefer:

20 m schwarze, metamorphe Tonschiefer, stark tektonisiert.

90: Trias:

3 m gelbe Dolomitschiefer mit grünen Serizitchloritphyllitlagen.

91: penninische Bündnerschiefer.

Die Schichten 1–43 lassen sich lithologisch sehr gut mit denjenigen des Nufenengebietes verglichen und können sogar über die Ritzhörner vom einen ins andere Profil hindurch verfolgt werden. Das erste grosse Knotenschiefer-Paket (Schicht 4) bildet – wie schon erwähnt wurde – eine Mulde, die folgende Serie der Sandsteine (5–32) einen Sattel, der identisch ist mit der zweiten Antiklinale

des Nufenen-Profil, allerdings mit verschupptem Nordschenkel. Das zweite 70 m mächtige Knotenschiefer-Paket (33) ist als das normale Hangende des Sattels der Serie der Sandsteine (3–32) zu betrachten. Weiter nach Süden folgt dann eine Schuppe, die mit der Serie der Sandsteine (35–42) diskordant auf der Serie der Knotenschiefer (33) liegt. Sie wird wieder normal von der Knotenschiefer-Serie (43) überlagert. An der normal-stratigraphischen Grenze zwischen der Serie der Sandsteine und derjenigen der Knotenschiefer finden wir überall Lagen von Grobsanden und muschel-, bzw. crinoidenführenden Kalken, wie das auch am ungestörten Profil im Aeginental zu beobachten ist (vgl. Fig. 3). Auf diese ersten 43 Schichten, in denen man Grossfalten erkennen kann, folgen Schichten, deren Lagerung durch Schuppung und starke Verschieferung gekennzeichnet ist. An der Grenze zwischen beiden Baustilen hat sich eine breite Mylonitzone ausgebildet. Die dunklen Kalke und Tonschiefer (50–72), die südlich auf die Mylonitzone folgen, lassen sich lithologisch mit jener Granatschiefer-Serie vergleichen, die nördlich vom Griessee – in der vierten Mulde – ansteht. Sie stellen einen Übergangstyp zu den weiter südlich liegenden Kalkglimmerschiefern dar. Mit dieser Serie der Nufenen-Granatschiefer im Blinnental kommen auch Sandsteine (sehr wahrscheinlich die hangende Sandstein-Serie) und Trias-Schichten (59–64) vor, aber die tektonische Zusammengehörigkeit lässt sich hier – wegen unübersichtlichen Aufschlüssen – nicht erkennen. So ist das auch weiter südlich, wo die Kalkglimmerschiefer (von 74 an) dominieren; diese sind durch Trias und Tonschiefer-Pakete in Schuppen (?) aufgeteilt.

Diese Kalkglimmerschiefer (Serie der Termen-Kalkschiefer), die in der Nufenengegend am Südabfall der vorderen Sulz aufgeschlossen sind, lassen sich gegen Westen bis in die Gegend von Brig verfolgen, wo sie mit den darüber liegenden Tonschiefern den gesamten gotthardmassivischen Sedimentmantel bilden. Die schwarzen Tonschiefer, die wir fortan als Serie der Termen-Tonschiefer bezeichnen (BERNOULLI beschrieb 1942 einen Ammoniten aus dieser Serie bei Termen), stehen auch im Blinnental-Profil als Schicht 89 an und sind von den penninischen, kalkig-sandigen, bräunlich anwitternden Bündnerschiefern durch gelbe Dolomitschiefer der Grenztrias getrennt.

Im Profil des Blinnentals kommen damit also von der südlichen Fazieszone (Zone von Termen) bereits einige Schichtglieder (74–89) vor, ferner finden wir hier auch Übergangstypen (48–72) zu der nördlicheren Fazieszone (Nufenen-Zone). Prinzipielle Betrachtungen über diese beiden Fazieszonen folgen weiter hinten, S. 938.

c) Rappental-Schlettergraben (Das Gebiet zwischen Blinnental und Binntal).

In der Einführung ist bereits erwähnt worden, dass das Gebiet zwischen Blinnental und Binntal von meinem Studienfreund H. LÜTHY untersucht wird. Wir beschränken uns deshalb hier auf ein paar wenige Beobachtungen gemeinsamer Begehungen in diesem Gebiet, die von Wichtigkeit sind bei der Betrachtung der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung als Ganzem, und verweisen im übrigen auf die Arbeit von H. LÜTHY (1965).

Wie wir im vorangehenden Abschnitt gesehen haben, stehen von den drei Serien, die in der Nufenen-Gegend die nördlichen Mulden aufbauen, im Blinnental

nur noch deren zwei an (Serie der Knotenschiefer und Serie der Sandsteine). Weiter westlich verschwindet auch die Serie der Nufenen-Sandsteine, und in der Gegend des Kummenhorns ist nur noch die Serie der Nufenen-Knotenschiefer von den drei Nufenen-Serien zu finden. Der grösste Teil der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung ist hier aus Kalkglimmerschiefern, die im Nufenenprofil in den südlichsten Mulden (Corno-Schuppen) vorkommen, aufgebaut. Diese Kalkglimmerschiefer führen lokal oft Knoten und sind deshalb nicht leicht von den Knotenschiefern der Serie der Knotenschiefer zu unterscheiden; dazu kommt noch, dass die Aufschlüsse im hintersten Rappental nicht gut sind, so dass in der Gegend des Kummenhorns eine Grenzziehung zwischen den Kalkglimmerschiefern und der Serie der Knotenschiefer schwierig wird. Alle Zeichen aber deuten darauf hin, dass die Serie der Nufenen-Knotenschiefer im hinteren Rappental auskeilt, und zwar als letzte der in der Nufenen-Gegend mächtig entwickelten Serien. Sowohl im unteren Rappental, als auch im Schlettergraben – wo gegen Westen zu die nächstbesten Aufschlüsse zu finden sind – fehlt die Serie der Knotenschiefer vollständig (vgl. P. MEIER & W. NABHOLZ 1949, Fig. 2). Auf das Kristallin des Gotthard-Massivs folgen triasische Dolomite, Rauhwacken und Serizitphyllite und dann die Kalkglimmerschiefer (Serie der Termen-Kalkschiefer), wobei Trias und Kalkglimmerschiefer mehrere Schuppen bilden können. Als jüngstes Glied des gotthardmassivischen Sedimentmantels schliesst sich an die ca. 300 m mächtige Kalkschiefer-Serie die Serie der Termen-Tonschiefer in einer Mächtigkeit von ca. 160–200 m an. Ihre südliche Grenze gegen die penninischen Bündnerschiefer bilden helle, ausgewalzte, triasische Serizitphyllite und Dolomitschiefer von einigen Metern Mächtigkeit.

d) Binntal-Mühlebachgraben (SE Grengiols).

Die gotthardmassivische Sedimentzone, die östlich des Binntals auch morphologisch schön in Erscheinung tritt, bildet gegen Westen einen unauffälligen Teil des bewachsenen Nordhangs der Bergkette Breithorn–Bettlihorn–Faulhorn. Sie ist nur in den Gräben, die vom genannten Bergzug herabführen, aufgeschlossen. Die Aufschlüsse, die nicht immer gut sind und von Jahr zu Jahr – wegen Lawinen-niedergängen – oft stark variieren, lassen doch einen Einblick in den Aufbau des gotthardmassivischen Sedimentmantels zu.

Die Verhältnisse des Teilstückes Binntal–Mühlebachgraben sind dieselben wie im Schlettergraben (vgl. P. MEIER & W. NABHOLZ 1949) und sind auch in jedem Graben wieder zu erkennen. Südlich des Altkristallins liegen Triasschichten, in deren Hangendem dunkelgraue bis schwarze liasische Schiefer folgen. Diese Lias-Schiefer, die durchgehend in gleicher Mächtigkeit entwickelt sind, lassen sich lithologisch deutlich in zwei Serien einteilen: in die oben liegende, jüngere

Serie der Termen-Tonschiefer und in die ältere
Serie der Termen-Kalkschiefer.

Die Südbegrenzung der Tonschiefer-Serie gegen die penninischen Bündner-schiefer wird wieder von einem im allgemeinen geringmächtigen Triaszug ge-bildet. Dieser Grenztriaszug kann durch Schutt und Bewachsung verdeckt sein, aber auch in diesem Fall sind die schwarzen, gotthardmassivischen Tonschiefer von

den rostbraun anwitternden, muskowitreichen Kalkschiefern des Penninikums leicht abzutrennen.

Das bestaufgeschlossene Profil in dieser Gegend durch die gotthardmassivische Sedimentbedeckung ist im Untergraben (vgl. Fig. 4 und Tafel I) zu finden, allerdings ohne die Basistrias, die im Lauigraben in der Höhe von 1420 m vollständig und besser aufgeschlossen ansteht.

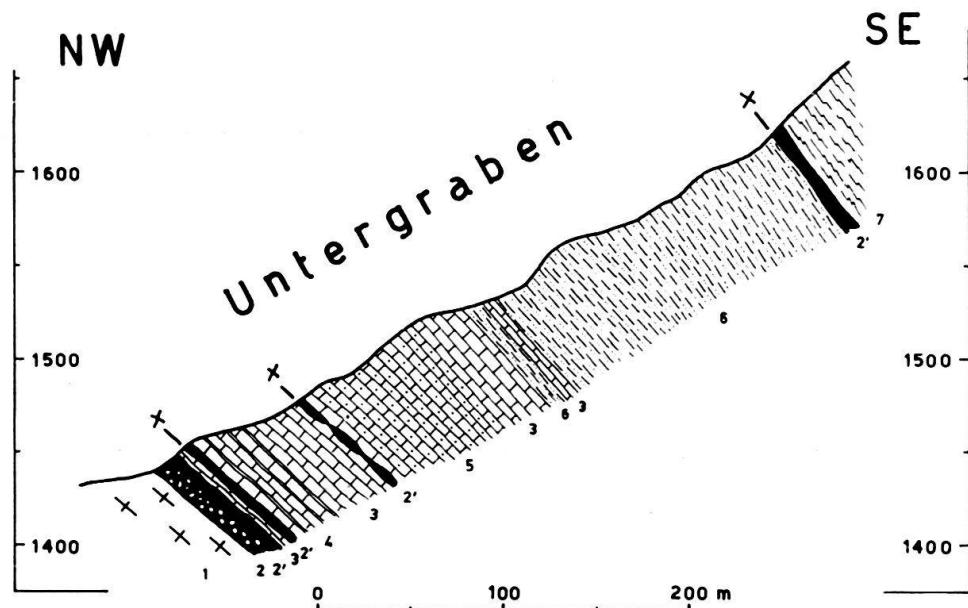


Fig. 4. Profil durch die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs im Untergraben (E Grengiols). Maßstab 1: 5000.

1) Altkristallin des Gotthard-Massivs; 2) Rauhwacke; 2') grüne Serizitphyllite und gelbe Dolomitschiefer (2 und 2': Trias); 3) graue Kalkschiefer mit Kalklagen; 4) schwarze Tonschiefer; 5) sandige Kalkglimmerschiefer (3-5: Serie der Termen-Kalkschiefer); 6) schwarze Tonschiefer: Serie der Termen-Tonschiefer; 7) penn. Bündnerschiefer.

Profil durch die gotthardmassivische Trias im Lauigraben von unten (NW) nach oben (SE); (Koord.: 651,80/135,10/1420 m ü. M.):

- 1) gotthardmassivische Glimmerplagioklasgneise.
- 2) 1,2 m weisse, grobkörnige Arkose, mit Komponenten von 2-3 mm Durchmesser
- 3) 4 m weisse, gebankte, feinkörnige Arkose.
- 4) 14 m gelbe Rauhwacke.
- 5) 16 m hellgrüner Serizitphyllit, z. T. schlecht aufgeschlossen.
- 6) ca. 2 m weisse Arkose, mit schlechten Aufschlüssen.
- 7) 8 m gelbe Rauhwacke,
anschliessend ca. 120 m Schuttbedeckung.
Die Schichten 6 und 7 sind als eine Schuppe mit der Repetition von Arkosen (3) und Rauhwacken (4) aufzufassen.

Profil durch die gotthardmassivischen Sedimente im Untergraben, östlich Grengiols (vgl. Fig. 4):

Das Profil beginnt in der Höhe von 1440 m (Koord.: 652,65/135,50), führt entlang des Grabens und erreicht die penninischen Bündnerschiefer in 1630 m Höhe.

1) Altkristallin des Gotthard-Massivs; Zweiglimmerplagioklasgneise.

2–9: Trias mit einer Schuppe von liasischen Kalkschiefern (7); Mächtigkeit ca. 27 m:

- 2) 1 m weisser, quarzreicher Serizitphyllit, stark verschiefert.
- 3) 6 m gelbe Rauhwacke.
- 4) ca. 10 m Grasbedeckung mit vereinzelten, kleinen Serizitchloritphyllit-Aufschlüssen.
- 5) 0,4 m gelbliche Dolomitschiefer.
- 6) 2 m Gehängeschutt mit Grasbedeckung.
- 7) 3 m dunkelgraue, feinkörnige, verschieferte, plagioklastnotenführende Kalke, wechsellarnd mit etwas helleren, sandigeren Kalkschiefern (ebenfalls mit Plagioklasporphyroblasten) und schwarzen Tonschieferlagen. Das Quarz-Kalzit-Verhältnis bei den Kalkschiefern ist etwa 1:3. Überall reichlich lang ausgezogene Pyrite.
- 8) 1 m weisser, pyritreicher Serizitphyllit mit Plagioklas- und Ilmenitporphyroblasten.
- 9) 4 m gelbliche Dolomitschiefer mit hellen Serizitphyllitlagen, z. T. unter geringer Schuttbedeckung.

10–16: Serie der Termen-Kalkschiefer mit einer Triasschuppe (12); ca. 150 m:

- 10) 25 m schwarze Tonschiefer mit dunkelgrauen, feinkörnigen, verschieferten Kalken und etwas helleren, sandigeren Kalkschiefern; reichlich Quarzkalkitknollen, stark tektonisiert. Häufig findet man in karbonatreichen Lagen Echinodermenbruchstücke; in diesem Schichtpaket ist im Riedgraben ein Querschnitt von einem Ammonitenbruchstück gefunden worden.
- 11) 28 m dunkelgraue Kalke mit helleren, sandigeren Kalkschiefern (wie 10), aber ohne schwarze Tonschieferlagen. Stark tektonisiert, reich an Quarzkarbonatknollen und -linsen.
- 12) 0,5 m gelbe Dolomitschiefer mit Serizitphyllitlagen.
- 13) 0,3 m weisse Kalkschiefer mit serizitreichen Lagen.
- 14) ca. 70 m rostig anwitternde, graue Kalkglimmerschiefer: ein Wechsel von dunklen, karbonatreichen mit hellen, quarz-, serizitreichen Lagen. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen beträgt 1–20 mm. Unter dem Mikroskop weisen die ersten über 90% Karbonat, wenig Quarz, Serizit, schwarzes Pigment auf; bei den letztgenannten erreicht der Serizit- und Quarzgehalt ca. 50% neben dem Karbonat.
- 15) 15 m graue, massige, marmorisierte Kalke mit wenig Serizit und mit einigen cm langen Kalzitschnürchen und -linsen.
- 16) 10 m dunkelgraue, feinkörnige, verschieferte Kalke mit helleren, sandigeren Kalkschiefer- und schwarzen Tonschieferzwischenlagen.

17–19: Serie der Termen-Tonschiefer mit einer Schuppe von Termen-Kalkschiefern (18), ca. 200 m:

- 17) 3,5 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit Ilmenitporphyroblasten.
- 18) 6 m dunkelgraue Kalke mit helleren, sandigen Kalkschiefern und Tonschieferlagen (wie 16).
- 19) 190 m schwarze, metamorphe Tonschiefer, z. T. mit ziemlich grossem Quarzgehalt (bis 50%). Porphyroblasten von Ilmenit und Chloritoid. In der Mitte stark tektonisiert mit vielen Quarzkarbonatknollen und -linsen. An der Basis sind die Schiefer etwas kalkiger und enthalten Plagioklasporphyroblasten.

20–25: Trias mit grauen Kalkschieferschuppen (22, 24) ca. 8–9 m:

- 20) 1 m weisser Serizitphyllit mit Pyritleisten.
- 21) 0,5 m gelbe Dolomitschiefer.
- 22) 3,5 m stark verschieferte, tektonisierte, graue Kalkschiefer mit viel Serizit; reichlich Quarzkarbonatknollen.
- 23) 1,2 m gelbe dolomitische Kalkschiefer mit Quarzkarbonatknollen.

- 24) 1,6 m graue Kalkschiefer mit Quarzkarbonatknoten, stark verschiefert.
 25) 0,6 m weisser Serizitphyllit.
 26) penninische Bündnerschiefer.

Die Liassschiefer – wie im vorigen Profil ersichtlich ist – lassen sich deutlich nur in zwei Serien teilen. Eine weitere Unterteilung der Kalkschiefer-Serie, wie das P. MEIER im Schlettergraben versuchte (vgl. P. MEIER & W. NABHOLZ 1949), ist hier kaum anwendbar. Der gesamte Sedimentmantel ist sehr stark verschiefert, tektonisiert und verschuppt, was auch durch die stellenweise massenhaft auftretenden Quarzkarbonatknoten und -linsen hervorgehoben wird. Im allgemeinen ist hier die Basis der Kalkschiefer-Serie mit etwas mehr Tonschieferzwischenlagen und der obere Teil eher sandiger ausgebildet; eine Grenzziehung im Feld aber, zwischen den einzelnen oft miteinander vermischten Typen, ist praktisch unmöglich.

Im Gebiete östlich von Grengiols, wo das abtauchende Gotthard-Massiv kaum noch 1 km Breite aufweist, tritt auch nördlich des Massivs sein mesozoischer Sedimentmantel auf. Im Bachbett der Binna, unterhalb Seng – ca. 600 m E vom Zusammenfluss mit der Rotten – stehen Rauhwacke und Gips in permischen Phylliten eingefaltet an. Ein weiterer Triaszug (Rauhwacke) – ebenfalls zwischen permischen Phylliten – ist im Lauigraben in 1140 m Höhe aufgeschlossen. Diese beiden gegen Westen breiter werdenden Triaszeuge bedecken mit ihren Rauhwacken und Gips im nächst westlichen Graben – dem Mühlebachgraben – schon fast die gesamte permische Phyllit- und Psammitgneismasse, die dem Altkristallin nördlich vorgelagert ist. Gips und Psammitgneise nördlich des Altkristallins sind im Mühlebachgraben stark miteinander verfaltet, und man kann auch einzelne schwarze, liasische Kalkschieferpakete entdecken, eingeklemmt zwischen Triasgesteinen. Kaum 500 m weiter westlich, am schlecht aufgeschlossenen Berghang, sind weder das Altkristallin noch die Permsedimente, sondern nur noch dunkle Liaskalkschiefer und Triasgesteine zu finden. Das Mesozoikum ummantelt sein Massiv vollständig, und der Verlauf des am höchsten emporgehobenen Kristallintrückens wird noch durch die Gipsfelsen der Weissen Fluh (südlich Grengiols) angedeutet.

e) Mühlebachgraben-Tunetschgraben.

Westlich des Mühlebachgrabens, wo das Altkristallin nicht mehr aufgeschlossen ist, finden wir nur seinen mesozoischen Sedimentmantel vor. So stehen in den vom Bettlihorn–Faulhorn hinunter führenden drei grossen Gräben (Bettligraben, Giffrischgraben, Tunetschgraben) z. T. bis zu der Rotten hinunter nur graue Kalkschiefer und Triasschichten – stark verfaltet – in einer Mächtigkeit von ca. 2000 m an. Diese enorme Mächtigkeitszunahme ist darauf zurückzuführen, dass zu den bisher beschriebenen Sedimenten, die den Südabfall des altkristallinen Massivanteils überdecken, nun die auf den zentralen und nördlichen Teilen des Gotthard-Massivs liegenden, verfalteten Serien neu hinzukommen. Gegen Norden grenzen in diesem Gebiet die gotthardmassivischen Sedimente an die permischen Phyllite und Psammitgneise der Urseren-Mulde. An dieser Grenze findet sich stets Trias, weiter südlich treten Kalkschiefer hinzu, die durch Triaslamellen in Schuppen aufgeteilt sind. Einzig die südlichste Schuppe – die südlich des Alt-

kristallins bis zum Rappental sich verfolgen lässt – enthält neben Kalkschiefern die Serie der Termen-Tonschiefer. Diese Tonschiefer sind hier, wie auch weiter im Osten, durch einen Triaszug von den gegen Süden folgenden penninischen Bündnerschiefern abgetrennt.

Die besten Aufschlüsse der Basistrias sind im Gifrischgraben, 300 m SW von Bister zu finden (vgl. P. ZBINDEN 1949, Fig. 19); dort ist auch das folgende Profil aufgenommen worden (Koord.: 647,95/134,20, Höhe 950 m ü.M., vgl. Tafel I):

- 1) permische, grüngraue Psammitgneise, mit Übergang in 2).
- 2) 3 m an der Basis eher gräulich gefärbte, weiter oben weisse Arkose. Ebenfalls an der Basis ist eine rostbraune Pigmentierung zu erwähnen, die auf verwitterndes, eisenhaltiges Karbonat zurückzuführen ist. Die Korngrösse der Arkose beträgt zwischen 0,5–1 mm. Unter dem Mikroskop erkennt man 30–40% Feldspat, vor allem Kalifeldspat, 30–40% Quarz, 5–30% Karbonat, akzessorisch Zirkon.
- 3) 25–30 m gelbe Rauhwacke.
- 4) 3–4 m grüngrauer Serizitchloritphyllit, sehr dicht mit Biotitporphyroblasten.
- 5) 2 m weisse, dichte Kalkmarmore mit wenig Dolomit (10%) und Pyrit.
- 6) graue Kalkschiefer der Serie der Termen-Kalkschiefer.

Die anschliessenden Schichten, die gegen Süden folgen, sind im Bachprofil des Bettligrabens am besten zugänglich und aufgeschlossen. Die mächtige Serie der Kalkschiefer wird hier durch Triaslamellen in vier Schuppen aufgeteilt (vgl. Fig. 5).

Profil durch den gotthardmassivischen Sedimentmantel im Bettligraben (W Grengiols) von N gegen S:

Die permischen Phyllite, die als Ausgangspunkt für dieses Profil dienen, stehen im Bettligraben unmittelbar unter dem Weg (1070 m ü.M.) an, der von Grengiols her nach Zen Häusern führt. Anschliessend – gegen S – sind ca. 250 m mit Moränen und Gehängeschutt bedeckt. Die ersten Kalkschiefer-Aufschlüsse sind dann in 1130 m Höhe zu finden (Koord.: 649,35/134,80). Hier beginnt das nachfolgend beschriebene Profil und führt dem Bach entlang bis auf 1760 m, wo die penninischen Bündnerschiefer erreicht werden.

– Moräne, Gehängeschutt.

1–7: Serie der Termen-Kalkschiefer, ca. 800 m:

- 1) ca. 10 m dunkelgraue, feinkörnige, verschieferte crinoidenreiche Kalke mit viel schwarzem Pigment und Chloritporphyroblasten.
- 2) ca. 60 m dunkelgraue, feinkörnige, verschieferte, crinoidenreiche Kalke wechsellarnd mit etwas helleren, sandigen Kalkschiefern. Verhältnis Quarz zu Kalzit 1:3.
- 3) ca. 60 m dunkelgraue, serizitreiche Kalkschiefer, z. T. mit sehr viel Quarzkarbonatknoten. An Stellen mit stärkerer tektonischer Beanspruchung reich an mm-grossen, gedrehten Plagioklasporphyroblasten (mit 25% Anorthit).
- 4) ca. 70 m Wechsellarung von dichten, schwarzen, pyritführenden Kalken und grauen, serizit-, quarzreichen Kalkschiefern.
- 5) ca. 500–520 m dunkelgraue, feinkörnige Kalke in Wechsellarung mit etwas helleren, sandigen Kalkschiefern. Öfters stärker tektonisiert, dort reich an Quarzkarbonatknoten – die auch gefaltet sind – und an Plagioklasporphyroblasten. Im mittleren Teil dominieren die dunkelgrauen Kalke.
- 6) ca. 15 m graue, geschieferte Glimmerquarzite mit Plagioklas-(Oligoklas)porphyroblasten.
- 7) ca. 90 m Wechsellarung von grauen, sandigen, späten Kalkschiefern und etwas heller anwitternden, pyritreichen Serizitschiefern mit Plagioklasporphyroblasten. Unter dem Mikroskop besteht das Gestein aus ca. 50% Serizit, 30% Quarz,

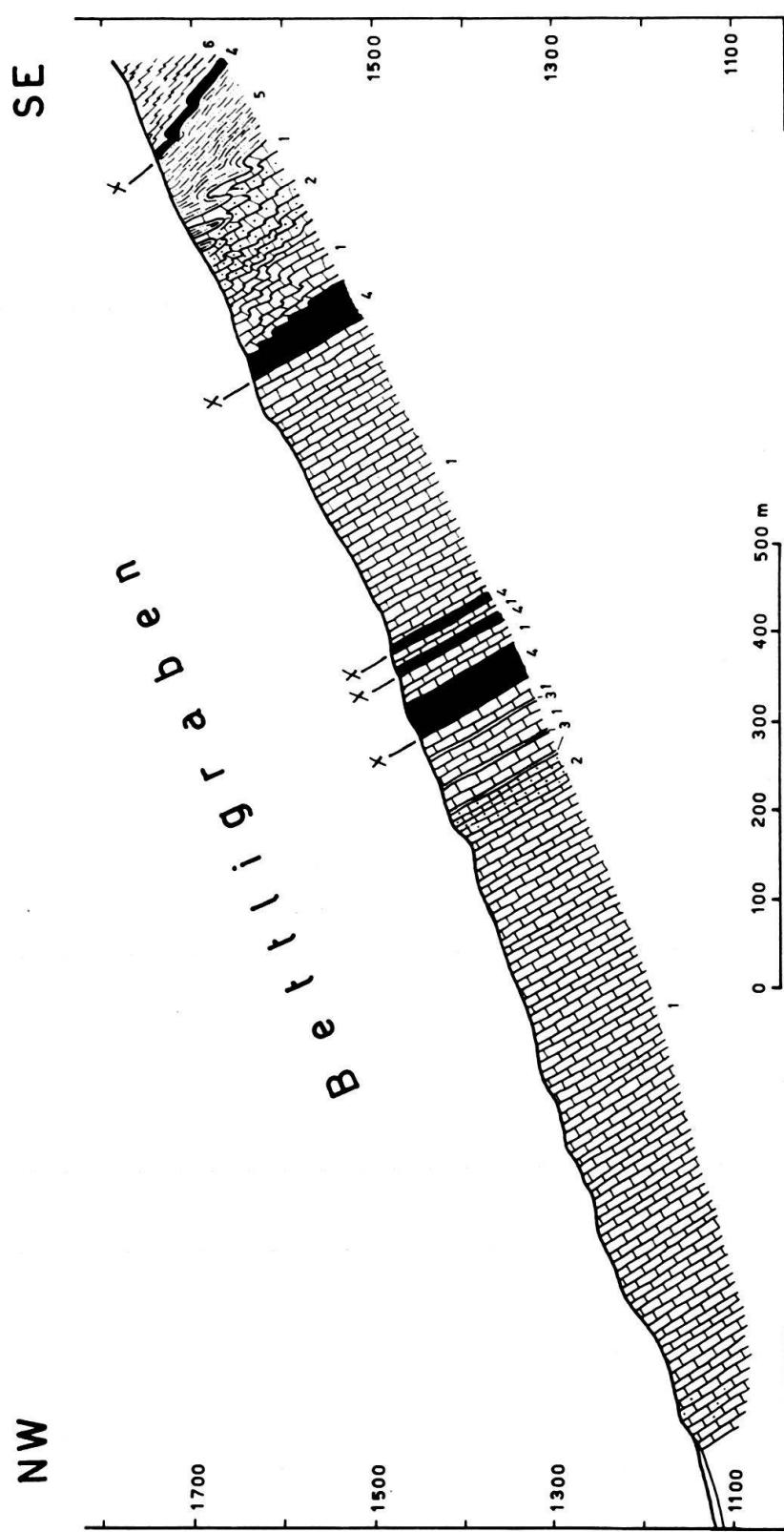


Fig. 5. Profil durch die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs im Bettligraben (W Grengiols), Maßstab 1:10000.
 1) graue Kalkschiefer mit Kalklagen; 2) sandige Kalkglimmerschiefer; 3) schwarze Tonschiefer (1–3: Serie der Termen-Kalkschiefer); 4) Trias
 (vorwiegend helle Serizithyllite und Dolomitschiefer); 5) schwarze Tonschiefer: Serie der Termen-Tonschiefer; 6) penn. Bündnerschiefer.

10% Karbonat als Hauptgemengteilen. Gegen oben Einschaltungen von meterdicken, dunkelgrauschwarzen, metamorphen Tonschieferlagen mit geringem Karbonatgehalt. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Schiefer aus ca. 90% Serizit, daneben Ilmenit, Plagioklas, schwarzem Pigment, Quarz und Erz bestehen. Die obersten 10 m sind sehr stark mit Quarzkarbonatknoten durchsetzt und tektonisiert.

8–18: Trias mit eingeschuppten Kalkschiefern (10, 11, 13); ca. 40 m:

- 8) 0,3 m dichter, braungrüner Serizitchloritphyllit.
- 9) 1,5 m gelblich anwitternder, hellgrauer Dolomit.
- 10) 1 m Kalkglimmerschiefer: graue Kalkschiefer, mit serizitreichen Lagen.
- 11) 1 m schwarze, metamorphe Tonschiefer.
- 12) 1,5 m dichter, braungrüner Serizitchloritphyllit mit hellgrauen Dolomitlagen.
- 13) 1,5 m Kalkglimmerschiefer: graue, echinodermenreiche Kalke mit serizitreichen Lagen.
- 14) 0,3 m weisser Serizitphyllit.
- 15) 2 m gelblichweisser Dolomit mit Serizitschüppchen.
- 16) 0,3 m hellgraubrauner Serizitphyllit mit Biotitporphyroblasten.
- 17) 8–10 m rötlichgelbe Rauhwacke.
- 18) 15–20 m weisse Dolomitschiefer mit weissen Serizitphyllit-Zwischenlagen, gegen oben treten die Dolomitschiefer etwas zurück.

19–21: Serie der Termen-Kalkschiefer, ca. 23 m:

- 19) 0–0,2 m stark tektonisierte, mylonitisierte Lage mit grossen Quarzkarbonatknoten.
- 20) 2–3 m graue, rostbraun anwitternde Kalke mit serizit-, quarzreichen Lagen in einigen mm Abstand.
- 21) ca. 20 m Wechsellagerung von dunkelgrauen, feinkörnigen, verschieferten Kalken mit etwas helleren, sandigen Kalken; bei den letztgenannten ist das Verhältnis Quarz zu Karbonat 1:3.

22–30: Trias, ca. 8 m:

- 22) 0,2 m grüner Serizitchloritphyllit.
- 23) 1 m gelbe Rauhwacke.
- 24) 0,8 m graugrüne, feinkörnige (0,06 mm) Serizitquarzite mit ca. 40–50% Quarz und mit ca. 20% grünen Biotiten. Vereinzelt Epidotporphyroblasten; akzessorisch Apatit, Turmalin, Erz.
- 25) 0,6 m massige, weisslichbraune Arkose; mit 60% Na-K-Feldspat, 30% Quarz und 10% Karbonatgehalt.
- 26) 0,4 m hellgraue, geschieferete Arkose; mit 50% Quarz, 15% Na-K-Feldspat, 20% Karbonat und 10% Serizit. Sehr reich an Biotitporphyroblasten.
- 27) 0,2 m weisse Dolomitschiefer mit weissen Serizitphyllit-Zwischenlagen.
- 28) 8 m gelbe Rauhwacke.
- 29) 1,5 m weisse Dolomitschiefer mit Serizitphyllit-Zwischenlagen.
- 30) 0,4 m grauer Dolomit, reich an schwarzen Pigment- und Serizitschüppchen.

31–34: Serie der Termen-Kalkschiefer mit einer Triassschuppe (32); Mächtigkeit ca. 320 m:

- 31) 8–10 m schwarze, metamorphe, etwas sandige Tonschiefer mit Ilmenit- und Plagioklasporphyroblasten; sehr stark verfaltet und verschiefert.
- 32) 0–10 m Trias-Schuppe: stark tektonisiert und verschiefert. Sie besteht aus grünem Serizitchloritphyllit mit Epidotporphyroblasten, grauen Serizitschiefern mit Plagioklasporphyroblasten (25% An), gelben bis gelbgrauen Dolomitschiefern und aus Gipslinsen. Die einzelnen Schichten treten nur lokal auf, sie schwellen linsenartig an, um nach einigen Metern wieder auszuweichen. Die ganze Triassschuppe – die selbst nur im tiefsten Teil des Bettligabens aufgeschlossen ist – wird von solchen Linsen verschiedenster Grösse aufgebaut, die sich gegenseitig sowohl im Streichen wie im Hangenden ablösen.

- 33) ca. 280 m graue, serizitreiche Kalkschiefer (Serizit bis 15%) in Wechsellagerung mit serizitarmen Kalken; die Mächtigkeit von einzelnen Lagen befindet sich im cm-dm-Bereich. Die ganze Serie ist sehr reich an grossen Quarzkarbonatknoten und ist stark verschiefert. Bei Stellen mit stärkerer tektonischer Beanspruchung sind reichlich mm-grosse, dunkle Knoten (Plagioklasporphyroblasten) zu finden. Die häufigen Pyritkörner sind lang ausgezogen, und auf Schieferungsflächen sind sie als rostige Streifen zu erkennen.
- 34) 25–30 m ähnlich wie 33); graue Kalkschiefer, nur weniger verschiefert; massig, grob-bankig, etwas marmorisiert. Die letzten 50 cm von weisser Farbe.
- 35) 0–0,3 m tektonische Überschiebungsfäche, Diskordanz mit Quarzkarbonatknoten und Mylonit.

36–40: Trias; ca. 15–20 m: mächtig:

- 36) 0,5–1 m weisslichgraues, rekristallisiertes, grobkristallines Kalzitagglomerat mit Dolomitkörnchen. Die einzelnen Kristalle sind über 1 cm gross. Übergang in gelbe Rauhwacke.
- 37) 6–8 m braungrüne, biotitreiche Arkose. Hauptgemengteile sind: Quarz (40%), Feldspat (30%), Karbonat und Glimmer.
- 38) 1–4 m gelbe, stark verschieferte Dolomitschiefer mit weissen Serizitphyllitlagen.
- 39) 2–3 m grüner bis grauer, glänzender Serizitchloritphyllit bis Serizitbiotitphyllit mit weissen Kalkschieferlagen.

41–44: Serie der Termen-Kalkschiefer; ca. 90–100 m:

- 41) ca. 20 m graue, serizitreiche Kalkschiefer in Wechsellagerung mit serizitarmen Kalken (wie 33). An der Basis mit den liegenden Serizitchloritphylliten stark verfaltet um horizontale, nach NE–SW streichende Axen.
- 42) 35–40 m graue, serizitreiche Kalkschiefer mit schwarzen Tonschieferlagen; sehr stark tektonisiert, reich an Quarzkarbonatknoten, und -linsen.
- 43) 10–15 m graubrauner, glimmerreicher Kalksandstein mit ca. 50% Karbonat und mit Serizit und Quarz als Hauptgemengteilen; etwas Plagioklas, Zirkon, Erz.
- 44) 20–25 m rostgelb anwitternde, graue Kalkglimmerschiefer: ein Wechsel von dunklen, karbonatreichen mit helleren, quarz-, serizitreichen Lagen (1–15 mm). Unter dem Mikroskop weisen die ersten über 90% Karbonat, wenig Quarz, Serizit, schwarzes Pigment auf, und bei der letzten erreicht der Quarz-, Serizitgehalt ca. 50% neben dem Karbonat.

45: Serie der Termen-Tonschiefer:

170 m schwarze, metamorphe Tonschiefer mit Ilmenit; stark tektonisiert, reich an Quarzkarbonatknoten und -linsen. Sie sind mit den darunter liegenden Kalkschiefern verfaltet und verschuppt.

46–48: Trias, ca. 13 m mächtig:

- 46) 1 m graugrüner Serizitchloritphyllit mit Biotitporphyroblasten und weissen serizitreichen Kalkschiefern.
- 47) 3–4 m gelbe, dolomitische Rauhwacke.
- 48) 9 m weisslich-gelbe, serizitreiche Kalkschiefer mit gelben Dolomitlagen.

49: penninische Bündnerschiefer: sandige, glimmerreiche, rostig anwitternde, graue Kalkschiefer.

Wie dieses Profil im Bettigraben zeigt, ist hier der gotthardmassivische Sedimentmantel durch Triaslamellen in vier erkennbare Schuppen zerlegt. Die abnormalen Mächtigkeiten aber, welche die untersten Schuppen aufweisen, lassen annehmen, dass diese wiederum in sich verschuppt und verfaltet sein müssen, obschon die eintönige Ausbildung der Kalkschiefer-Serie eine Repetition in der Gesteinsabfolge nicht erkennen lässt.

Die nördlichste, durch die hangende Trias begrenzte Schuppe besteht nur aus der Serie der Kalkschiefer (1–7), wobei unten die Kalke häufig Crinoidenbruchstücke führen und oben, gegen das Hangende zu, mit sandigen Zwischenlagen wechselt. Daraus ergibt sich, dass in dieser Schuppe die gesamte Serie der Kalkschiefer vertreten sein muss. Kalke nämlich, die häufig Crinoidenbruchstücke führen, kommen im Profil des Untergrabens – und auch in anderen Profilen – in erster Linie im untersten Teil der Kalkschiefer-Serie vor. Andererseits sind solche mit sandigen Zwischenlagen bis jetzt immer in den obersten Partien der sonst monotonen Serie gefunden worden.

Bei den grauen Kalkschiefern der folgenden zwei Schuppen fehlen solche Indizien, die ihre weitere Einordnung ermöglichen könnten. Weiter westlich keilen selbst die trennenden Triaszüge aus, so dass dort die nördlichsten drei Schuppen des Bettelgraben zu einer eintönigen Serie zusammenschmelzen. Die Mächtigkeit dieser nördlichen Kalkschiefer-Serie nimmt gegen Westen auch ab, so dass im Tunetschgraben nur noch etwa 500 m anstehen.

Die Triaslamellen, die im Bettelgraben als trennende Elemente zwischen den einzelnen Schuppen auftreten, sind vor allem aus obertriasischen Serizitphylliten und Dolomitschiefern aufgebaut, aber enthalten oft auch Rauhwacken und Gips, die wir zur mittleren Trias zählen. Diese verschiedenen Schichten sind meist stark tektonisiert und lassen nur im seltensten Fall ihre tektonische Zugehörigkeit erkennen. Im dritten Triaszug (36–40) trifft aber dieser Fall ein (vgl. Fig. 5). Südlich der tektonischen Überschiebungsfäche folgen an ihrer Basis grobkörnige, massig rekristallisierte Rauhwacken und werden von obertriasischen Serizitphylliten und Dolomitschiefern überlagert. Weiter südlich steht dann die Serie der Kalkschiefer an, die im oberen Teil wieder sandige Zwischenlagen enthält. Das letzte Glied dieser südlichsten Schuppe bildet die Serie der Termen-Tonschiefer, die im ganzen Bettelgraben nur hier anzutreffen ist.

Diese südliche Schuppe, die gegen Osten – wie schon erwähnt wurde – direkt auf dem Südrand des Kristallins liegt, ist auch gegen Westen in der gleichen Ausbildung bis in die Gegend vom Giffrischgraben zu verfolgen. Sie ist hier auf das Mesozoikum, das verfaltet auf dem Rücken des Gotthard-Massivs liegt, etwas aufgeschoben. Weiter westlich tritt eine Komplikation auf; der Triaszug, der die Basis dieser südlichen Schuppe bildet, biegt leicht nach Norden ab und schwächt mächtig an; ein Maximum mit ca. 400 m wird im Tunetschgraben erreicht. Die südlich anschliessenden Kalkschiefer sind von hier an gegen Westen – im Gegensatz zu ihrer Fortsetzung gegen E – nun ebenfalls stärker verschuppt, verfaltet und sogar lokal – im Tunetschgraben bis zum Simplontunnel – durch eine Triaslamelle deutlich zweigeteilt. Auf diese Verschuppung ist ihre plötzlich anschwellende Mächtigkeit zurückzuführen, die im Tunetschgraben ca. 600 m ausmacht. Die Serie der Termen-Tonschiefer, die das Hangende der Serie der Kalkschiefer bildet, steht durchlaufend vom Blinnental bis Brig, stets nur im südlichen Teil der Schuppe an.

Die Südgrenze der Serie der Termen-Tonschiefer wird in jedem Bachprofil durch einen Triaszug markiert. Dieser Triaszug, der zwischen Binntal–Giffrischgraben vor allem aus Dolomitschiefern und Serizitphylliten besteht, enthält vom Giffrischgraben an westwärts reichlich massive, gelblichweisse bis hellgraue Kalk-

marmore. Diese Marmore wurden beim Kalkofen im Kalkofenwald früher abgebaut (Koord.: 647,90/132,45/1676 m), aber sie sind auch im Tunetschgraben (1400 m ü.M.) und im Gartkin (1360 m ü.M.) zu finden. Ähnliche Kalkmarmore kommen noch in der Corno-Schuppe am Cornopass vor, nahe der Grenze zwischen gotthardmassivischem Mesozoikum und penninischen Bündnerschiefern (vgl. S. 915).

f) Umgebung von Termen (die westlichsten Aufschlüsse des gotthardmassivischen Sedimentmantels).

Südwestlich vom Tunetschgraben biegt der Nordwesthang des Faulhorns etwas nach Süden zurück, und an seinem Fuss breitet sich die moränenbedeckte Terrasse von Termen aus. Die Aufschlüsse sind spärlich, und über den Aufbau des Untergrundes geben nur die Dachschieferbrüche, der nördliche, durch den Rotten bedingte Terrassenrand und das Tracé des Simplontunnels Auskunft. Ein weiteres gutes Profil findet sich ferner in der Schlucht der Saltina, südlich der Napoleonbrücke. In diesem westlichsten Vorkommen sicherer gotthardmassivischer Sedimente stehen aber nur oberliasische, schwarze Tonschiefer (Serie der Termen-Tonschiefer) an, sowie die vor allem aus Gips bestehende Grenztrias, die von den penninischen Bündnerschiefern überlagert wird. Weiter westwärts werden die gotthardmassivischen Sedimente durch den Grieser Bergsturz bedeckt, und an dessen Westseite kommt nur noch ein Triasaufschluss zum Vorschein. Diese Gipsaufschlüsse oberhalb Gamsen, in den Waldmatten, betrachten E. RENEVIER (1878) und W. NABHOLZ (P. MEIER & W. NABHOLZ 1949) als das westlichste Vorkommen des gotthardmassivischen Sedimentmantels, als Fortsetzung eines der Triaszüge. Die nur aus Gips bestehenden, isolierten Aufschlüsse lassen leider nicht erkennen, mit welchem Triaszug östlich der Saltina sie in Verbindung zu setzen sind.

Es ist ferner auch lange schon bekannt, dass die gotthardmassivische Sedimentbedeckung nördlich Brig über den Rotten greift. Dieser nördlichste Teil der Sedimentserie, deren Nordgrenze an der Ausmündung der Massaschlucht liegt, steht entlang der Massa in einigen Aufschlässen an.

Um ein Profil durch die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs im Raume von Termen zu erhalten, haben wir diese zerstreuten Aufschlüsse aneinandergefügt, wie das auch W. NABHOLZ bei seiner Untersuchung tat (P. MEIER & W. NABHOLZ 1949). Das so erhaltene Profil beginnt also bei der Massaschlucht und führt gegen Süden von Aufschluss zu Aufschluss.

Auf die permischen Konglomeratgneise folgen gegen Süden entlang der Massa:

- 1) ca. 40 m Gips und Rauhwacken.
- 2) ca. 200 m grüner Serizitchloritphyllit.
- 3) 60 m Gips und Rauhwacke (1-3 in schlechten Aufschlässen).
- 4) 2 m graue, ziemlich massive, quarzreiche Kalke mit zahlreichen Crinoidenstücken.
- 5) ca. 100 m graue, feinlagige, serizitreiche, sandige Kalkschiefer mit schwarzen Tonschieferlagen, stark gefältelt und reichlich von Quarzkarbonatknoten und -linsen durchsetzt.

Am Ende dieses Profils, am Sübabfall der Massegge (die Erhebung unmittelbar westlich der Massa; Koord.: 644,10/131,20) folgt ein Triaszug mit nur sporadischen,

kleinen Aufschlüssen, die aus weissen Dolomitschiefern, Gips und Serizitphylliten bestehen. Derselbe Triaszug steht auch am Südufer des Rotten an, und zwar in den Felsen, die sich ca. 250 m südlich von Z'Matt neben dem Rotten befinden (Koord.: 644,95/132,05/700 m). Von hier an gegen Süden sind wieder bessere Aufschlüsse anzutreffen am Steilhang, der nach Termen hinaufführt. Hier wurde folgendes Profil aufgenommen:

- 6) ca. 40 m weisslichgelbe Dolomitschiefer, Gips und Serizitphyllit (Triaszug von Massegge).
- 7) ca. 130 m graue, sandige Kalkschiefer mit etwas dunkleren, metamorphen Tonschieferzwischenlagen. Gegen das Hangende zu treten die Kalkschiefer etwas zurück. Die schon makroskopisch auffallenden, schwarzen, pigmentreichen Knötchen sind als Plagioklas-(Albit) und die glänzenden Blättchen als Chloritporphyroblasten bestimmt worden. Beide treten eher im oberen Teil der Serie auf. Die ganze Serie ist stark tektonisiert, reichlich von Quarzkarbonatknoten und -linsen durchsetzt.
- 8) 2-4 m gelblichweisser, etwas rostgelb anwitternder Serizitphyllit mit gelblichen Dolomitschieferzwischenlagen (Trias-Schuppe).
- 9) 2-3 m dunkelgraue, kalkige, metamorphe Tonschiefer mit Kalkschieferzwischenlagen.

10-12- Trias, ca. 80 m, entspricht dem mächtigen Triaszug des Tunetschgrabens.

- 10) ca. 45 m weisser Gips mit ebenfalls weissen, feinkörnigen Dolomitlagen.
- 11) ca. 25 m weisslichgelbe Dolomitschiefer.
- 12) ca. 10 m hellgrüner, quarzreicher, feinkörniger Serizitphyllit mit grünen Biotitporphyroblasten.

13: Serie der Termen-Kalkschiefer:

ca. 150 m graue, etwas sandige Kalke (Quarzgehalt bis 15%) in Wechsellagerung mit serizitreichen Kalkschiefern. Unter dem Mikroskop erkennt man noch Albit- und Chloritporphyroblasten und die starke Verfärbung der Serie bis in den Kleinbereich.

Dieses Profil endet in 800 m Höhe im Feldgraben, ca. 600 m südwestlich von der Kirche von Termen entfernt (Koord.: 644,30/130,70). Weiter westlich gegen das Nordportal des Simplontunnels zu sind in dieser letzten Kalkschiefer-Serie (13) mächtige Pakete aus schwarzen Tonschiefern (Serie der Termen-Tonschiefer) eingeschaltet, sehr wahrscheinlich eingefaltet. Ähnliche Beobachtungen sind auch in den kleinen, zerstreuten Aufschlüssen auf der Termenterrasse zu machen, wo abwechselnd Kalkschiefer und schwarze, karbonatfreie Tonschiefer anstehen. Dies bedeutet aber auch, dass das Tunnelprofil doch nicht so einheitlich aufgebaut sein kann, wie es aus Beschreibung und Profil von C. SCHMIDT (1908) hervorgeht. Bei Durchsicht der Handstücke, die beim Simplontunnelbau gesammelt wurden⁵⁾, konnten wir feststellen, dass im Tunnel abwechselnd schwarze Tonschiefer (Serie der Termen-Tonschiefer) und graue Kalkschiefer (Serie der Termen-Kalkschiefer) aufeinanderfolgen. Wegen der kleinen Anzahl dieser Handstücke ist es uns aber leider nicht gelungen, das Profil vollständig zu rekonstruieren.

⁵⁾ Die Handstücke der Sammlung des Min.-Petr. Instituts der Universität Bern.

Im Profil durch die Steilstufen der Termenterrasse (bei Feldgraben) folgen auf den Triaszug (10–12) ca. 150 m graue Kalke und Kalkschiefer; 400 m weiter westlich – im Tunnel, dessen Nordportal nur wenig im Hangenden des Triaszuges liegt – sind ca. 700 m Kalkschiefer mit ? eingefalteten, schwarzen Tonschieferpaketen anzutreffen. Gegen Süden schliessen ca. 80 m Anhydrit und Dolomit (Trias) und wieder Lias-Schiefer in ca. 500 m Mächtigkeit an. Nach den Handstücken, die uns zur Verfügung standen, sind von den letztgenannten Lias-Schiefern die nördlichen 150 m als Kalkschiefer (Serie der Termen-Kalkschiefer) und die restlichen 350 m als schwarze Tonschiefer ausgebildet. Weiter südlich im Tunnelprofil finden wir über 200 m Anhydrite der Grenztrias, und die Handstücke, die aus der Strecke südlich dieses Triaszuges stammen, sind schon als penninische Bündnerschiefer zu bezeichnen.

Dieser letzte Teil des Tunnelprofils ist auch in der Saltinaschlucht, oberhalb der Napoleonsbrücke, aufgeschlossen, aber hier stehen nördlich der aus Gips und Rauhwacken bestehenden Grenztrias, in über 600 m Mächtigkeit, nur stark verfaltete, schwarze Tonschiefer (Serie der Termen-Tonschiefer) an. Die Tonschiefer zeigen einen geringen Karbonatgehalt an ihrer Basis, in den unteren 100 m, also in der Nähe der Napoleonsbrücke.

Das Querprofil durch die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs lässt sich hier also durch Triaszüge in vier Schuppen einteilen, was an sich schon bekannt gewesen ist. Die erste, nördlichste Schuppe hat nur eine kleine Ausdehnung auf der Nordseite des Rotten und ist von lokaler Bedeutung. Die anderen drei sind als Fortsetzung derjenigen des Tunetschgrabens zu betrachten. Die Einschaltungen von mächtigen, schwarzen Tonschieferpaketen (Serie der Termen-Tonschiefer) in der Kalkschiefer-Serie der mittleren der drei Schuppen – die weiter östlich nicht vorkommen – lassen die Annahme zu, dass dies auf das Abtauchen des Gotthard-Massivs zurückzuführen ist. Mit dem Kristallin taucht nämlich auch ihre verfaltete Trias und die mitverfaltete Serie der Kalkschiefer ab; in den Muldenkernen dieser Falten liegt die hangende Tonschiefer-Serie, die von der Ausmündung der Massaschlucht gegen Westen mit der Terrainoberfläche zum Schnitt gelangt.

In der Umgebung von Termen werden die gotthardmassivischen Lias-Schiefer als Dachschiefer ausgebeutet, und deshalb wurden alle hier ausgebeuteten Gesteine als Dachschiefer bezeichnet. C. SCHMIDT (1908) beschreibt z. B. die in den ersten 700 m des Tunnels anstehenden kalkigen Gesteine als Schiefer, die über Tag in den Dachschieferbrüchen des Brigerberges ausgebeutet werden. W. BERNOULLI (1942) und P. MEIER (1949) verstehen unter Dachschiefern vor allem die schwarzen Tonschiefer, wobei P. MEIER noch bemerkt, dass die Dachschiefer von Termen noch reichlich Kalzit enthalten. Beim Aufsuchen der verschiedenen Dachschieferbrüche des Brigerberges konnten wir dann feststellen, dass in den Brüchen sowohl die Serie der Termen-Kalkschiefer (Brüche: Koord.: 645,40/131,25; 645,40/131,00; 643,65/129,40) als auch die Serie der Termen-Tonschiefer (Brüche: 645,40/131,00; 645,65/131,00; 645,85/130,80; 645,75/130,95; 644,05/129,55) ausgebeutet werden oder in verlassenen Brüchen ausgebeutet wurden. Die Bezeichnung «Dachschiefer» ist also nicht eindeutig, da sie weder auf eine petrographische noch stratigraphische Einheit Bezug hat. Deswegen sollte dieser irreführende Ausdruck in Zukunft vermieden werden.

III. ZUSAMMENFASENDE BETRACHTUNGEN ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DER NUFENEN-ZONE UND DER ZONE VON TERMEN

Wie die Profile im vorangehenden Kapitel zeigen, lässt sich der gotthardmassivische Sedimentmantel zuerst einmal in zwei grosse Gruppen aufteilen: in die im allgemeinen schwarzen bis dunkelgrauen Lias-Schiefer (evtl. inkl. Aalénien) und in die hellfarbigen Schichten, die der Trias zuzählen sind. In der ersten Gruppe, den Lias-Schiefern, stellen wir zwei voneinander abweichende Faziesentwicklungen fest: eine nördlichere, sandigere, nach ihrem Hauptverbreitungsgebiet als Nufenen-Zone bezeichnete, und eine südlitere, eher küstenfernere Fazies, der wir die Bezeichnung Zone von Termen geben haben.

Die zweite Gruppe (Trias) dagegen bleibt im ganzen Untersuchungsgebiet einheitlich ausgebildet. Wir behandeln deshalb nachfolgend die Triasbildungen des ganzen Gebietes gleichzeitig, die liasischen aber getrennt nach ihren beiden Fazieszonen.

A) DIE TRIASBILDUNGEN

Zwischen dem gotthardmassivischen Altkristallin und den durch schwarzes Pigment dunkel gefärbten, liasischen Schiefern, stehen im ganzen Untersuchungsgebiet helle Gesteine an. Aus zwei Gründen betrachten wir diese Gesteine als zur Trias gehörig, einerseits wegen ihrer stratigraphischen Lage und andererseits wegen ihrer lithologischen Analogie zu den Triasgesteinen der helvetisch-penninischen Grenzregion in den übrigen Schweizer Alpen. Im ganzen Untersuchungsgebiet können wir die Triasschichten von oben nach unten lithologisch in drei Serien einteilen, und wir bezeichnen sie, ähnlich wie auch W. JUNG (1963), als:

Phyllitische Trias,
Karbonatische Trias,
Quarzitische Trias.

1) Die quarzitische Trias (1–5 m):

Im Hangenden des gotthardmassivischen Altkristallins folgen weisse bis hellgraue, manchmal aber auch gelbliche, massive Bänke einer Arkose, die in einer feinkörnigen Grundmasse häufig Komponenten bis 2 mm Durchmesser enthält. Ihr Kontakt gegenüber dem Altkristallin ist meistens scharf, und ihre Obergrenze wird durch die hangende Rauhwacke gebildet. Gute Aufschlüsse dieser Arkose befinden sich am Kraftwerkweg beim Nufenenpass (vgl. S. 909) und in den drei Gräben (Ried-, Unter-, Lauigraben) östlich Grengiols. Im Gifrischgraben, westlich Grengiols, wird die Abgrenzung der Arkose gegen die liegenden permokarbonischen Sedimente schwieriger. Zwischen den permischen Psammitgneisen und der Arkose, die wir zur Trias zählen, besteht nämlich ein allmählicher Übergang, wobei der Glimmerreichtum der permischen Gneise langsam gegen das Hangende zurücktritt und damit die Farbe von Graugrün in Weiss übergeht (vgl. P. ZBINDEN, 1949, S. 307). Ein ähnlicher Übergang von permischen in triasische Sedimente ist auch ca. 900 m südwestlich Mörel im Satzwaldgraben (Koord.: 646,20/133,20) zu beobachten.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass in den Arkosen praktisch nur Quarz (30–50%) und Feldspat (30–80%) als Hauptgemengteile vorkommen. In ein-

zernen Typen tritt noch ein Karbonatgehalt bis 25% auf. Die Feldspäte sind Na-Kalifeldspäte und saure Plagioklase, beide sind häufig verzwilligt. Die Korngrösse der Grundmasse beträgt 0,2–0,4 mm; diese enthält weniger runde Alkalifeldspäte mit bis zu 2 mm Durchmesser. Weitere Mineralien sind Serizit (relativ häufig), Apatit, Rutil, Erz, Zirkon und Neubildungen von Biotit und Epidot. Die Struktur ist granoblastisch, die Textur schwach kristallisierungsschieferig.

2) Die karbonatische Trias (inkl. Gips):

Wo die Arkosen anstehen, wird ihr Hangendes immer aus gelblichbraunen Rauhwacken gebildet. Sie bestehen meist aus eckigen Dolomitkomponenten mit kalzitischem Bindemittel.

Die Rauhwacken kommen in der Basistrias in allen Profilen vor, aber man findet sie oft auch in Triaszügen, welche die einzelnen Schuppen begrenzen. In zwei Profilen (Cornopass und Saltinaschlucht) stehen sie sogar in der Grenztrias an, welche die gotthardmassivischen Sedimente von den penninischen Bündnerschiefern trennt.

Sehr oft werden die Rauhwacken von weissem, feinkörnigem Gips begleitet. Er tritt im Osten in der Gegend des Nufenenpasses und Müsetällis auf, im Westen ist er etwas häufiger und kann in allen Triaszügen vorkommen. Die Basistrias führt Gips im Schlettergraben (vgl. P. MEIER & W. NABHOLZ 1949), am Ausgang der Binnaschlucht (unterhalb Seng), im Mühlebachgraben, westlich des Kraftwerks Mörel und im Massaprofil. Weitere mächtige Gipsmassen finden wir an der Weissen Fluh (oberhalb Grengiols), im Bettigraben, auf der Tunetschalp, im Tunetschgraben und in allen Triaslamellen der Umgebung von Termen. Der Grenztriaszug gegen das Pennikum enthält Gips (bzw. Anhydrit) im Simplontunnelprofil, in der Saltinaschlucht und bei Waldmatten oberhalb Gamsen.

Ein weiteres Glied der karbonatischen Trias sind die gelben oder grauen, gebankten bis verschiefernten Dolomite. Sie kommen meist in den ausgewalzten Triaslamellen vor, die zwischen den einzelnen Schuppen stehen, oder in der Grenztrias, welche die penninischen Bündnerschiefer von den gotthardmassivischen Sedimenten trennt. Sie sind sehr feinkörnig und enthalten einen Dolomitgehalt von 70–90%, etwas Kalzit, Quarz und Serizit. Die dunkle Färbung bei den grauen Varietäten wird durch feinverteilte kohlige Substanz verursacht.

Grobkörnige, weisse bis hellgelbe Kalkmarmore, mit Kalzitkristallen von 3–5 mm Grösse, kommen im Untersuchungsgebiet nur in zwei Gegenden vor: in der Corno-Schuppe und in der Grenztrias zwischen Gifrisch- und Tunetsch-Graben; weil sie beiderorts mit anderen Triasgesteinen zusammen auftreten, werden sie ebenfalls zur Trias gezählt.

Die Mächtigkeit dieser karbonatischen Serie, die oft als tektonischer Gleithorizont diente, insbesondere wegen des zugehörigen Gipses, ist sehr schwankend und ist kaum irgendwo im Untersuchungsgebiet noch ungestört anzutreffen; sie beträgt 10–400 m.

3) Die phyllitische Trias:

Im Hangenden der Rauhwacken und Dolomitschiefer steht eine weisse bis grüne, seidenglänzende Phyllit-Serie an, deren einzelne Typen einen sehr grossen

petrographischen Variationsbereich aufweisen. Sie ist neben der Rauhwacke und dem Gips die duktilste Serie der Trias und weist deswegen nirgends eine normale, ungestörte Schichtfolge auf, ist doch das ganze Gebiet tektonisch stark beansprucht.

Die Phyllite – die hauptsächlich aus Serizit bestehen – werden öfters von gelben, dünnen Dolomitlagen begleitet, die bei stärkerer tektonischer Beanspruchung in Linsen aufgelöst vorliegen. Ferner können zusammen mit den Phylliten cm- bis dm-dicke Lagen mit relativ hohem Quarzgehalt auftreten, die nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung als Glimmerquarzite zu bezeichnen sind. In einer solchen Partie mit quarzreichen Lagen, im Müsetälli, sind Sedimentstrukturen erhalten geblieben (Koord.: 671,35/149,60/1970 m, Fig. 2): Schrägschichtung und Gebilde (vgl. Fig. 6), deren Entstehung wir leider nur unbefriedigend erklären können. Zuerst einmal wäre man versucht, an Rippelquerschnitte zu denken, muss einen solchen Deutungsversuch aber verlassen, weil die Schichtung von Rinne zu Rinne entgegengesetzt einfällt und weil die Abfolge dann invertiert sein müsste, was sie indessen nicht ist. Näher liegt deshalb die Deutung, sie als Rinnen (Washout) anzusehen, die im tonigen Material ein-erodiert und nachher mit Sand aufgefüllt worden sind. Die auffallende steile Stellung der einzelnen Lagen wäre durch anschliessende Setzung oder lokale Belastung zu erklären (z. B. bei der mittleren «Rinne» in Fig. 6). Störend wirkt bei diesem Erklärungsversuch, dass die Sandlagen anscheinend unter grossem Winkel –

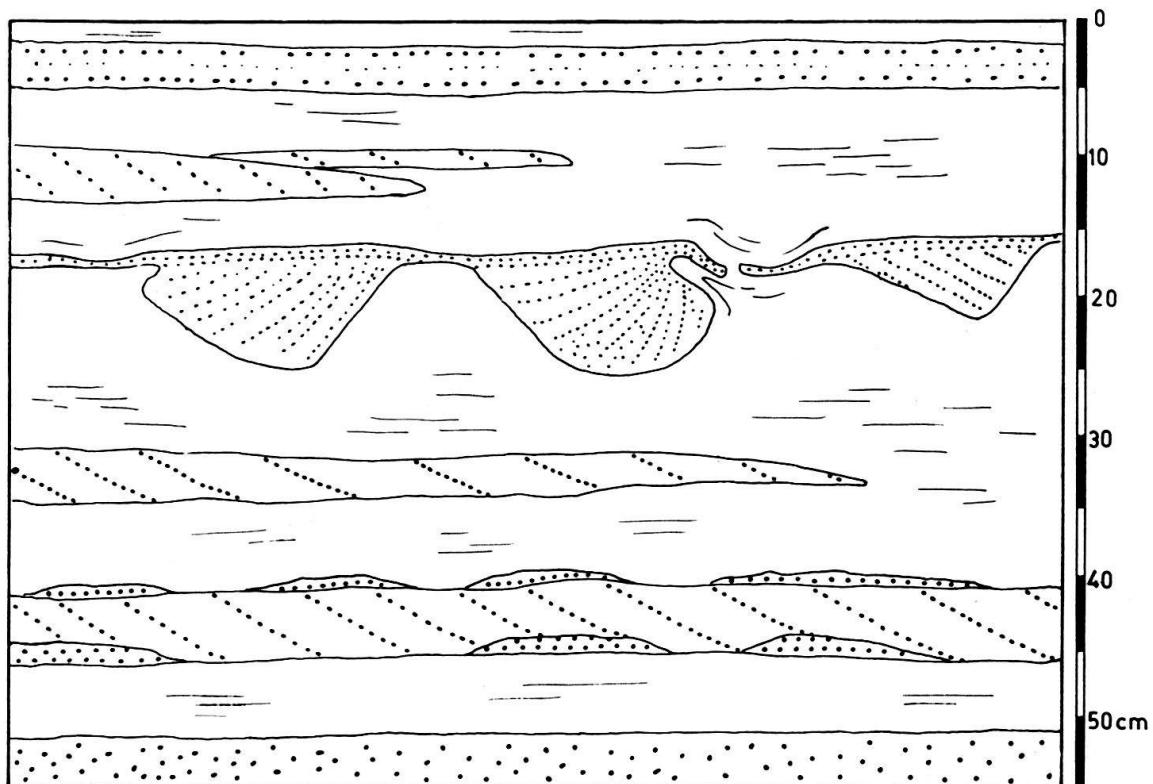


Fig. 6. Sedimentstrukturen der phyllitischen Trias im Müsetälli. In grünen Serizitphylliten sind sandigere, quarzitische Lagen (punktiert) mit Schrägschichtung und mit Sand ausgefüllte Rinnen (Washouts) zu beobachten. (Koord.: 671,35/146,90/1970 m).

oft fast rechtwinklig – auf die Rinnenwand treffen; man würde eher gegen oben sich anschmiegende Schichten erwarten. Die Schichtung selbst gibt sich durch die lagenweise Anordnung von Dolomitkörnchen zu erkennen.

In der dritten Richtung – senkrecht zur Abbildungsebene von Fig. 6 – sind diese Sedimentstrukturen kaum aufgeschlossen. An einigen Stellen aber gewinnt man doch den Eindruck, dass in den ersten 20–30 cm – die man beobachten kann – diese Rinnen gradlinig verlaufen. Hiezu ist immerhin zu bemerken, dass alpidisch gerade in dieser dritten Richtung eine Streckung bzw. Längung aufgetreten ist.

Die Obergrenze dieser mannigfaltig ausgebildeten phyllitischen Trias wird vielerorts, besonders deutlich im Müsetälli, durch eine gelbe Dolomitbank gebildet.

Die phyllitische Trias ist im Basistriazug, der dem Altkristallin aufliegt, durchwegs vorhanden; aber ihr Hauptverbreitungsgebiet sind die schuppen-trennenden Triaslamellen, die hauptsächlich aus Serizitphylliten und Dolomit-lagen aufgebaut sind. Die Mächtigkeit dieser obersten, triasischen Einheit ist kaum abzuschätzen. Am Nufenenpass beträgt sie ca. 100 m, und im Basistriazug in den Gräben der Umgebung von Grengiols erreicht sie nur 10 bis 20 m. Es kann sowohl Anhäufung durch Verschuppung oder Verfaltung wie auch Ausquetschung vorliegen.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Grundmasse dieser phyllitischen Gesteine meist aus sehr feinkörnigem, streng eingeregeltem Serizit und Chlorit besteht, in der folgende Porphyroblasten vorkommen können: gedrehte Plagioklase, mit ihren Längsachsen in der Streckungsrichtung eingeregelte Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe, und querstehende Biotite, Chlorite, Serizite und Ilmenite. Der Karbonatgehalt ist im allgemeinen relativ gering, der Quarz kann zwischen 0–75 % variieren. In Phylliten mit hohem Quarzgehalt kommen nur Biotite und Chlorite (bis 2 mm Grösse) als querstehende Porphyroblasten vor. Akzessorisch sind überall grüne Turmaline, Rutil, Erz sowie Zirkon, der vor allem in grosser Zahl in quarzreichen Typen auftritt, zu erwähnen.

Diese Dreiteilung der Trias mit der oben skizzierten Fazies-Ausbildung schliesst in paläogeographischer und lithofazieller Hinsicht an die Verhältnisse in den helvetischen Schweizer Alpen an. Die zuunterst liegende quarzitische Trias lässt sich mit dem transgressiven Melser-Sandstein vergleichen, dessen Alter noch nicht eindeutig feststeht (vgl. R. TRÜMPY 1959); Rauhwacken und Gips der karbonatischen Trias sind mit den flachmeerischen bis lagunären Bildungen der Dolomitgruppe R. O. BRUNNSCHWEILERS (1948) gleichzusetzen: Die phyllitische Trias mit Quarzit und Dolomitlagen entspricht den lagunären, kontinental beeinflussten Bildungen der Quartengruppe.

B) DIE LIASBILDUNGEN

Wie aus der Beschreibung der einzelnen Gebiete und den Detailprofilen im vorangehenden Kapitel ersichtlich ist, erlaubt die lithofazielle Analyse, die post-triasischen Schichtreihen der Gotthard-Sedimente in zwei Zonen zu unterteilen; in die nördliche, lithologisch besser gegliederte Nufenen-Zone und in die küst fernere, monotone Zone von Termen.

1. Die Nufenen-Zone

Die Hauptmasse der gotthardmassivischen Sedimente in der Nufenen-Gegend wird von tonigen und sandigen Schichten gebildet, denen wir drei Serien zuordnen, welche durch ihre lithologische Ausbildung klar gegeneinander abgrenzbar sind. So unterscheiden wir stratigraphisch von oben nach unten die:

- Serie der Nufenen-Knotenschiefer,
- Serie der Nufenen-Sandsteine,
- Serie der Nufenen-Granatschiefer.

Diese stratigraphische Dreiteilung ist das wesentliche Kennzeichen der Nufenen-Zone, das wir als Kriterium für die Abgrenzung der Zone im Gelände benützten. Nach Feldbeobachtungen und Kartierung umfasst die Bezeichnung Nufenen-Zone die Sedimente in dem Gebiet, dessen Nordgrenze vom Nufenenpass entlang des Längtals-Hohlauitobel-Kumme verläuft (Grenze gotthardmassivisches Alt-kristallin und Sedimentbedeckung), und dessen südliche Begrenzung durch die Linie Vord. Sulz – Nordrand des Griesgletschers – Schwarzegg-Herkumme gebildet wird (vgl. Tafel I). Die südliche Grenze ist meist unscharf infolge eines Faziesüberganges, der zwischen der Nufenen-Zone und der südlich anschliessenden Zone von Termen besteht. Die Nufenen-Zone keilt in der Umgebung des Kummenhorns aus; damit wird ihr Platz auf dem Rücken des Gotthard-Massivs westlich des Kummenhorns von der südlicheren Zone von Termen eingenommen.

Das schönste und repräsentativste Profil der Nufenen-Zone findet sich am Abfluss des Griesgletschers, in der zweiten bzw. dritten Mulde, d. h. vom Müsetälli (1970 m) an aufwärts gegen den Griessee bis zum ersten Triaszug auf 2300 m ü.M. (vgl. Fig. 1). Dieses Profil ist bereits von R. EICHENBERGER (1924) und W. OBERHOLZER (1956) näher beschrieben worden, ferner im Vorstehenden auf S. 909. Die folgende Zusammenstellung soll die von den genannten Autoren stammende Einteilung mit der unsrigen vergleichen:

M. LISZKAY (1965)	W. OBERHOLZER (1956) S. 372	R. EICHENBERGER (1924) S. 463
Serie der Nufenen-Knotenschiefer	oberer Lias: Knotenschiefer	obere Stufe: knotenarme Kalke und Knotenschiefer, wechsellagernde Kalke
Serie der Nufenen-Sandsteine	mittlerer Lias: Quarzite	mittlere Stufe: kompakte, massive, gelbe Quarzite mit schwarzen pyritführenden Kalkton-schiefern wechsellagernd.
obere Serie der Nufenen- Granats- chiefer	unterer Lias: Granatphyllite	untere Stufe: dunkle Kalke Granat-Biotit-Plagioklasschiefer (Ton-schiefer) mit vereinzelten Kalkbänken schwarze, quarzitische Tonschiefer und Quarzite
mittl. untere		

a) *Gesteinsbeschreibung der Serien der Nufenen-Zone*

α) Serie der Nufenen-Granatschiefer:

Oberhalb der triasischen Phyllite folgt eine mächtige, im Gelände dunkel erscheinende, vor allem aus Tonschiefern bestehende Serie, in welcher in der Nufenen-Gegend reichlich Granatporphyroblasten auftreten. Bei unseren Untersuchungen hat sich herausgestellt, dass in dieser dunklen Serie, auf Grund der Lithologie, eine weitere Dreiteilung möglich ist. So unterscheiden wir also in der Granatschiefer-Serie eine untere, mittlere und obere Serie.

Die untere Granatschiefer-Serie (10–17 m):

Über den gelben Dolomitbänken – die wir als die obere Grenze der Trias ansehen – folgt im Aeginatalprofil eine in ihrem Aufbau mannigfaltige Serie, in welcher Tonschiefer, Quarzite und Lumachellenkalke miteinander wechsellagern. Sie steht in allen Mulden des Aeginatalprofils als Basis der Granatschiefer-Serie an, aber am schönsten ist sie in der zweiten Mulde aufgeschlossen (vgl. Fig. 7). Die Serie setzt mit grauen Kalken ein, die aber bald in schwarze Tonschiefer übergehen. Diese schwarzen Tonschiefer enthalten meist mm-dicke, feinsandige Einlagerungen oder weisen eine Gradierung auf, jeweils von hellem Feinsand zu schwarzem Tonschiefer. In solchen Rhythmen messen die Kleinzyklen im allgemeinen 5–30 mm. Oft enthalten sie 2–15 cm dicke, rostgelb anwitternde, lumachellenreiche Kalklagen. Die Mitte dieser unteren Granatschiefer-Serie wird von einer massigen Lumachellenbank gebildet, die eine Mächtigkeit von ca. 60 cm aufweist; sie steht z.B. als das jüngste Schichtglied bei der ersten Mulde am Aeginaprofil an (vgl. Profil entlang der Aegina von Ladstafel bis Müsetälli; S. 905).

Ein weiteres typisches Gestein dieser Serie sind die grauen Quarzite, die je nach Einlagerung toniger Partien massig oder gebändert erscheinen. Die primär tonigen Schmitzen sind heute durch Anreicherungen von neugebildeten Mineralien wie z. B. Epidot-Zoisit, Glimmer, Chloritoid und schwarzem Pigment gekennzeichnet. In der Basis eines dieser Quarzite ist sogar eine Feinkies-Fraktion zu erkennen, wobei Komponenten bis zu einer Grösse von 2 cm Durchmesser vorkommen. Auch Schrägschichtung und Wühlspuren sind nicht selten zu beobachten.

Die Obergrenze des bisher besprochenen Teils der Granatschiefer-Serie wird von einer rostgelb anwitternden, ca. 1 m dicken Kalkbank gebildet, die in ihrem unteren Teil Schalentrümmer und herzförmige Muschelschalenquerschnitte enthält. Gegen das Hangende zu folgen dann wieder graue, echinodermenträummergeführnde Kalke und plagioklasporphyroblastenreiche Kalkschiefer.

Die mittlere Granatschiefer-Serie (ca. 100 m):

Über den einige Meter dicken Kalkschiefern, die das Hangende der unteren Granatschiefer-Serie bilden, folgt mit ca. 100 m Mächtigkeit eine monotone, schwarze Tonschiefer-Serie, die das am häufigsten auftretende Schichtglied der Serie der Granatschiefer darstellt. Die Tonschiefer enthalten oft 2–6 cm dicke Kalklagen, es sind aber auch mächtigere, 20–80 cm dicke, rostbraun anwitternde Kalkbänke eingelagert, in denen zahlreiche deformierte Querschnitte von Muschelschalen vorkommen. Die schalenführenden Kalkbänke, die nur für diese Serie typisch sind, ermöglichen es, die Serie der Granatschiefer auch zu erkennen, wenn eine Änderung in ihrer Fazies oder im Grad der Metamorphose auftritt. In den

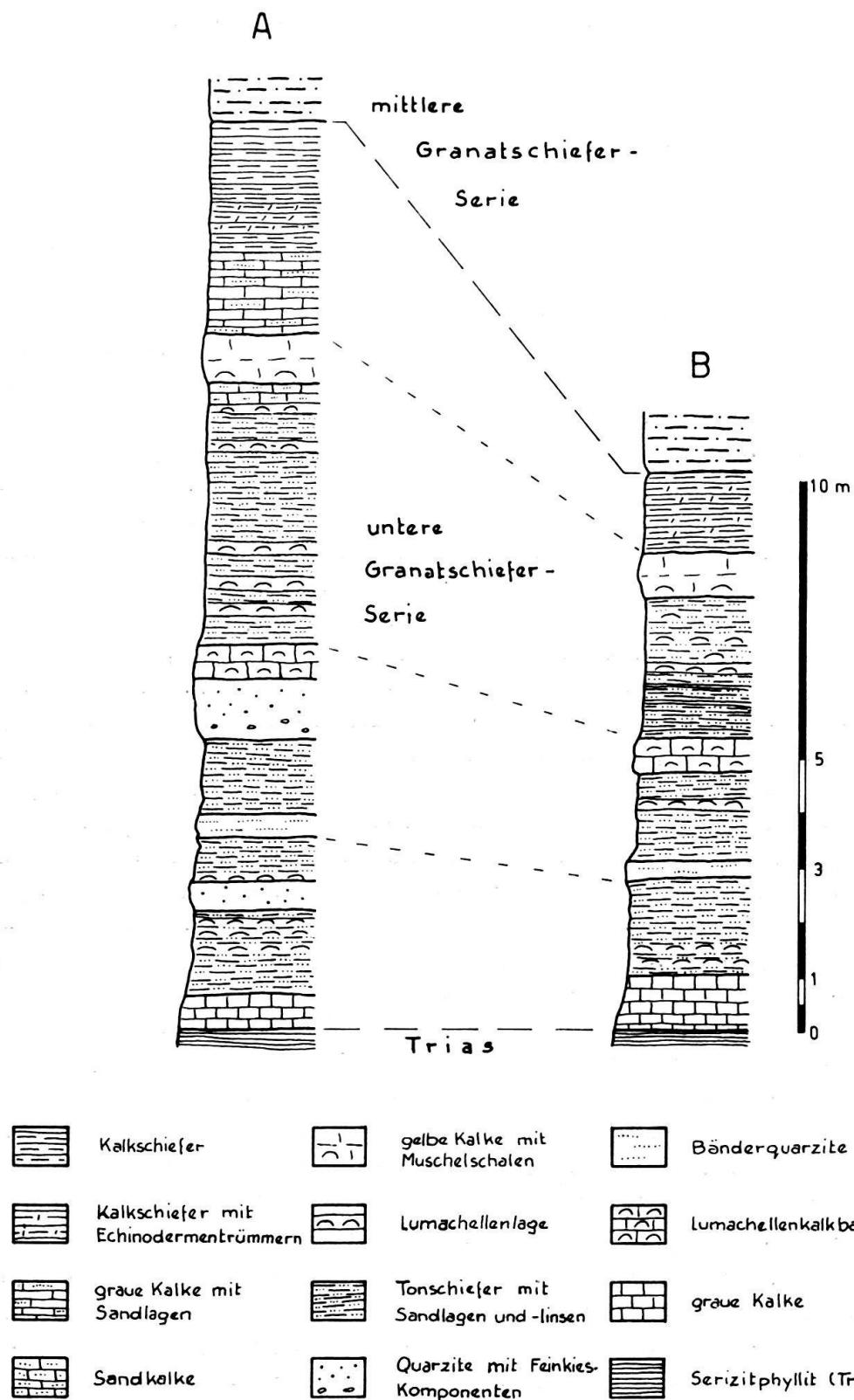


Fig. 7. Lithologische Profile durch die untere Granatschiefer-Serie im Aeginentalprofil.
A: Profil in der zweiten Mulde, am Südhang des Müsetällis; B: Profil in der vierten Mulde, direkt südlich des Triaszuges in 2300 m Höhe, dem Bach entlang.

nördlichen Mulden (vgl. Fig. 1) sind diese mittleren Granatschiefer einheitlich ausgebildet: die schwarzen Tonschiefer sind vollständig rekristallisiert, und in einer Grundmasse von Serizit, Quarz, schwarzem Pigment und Karbonat sind mm-große Porphyroblasten von Granat, Plagioklas, Epidot-Zoisit, Biotit und Ilmenit, lokal auch grüne Hornblende, zu erkennen. Im südlichen Teil der vierten Mulde treten neben den Tonschiefern auch tonige Kalkschiefer auf, die gegen S zu die Tonschiefer sukzessive verdrängen, so dass sie am Griessee kaum mehr vorhanden sind. Mit dem höher werdenden Karbonatgehalt wird auch die Mannigfaltigkeit der Porphyroblasten geringer, und in diesen noch tonigen Kalkschiefern kommen nur Serizit, Biotit, Plagioklas, wenig Epidot und Ilmenit vor. In den noch südlicheren Mulden finden wir nach diesem Übergangstyp praktisch nur Kalkschiefer, in denen dünne (1–15 mm), klastische Einlagerungen auftreten, die heute infolge der Metamorphose als serizit- und quarzreiche Lagen erscheinen. Lithologisch ist zwischen diesen Kalkglimmerschiefern und den nördlichsten Tonschiefern kaum mehr eine Ähnlichkeit vorhanden, aber wir dürfen sie doch zum unteren Lias zählen, weil sie in der ganzen Länge des Untersuchungsgebietes unmittelbar auf den obertriasischen Phylliten liegen und sich ihre Entwicklung aus den Tonschiefern Schritt für Schritt verfolgen lässt. Wie schon erwähnt wurde (S. 922), sind diese Kalkglimmerschiefer als die östlichsten Ausläufer der Serie der Termen-Kalkschiefer zu betrachten.

Was die Verteilung dieser verschiedenen Faziestypen der mittleren Granatschiefer-Serie anbelangt, so kommen die schwarzen, granatführenden Tonschiefer in den nördlichen Mulden vor, die sich gegen Westen nur bis in die Gegend des Merezenbachgletschers verfolgen lassen. Der kalkig-tonige Übergangstyp der vierten Mulde steht entlang dem Nordrand des Griesgletschers an, ferner im hinteren Teil des Blinnentalprofils, südlich an die Knotenschiefer anschliessend (vgl. Fig. 3).

Die obere Granatschiefer-Serie (ca. 70 m):

Im oberen Teil der Serie der Nufenen-Granatschiefer treten – ähnlich wie im unteren Teil – deutlich detritische Einflüsse auf. Es kommen nämlich in den schwarzen Tonschiefern dieser Serie häufig feinsandige Einlagerungen vor, die dann meistens zu einer rhythmischen Wechsellagerung von tonigen und quarzreichen mm- bis cm-dicken Lagen führen. Auch in diesen Schichten trifft man relativ oft gradiente Folgen. Etwas oberhalb der Mitte dieser in der dritten Mulde ca. 70 m mächtigen Serie wird der detritische Einfluss sogar noch deutlicher, es stehen grobkörnige Sandsteine mit Tonschieferlagen in Linsen-, bzw. Flaserschichtung an (vgl. Fig. 8). Wir deuten diese Schichtungsart als eine Folge von unregelmässig strömendem Wasser und stellen uns als Sedimentationsraum untiefes Wasser, z. B. ein Wattenmeer mit Gezeitenströmen vor. Ferner ist hier, in diesen sandigen Schichten, eine für untiefes Wasser typische, nur zeitweise auftretende, dafür aber rasche Sedimentation anzunehmen, weil Lebensspuren (Wühlspuren) nirgends beobachtet werden konnten. Andersartige Sedimentstrukturen wie Rippleschichtung und Belastungsmarken treten dagegen häufig auf. Alle diese Sedimentstrukturen sind praktisch nur an den gletscherpolierten Felsen des Griesgletscherabflusses zu sehen, wo das Eis die einzelnen Schichten schön herauspräparierte und das Gestein noch nicht verwittert vorliegt.

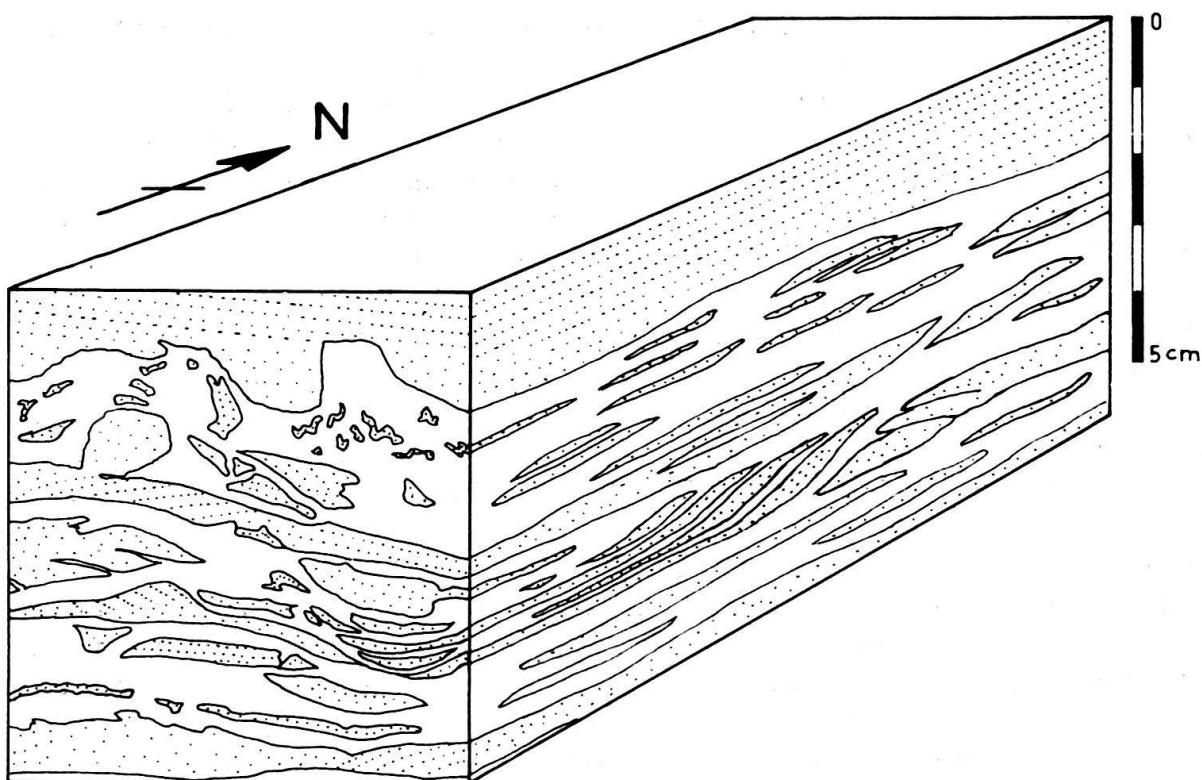


Fig. 8. Sedimentstrukturen in der oberen Granatschiefer-Serie im Profil des Griesgletscherabflusses (ca. 2160 m). Unten: sandige (punktiert) und tonige Lagen mit Linsenschichtung; im Vordergrund ist auch noch eine mit ihrer Strömungsrichtung nach Süden zeigende Rippel-schichtung zu erkennen. Oben: Belastungsmarke (Load cast) mit gestörtem Untergrund.

Im Hangenden dieser sedimentstrukturreichen Partie folgen wieder metamorphe Tonschiefer mit Lumachellenlagen, wie wir sie schon in der mittleren Granatschiefer-Serie angetroffen haben. In den Lumachellenlagen, besonders im oberen Teil, sind erstmals Gryphaeenquerschnitte zu erkennen. Die Verbreitung dieser oberen Granatschiefer-Serie ist auf die nördlichen Mulden beschränkt; weiter südlich ist die mittlere Granatschiefer-Serie nämlich die jüngste, die im Aeginentalprofil ansteht.

β) Serie der Nufenen-Sandsteine (ca. 60 m):

Im Hangenden der dunklen Granatschiefer-Serie folgt eine durch ihre helle Farbe schon aus grösserer Entfernung auffallende, vor allem aus Sandsteinen bzw. Quarziten bestehende Serie. Ihre Basis wird von einigen Meter mächtigen Kalken gebildet, die lagenweise Muschelschalenquerschnitte enthalten. Diese Schalen sind meist mit tonigem Material ausgefüllt. Im oberen Teil der Kalkbank treten häufig halbmondförmige Querschnitte von Gryphaeen und Crinoidentrümern auf. Keine von diesen sind isolierbar, und nur durch die charakteristischen Umrisse sind die Fossilien zu erkennen. In den grauen Kalken fallen die 3–5 cm grossen Gryphaeenschalen am meisten auf mit den verschiedenen, typischen Querschnitten, die schon von ALB. HEIM (1891, Tafel V) abgebildet wurden. Die Schalen bestehen aus weissen bis rostgelben, sandig anwitternden Kalzitkriställ-

chen, die gegen die Mitte hin eine Korngrösse von 2 mm erreichen, am Rande aber feinkörniger sind.

Als helle Späte in grauer Umgebung treten die Crinoidenstielglieder hervor, die in zwei Grössenordnungen vorkommen, nämlich in rundlicher Form mit 1–3 mm Durchmesser, und in fünfeckiger Form mit 8–10 mm Grösse. Bei beiden Typen ist der Zentralkanal gut zu erkennen, leider fanden wir aber kein Crinoidenstielglied mit erhalten gebliebener Gelenkfläche.

In den Kalken kommen ferner noch vereinzelte Ammoniten vor, die ähnlich wie die Gryphaeen mit grobkörnigem Kalzit ausgefüllt sind. Ein 5,5 cm grosses Bruchstück ist schief geschnitten, so dass man am Rand starke Rippen erkennen kann, die ca. 4 mm weit auseinander liegen; eine nähere generische Bestimmung ist nicht möglich.

An die Kalkbank anschliessend folgen in der dritten Mulde des Aeginentalprofils – in welcher das vollständigste Profil enthalten ist – graue bis blaugraue, serizitreiche Sandkalke mit vereinzelten, unter dem Mikroskop erkennbaren Crinoidenstielgliedern mit einem Durchmesser von 0,2–0,4 mm. Die runden Stielglieder sind vollständig rekristallisiert, wobei ihre Radialstruktur durch speichenartig eingelagertes, kohliges Pigment wiedergegeben wird. Der Zentralkanal selbst ist meist mit radial angeordneten Serizitschüppchen ausgefüllt.

In der unteren Hälfte der Sandkalke kommen noch zwei Bänke (2 m und 4 m mächtig) von gelben, massigen Quarziten vor; im Hangenden der Sandkalke erreichen die Quarzite eine Mächtigkeit von über 30 m. Weil die beiden unteren Quarzitzüge nahe beieinander liegen, erhält man im Gelände von weitem den Eindruck, dass es sich im ganzen nur um zwei Quarzitzüge handle, mit einer grauen Sandkalk-Zwischenlage; dieses Bild bietet sich vor allem, wenn man den Osthang des Faulhorns aus einiger Distanz betrachtet. R. EICHENBERGER (1924) spricht wohl aus diesem Grunde nur von zwei Quarzitzügen. Die Quarzite bestehen bis zu 95% aus Quarz und enthalten einige Muschelschalenhizonte. Ferner kommen auch einzelne Linsen und Lagen von grauen, karbonatreichen Varietäten vor. Einige Bänke sind intensiv kreuzgeschichtet.

Die obersten Meter der Quarzite weichen etwas von der normalen Ausbildung ab. Ihre Grundmasse ist toniger und kalkiger (viel Glimmer, Karbonat und mit schwarzem Pigment) und enthält grobkörnige Quarzkomponenten mit einem Durchmesser bis zu 3 mm. In diesen eher grauen, grobkörnigen Sandsteinen kommen oft Muschelschalenhizonte mit ca. 5 cm langen, schmalen (ca. 1 cm), flachen Schalen und Gryphaeenquerschnitten vor. Die rekristallisierten Schalen sind hier weniger gut erhalten und weniger gut erkennbar als in den Kalken an der Untergrenze der Sandstein-Serie.

Die Obergrenze der Serie wird wieder – wie ihre Untergrenze – von einer grauen Kalkbank gebildet. Diese marmorisierte, serizitführende Kalkbank enthält reichlich Crinoidenbruchstücke und weist 5 Muschelschalenhizonte auf. Der Erhaltungszustand der Crinoiden und Muschelschalen ist ähnlich wie in der unteren Kalkbank; nur die Gryphaeen, die in den Muschelschalenhizonten reichlich vorkommen, sind hier etwas grösser (7–8 cm) als unten. Die Schalenform im Detail ist weder bei den Gryphaeen noch bei den anderen Muscheln erkennbar, deshalb sind sie auch nicht genauer zu bestimmen.

Die gesamthaft gelblich wirkende Serie der Sandsteine kommt in den nördlichen Mulden des Nufenenprofils vor und ist in das Blinnental zu verfolgen. Hier, in ihrem westlichsten Vorkommen, ist die Sandstein-Serie von ihrer Unterlage abgesichert und wahrscheinlich auch nicht vollständig vorhanden. Ihr oberster Teil aber, mit grobkörnigen, muschelführenden Sandtseinen und ebenfalls muschel-führenden grauen Kalken, ist noch eindeutig zu erkennen.

γ) Serie der Nufenen-Knotenschiefer (ca. 100 m):

Als dritte und jüngste Serie der Nufenen-Zone folgt auf die im allgemeinen helle Sandstein-Serie wieder eine dunkle Serie, nämlich die Serie der Nufenen-Knotenschiefer. Sie ist sehr eintönig ausgebildet und besteht aus einer Wechsel-lagerung, die primär aus Kalk und Mergellagen bestand. Durch die Metamorphose wurden diese Gesteine umgeprägt und stehen heute in den Profilen als knotenarme Kalke und knotenreiche Kalkschiefer in 2 cm bis 3 m dicken Lagen an. Man erkennt zweierlei Arten von meist gedrehten Knoten: rundliche (3–6 mm), die als Plagio-klasporphyroblasten bestimmt worden sind, und längliche, oft garbenförmige (bis 2 cm), die zur Epidot-Zoisitgruppe gehören. Die grössten dieser Porphyroblasten kommen im Blinnental oberhalb von Alte Bür vor.

Als Fossilien sind in dieser Serie neben den mm-grossen Crinoidenbruch-stücken die Belemniten zu erwähnen, die recht häufig auftreten und schon 1814 von LARDY entdeckt worden sind. Die Belemnitenrostren, die eine Länge von 5–10 cm erreichen, sind oft gelängt, zerrissen und nicht selten auch gekrümmmt (vgl. H. G. WUNDERLICH 1958). Meist sind sie rekristallisiert, und von den primären, radialstrahlig angeordneten Kalzitkristallen ist kaum noch etwas zu erkennen. Trotz dieser Veränderungen beobachtet man noch recht häufig die Einbuchtung der Alveole (in günstig gelegenen Schnitten). Welches die primäre Grösse und Form der Belemniten war, wissen wir nicht und können sie deshalb auch nicht näher bestimmen. Als weitere Fossilien haben wir im Blinnental in einem Schliff rekristallisierte Foraminiferenschalen, die zur Familie der Lagenidae gehören, gefunden.

In den untersten 50 cm dieser eintönigen Knotenschiefer-Serie enthalten die knotenreichen Schichten auch bis 7 cm grosse schwarze Knollen. Die Grundmasse der Knollen ist sehr phosphathaltig, und im Dünnschliff erkennt man zahlreiche Echinodermen- und nicht näher bestimmbarer Foraminiferentrümmer. Es handelt sich hier um Phosphoritknollen, die bekanntlich an stark verminderte Sedimen-tation gebunden sind.

Die Obergrenze der Knotenschiefer-Serie ist in unserem Gebiet tektonischer Natur; so bezieht sich natürlich die Mächtigkeitsangabe auf das anstehende, eventuell unvollständige Maximum. Sie beträgt ca. 100 m.

Das Vorkommen dieser Knotenschiefer-Serie ist – wie auch ihr Liegendet, die Serie der Sandsteine – an die nördlichsten Mulden gebunden, wo sie im Nu-fenenprofil zweimal als Muldenkern ansteht. Gegen Westen überwiegt ihre Ver-breitung gegenüber den älteren Serien, weil die Falten allmählich abtauchen und das Geländeniveau hauptsächlich die alles überdeckende Serie der Knoten-schiefer schneidet. Das westlichste Vorkommen der Serie der Knotenschiefer ist in der Umgebung des Kummenhorns zu finden.

b) *Das Alter der Serien der Nufenen-Zone:*

Die Serien der Nufenen-Zone enthalten zwar zahlreiche Fossiltrümmer, aber bis jetzt ist immer noch der von W. SALOMON (1911) beschriebene Arietites sp. die einzige Versteinerung, die man sicher bestimmen konnte. Er hat ihn zwar im Schutt östlich vom Nufenenpass gefunden, aber das ihn führende Gestein, ein Granatbiotitzoisitschiefer, lässt sich eindeutig der Serie der mittleren oder oberen Granatschiefer zuweisen. 1957 berichtet W. PLESSMANN über einen weiteren Ammonitenfund, der ebenfalls aus einem Schuttkegel stammt. Der Ammonit besteht nur aus einem verdrückten Steinkern, in welchem er aber einen Arietites sp. erkannte. Damit wäre diese Serie als unterliasisch zu betrachten.

Wegen des Mangels an bestimmbarer Fossilien müssen wir also, um eine altersmässige Einteilung zu erreichen, unsere Serien lithologisch mit anderen fossilbelegten Schichtreihen vergleichen (vgl. Tab. 1). Im helvetischen Faziesbereich sind bis jetzt zwei mit unseren Schichtreihen lithologisch direkt vergleichbare Liasprofile beschrieben worden: eines in den Glarner Alpen, nämlich das Profil der Klausenpassgegend (R. TRÜMPY 1949) und ein anderes in der Umgebung des Torrenthorns (M. LUGEON 1914, und L. COLLET 1948). In beiden Gegenden bestehen die untersten liasischen Schichten aus Sandsteinen, Quarziten und Tonschiefern mit Lumachellenlagen, die als Rhät, bzw. unteres Hettangien bestimmt wurden. Dieser lithologischen Einheit entspricht unsere untere Granatschiefer-Serie der Nufenen-Zone.

Über der überall tonig-mergelig ausgebildeten mittleren Granatschiefer-Serie (Hettangien) kommen in deren Hangendem die ersten Gryphaeen vor. Im Westen (Torrenthorn) sind dies die Gryphaeenkalke (Sinémurien), denen in der Klausenpassgegend die obere Prodkammserie entspricht; letztere stimmt auch durch ihre gegenüber dem Liegenden sandigere Ausbildung mit unseren oberen Granatschiefern überein.

Auf diesen dunklen, im allgemeinen tonig-mergeligen Unterlias (Rhät-Sinémurien) folgen in allen drei weit auseinander liegenden Vergleichsgebieten hellere, massive Sandsteine. Sie bilden in der Torrenthorn-Gegend die Stufe des unteren und mittleren Lotharingiens, in den Glarner Alpen die Spitzmeilenserie, die durch Fossilien ebenfalls als Lotharingien belegt wurde. Wegen der grossen lithologischen Ähnlichkeit unserer Serie sowohl mit dem Lotharingien des Torrenthorns, wie auch demjenigen der Glarner Alpen (Spitzmeilenserie), rechnen wir sie ebenfalls zum Lotharingien.

Die Serie der Sandsteine und auch die Spitzmeilenserie der Glarner Alpen schliessen gegen oben mit groben Sandsteinlagen ab, die von einigen Bänken fossilreicher, blauer Echinodermenkalke überlagert werden. Anschliessend stehen in den Glarner Alpen Kalke und Mergel der unteren Sexmorserie, in der Nufenen-Gegend die Serie der Knotenschiefer an. Beide Serien enthalten Phosphoritknollen und häufig auch Belemniten. Im Torrenthorngebiet sind die entsprechenden Schichten als sandige Kalke ausgebildet, aber man trifft auch dort einen erhöhten Phosphorgehalt an, der in phosphorisierten Fossilien in Erscheinung tritt. In beiden Gegenden (sowohl beim Torrenthorn wie in den Glarner Alpen) sind diese Schichten als Pliensbachien bestimmt worden, und ebenfalls in beiden

Torrenthorn-Gebiet L. COLLET (1948)						Nufenen-Zone M. LISZKAY (1965)						Glarner Alpen R. TRÜMPY (1949)					
Trias	Rhaet	Hettangien	Sin.	Lothar.	Piens.	Domerien	Toarcien	Aalenien									
									Schistes argileux			Jüngeres Mesozoikum abgesichert			unt. Aalenien-schiefer s. s.		
									Schistes argileux arénacés					Grenzbildungen			
									Grès siliceux à patine rousse					obere Sexmorserie			
									Schichtlücke			- - - ? - ? - - -		untere Sexmorserie			
									Calcaires arénacés detritiques avec Ammonites			Serie der Knotenschiefer		Spitzmeilenserie			
									Grès siliceux à patine verte ou violacée			Serie der Sandsteine		ob. Prodkammserie			
									Banc peu puissant de calcaires à gryphées			ob. Granatschiefer-Serie		mittl. Prodkammserie			
									Schistes marneux			mittl. Granatschiefer-Serie		unt.			
									Grès siliceux et bancs de Lumachelle			unt. Granatschiefer-Serie		Cardinien Schichten			
									Quartenschiefer			Phyllitische Trias		Infralias Sandsteine			
														Quartenschiefer			Trias

Tabelle 1: Lithologische Vergleichstabelle der Liassedimente des Torrenthorngebietes, der Nufenen-Zone und der Glarner Alpen.

Gegenden folgen anschliessend im Domerien Sandkalke bis Quarzite. Ein derartig erhöhter terriger Einfluss aber ist in unserem Gebiet in der Serie der Knotenschiefer nicht festzustellen.

Die Obergrenze der Knotenschiefer-Serie ist tektonisch; die Serie bildet nämlich entweder Muldenkerne oder wird, wie im Blinnental, von Schuppen mit stratigraphisch älteren Serien überlagert. Wir wissen also nicht, wie weit diese Serie in der stratigraphischen Skala hinaufreicht, welches Alter die obersten vorhandenen Lagen der Serie besitzen und ob abfällige sandige Schichten, entsprechend dem Domerien der Vergleichsgebiete, in der Nufenen-Zone tektonisch abgesichert oder nie zur Ablagerung gekommen sind. Um dies abzuklären, haben wir unser Gebiet mit der östlichen Fortsetzung des gotthardmassivischen Sedimentmantels in den Profilen der Scopi-Zone verglichen.

Die Sedimentserien sind dort ähnlich wie in der Nufenen-Zone ausgebildet (vgl. A. BAUMER 1964). Die Sandstein-Serie wird dort als obere Stgirserie und die jüngeren Knotenschiefer-Serie als Infernoserie bezeichnet. Die Infernoserie wird aber am Scopi wie folgt weiter unterteilt (A. BAUMER 1964, S. 43):

(500–600 m Coroisserie (Aalenien): schwarze, kalkfreie Tonschiefer).

175 m ob. Infernoserie: dunkelgraue, leicht kalkige Zoisitknotenschiefer mit Crinoidenkalkbänkchen.

230–240 m mittl. Infernoserie: grauschwarze Zoisitknotenschiefer mit grösseren Belemniten.

45–50 m unt. Infernoserie: Wechsellagerung von dunkelgrauen Kalken und Zoisitknotenschiefern mit kleinen Belemniten.

(Ca. 225 m Stgirserie (Rhät-Lotharingien): Sandsteine, Kalke Tonschiefer).

Von diesem Profil würden die untere und ein Teil der mittleren Infernoserie unserer ca. 100 m mächtigen Knotenschiefer-Serie entsprechen; das bedeutet dann, dass in unserem Gebiet die oberliasischen Schichten fehlen, bzw. ausgequetscht sind. Was das sandige Domérien betrifft, kam dieses wahrscheinlich, ähnlich wie in der Scopi-Zone, auch in der Nufenen-Zone nicht zur Ablagerung.

2) Die Zone von Termen.

Wie wir gesehen haben, ist im Aeginatalprofil eine Faziesänderung innerhalb der Granatschiefer-Serie zu beobachten. Diese besteht in den nördlichen Mulden aus relativ küstennahen, im Seichtmeer abgelagerten Tonschiefern, die gegen Süden in eine monotone, im tieferen Wasser gebildete Kalkschieferfazies übergehen. Diese Faziesänderung ist das typische Kennzeichen zur Unterscheidung der beiden Zonen: Die sublitoralen Sedimente der Nufenen-Zone werden gegen Süden von küstenferneren Kalkschiefern und Tonschiefern der Zone von Termen abgelöst, von einer Fazies, die wir, von den Westalpen her, als «faciès dauphinois» kennen.

Die Grenze der beiden Zonen ist unscharf, aber wir können den unterliasischen Übergangstyp (im Nufenenprofil die vierte Mulde) entlang dem Nordrand des Griesgletschers im Blinnental und von dort über die Herkumme im Rappental verfolgen. Dieser Schieferzug, mit seinen schalenführenden Kalkbänken und in der Blinnental-Gegend mit Lagen der hangenden Sandstein-Serie, betrachten wir als den südlichsten Teil der Nufenen-Zone. Sie wird im Norden von der jün-

geren Knotenschiefer-Serie, oft auch von zwischengelagerter Trias, im Süden ebenfalls von Trias und von der Serie der Kalkschiefer begleitet. Im oberen Rappental keilt die Nufenen-Zone aus, infolge der schon lange bekannten Tatsache, dass die liasischen Isopen schräg zur Alpenstreichrichtung verlaufen (P. ARBENZ 1919, S. 268; R. TRÜMPY 1949, S. 182). Demzufolge liegen weiter westwärts direkt auf dem Gotthard-Massiv die küstenfern abgelagerten Sedimente der Zone von Termen.

Die Schichtreihe dieser Zone von Termen ist erstmals von P. MEIER (P. MEIER & W. NABHOLZ 1949) näher untersucht worden, aber ihre detaillierte Einteilung in fünf Serien, die diese Autoren im Schlettergrabenprofil aufstellten, können wir in unserem Gebiet nicht anwenden. Unsere Einteilung basiert auf dem Profil im Untergraben (ESE Grengiols), welches das am wenigsten gestörte und am besten aufgeschlossene Profil im Gebiet zwischen Binntal und Brig darstellt. Hier unterscheiden wir nur zwei Serien, die jüngere

Serie der Termen-Tonschiefer und die
Serie der Termen-Kalkschiefer.

Das für diese Zone typische Profil befindet sich also im Untergraben. Dennoch bezeichnen wir diese Zone als Zone von Termen, um damit den nächst gelegenen bekannten Ortsnamen zu verwenden. Der Ortsname Termen ist durch die Dachschieferbrüche und vor allem durch den von W. BERNOULLI (1942) beschriebenen Ammonitenfund in die Literatur eingegangen.

a) Gesteinsbeschreibung der Serien der Zone von Termen

α) Serie der Termen-Kalkschiefer (ca. 200–250 m):

Im östlichen Untersuchungsgebiet südlich der Nufenen-Zone und vom oberen Rappental westwärts folgt direkt auf die gotthardmassivischen Triasschichten eine grau bis grauschwarze, im grossen sehr monoton aussehende, metamorphe Kalk- und Kalkschiefer-Serie. Im Detail besteht sie aus einer unregelmässigen Wechsellagerung mit Schichtdicken von 1–40 cm, in deren Aufbau fünf Gesteinstypen mit allerlei Übergangstypen vorkommen.

Am häufigsten ist ein sandiger, serizitreicher Kalkschiefer anzutreffen, in welchem Quarz und Serizit je 5–15 %, Karbonat bis 80 % des Gesteins bilden. Das Karbonat selbst besteht vorwiegend aus Kalzit mit ungefähr bis 3 % Dolomitgehalt. Die Textur der Kalkschiefer ist kristallisationsschiefrig, wobei die Längsachse der Körner ca. 0,2 mm misst. Akzessorisch sind Turmalin und rostig verwitterte Leisten von Pyrit zu erwähnen. Diese serizitreichen Kalkschiefer enthalten, meist bei stärkerer tektonischer Beanspruchung, Plagioklasporphyroblasten, die makroskopisch als schwarze, 1–3 mm grosse Knoten erscheinen. Als weitere Neubildungen können noch eisenhaltige Chlorite vorkommen, die auf der Gesteinoberfläche als dunkle, glänzende Blättchen hervortreten.

Zusammen mit den Kalkschiefern findet man am häufigsten dichte, schwarze bis blauschwarze Kalke mit einer Korngrösse unter 0,02 mm. Das Gestein besteht praktisch nur aus Karbonat, wobei akzessorisch Serizit, Quarz, Pyrit, Turmalin und Chlorit auftreten. Der Pyrit kann stellenweise auch reichlicher vorhanden sein. Die Kalke an der Basis der Kalkschiefer-Serie führen häufig Echino-

dermenspatstücke, die schon makroskopisch zu erkennen sind. Im Mikroskop fallen sie als grössere Kalzitkomponenten mit Echinodermen-Reststrukturen auf.

Die auffallend dunkle Farbe dieser Kalke ist auf das reichliche Vorhandensein von feinkörnigem, schwarzem Pigment zurückzuführen, welches sich meist an den Korngrenzen oder in den Poren von Fossilbruchstücken anreichert. Das Pigment besteht hauptsächlich aus kohlinger Substanz, die sich bei röntgenographischen Untersuchungen teilweise als Graphit erwiesen hat. Um den freien Kohlenstoffgehalt der Kalke festzustellen, sind fünf Proben näher untersucht worden, und es ergab sich, dass diese Kalke 3,3–3,4 Gewichtsprozent Kohlenstoff enthalten. Die Analysen wurden freundlicherweise von der Sulzer AG ausgeführt. Ferner können auch noch die Sulfide für die dunkle Färbung verantwortlich sein, wie das W. JUNG (1963, S. 723) und A. K. HIGGINS (1964) gezeigt haben. Diese schwarze Pigmentierung kommt in fast allen liasischen Gesteinen vor und bestimmt mit wechselnder Menge die schwarze bis graue Farbe der Schiefer.

Einen weiteren Gesteinstyp bilden die feinkörnigen (0,02 mm) Sandsteine (bis Glimmerquarzite), die sich durch ihre etwas bräunliche Anwitterungsfarbe von den anderen Gesteinstypen makroskopisch nur wenig unterscheiden. Als häufigstes Mineral in diesem Gesteinstyp sind der Quarz mit 40–70% und das Karbonat mit ca. 10–50% anzutreffen. Als dritter Hauptgemengteil ist der Serizit mit 10–15% noch zu erwähnen, welcher dem Gestein durch parallele Anordnung der Blättchen ein schieferiges Aussehen verleiht. Akzessorisch kommen Turmalin, kohliges Pigment, Erz, Zirkon und Porphyroblasten von Chlorit und Plagioklas vor.

Recht häufig findet man diese Sandsteine mit grauen Kalken in Wechsellagerung (Kalkglimmerschiefer), wobei die einzelnen Lagen mm bis 2 cm Dicke aufweisen können. In sandigen Lagen erreicht der Quarz und Serizit oft über 50% und in kalkigen um 10%, was makroskopisch an der Gesteinsoberfläche als eine Bänderung hervortritt. Man kann stellenweise auch eine dieser Bänderung entsprechende rillige Anwitterung beobachten.

Als letztes sind noch die schwarzen, metamorphen Tonschiefer zu erwähnen, die meist nur dünne Lagen zwischen den Kalkschiefern bilden und sich weder makroskopisch noch mikroskopisch von den Tonschiefern der hangenden Tonschiefer-Serie unterscheiden lassen.

Was das Vorkommen der einzelnen Typen innerhalb der Kalkschiefer-Serie anbelangt, sind in unserem Untersuchungsgebiet die echinodermenträummer-führenden Kalke in den basalen Bereichen, die Sandsteine und die Kalkglimmerschiefer dagegen nur in der oberen Hälfte der Serie anzutreffen. Kalkschiefer, Kalke ohne Echinodermen und Tonschiefer können überall in der Serie auftreten; die Tonschieferlagen findet man in den untersten Teilen etwas häufiger als weiter oben.

β) Serie der Termen-Tonschiefer (ca. 170–200 m):

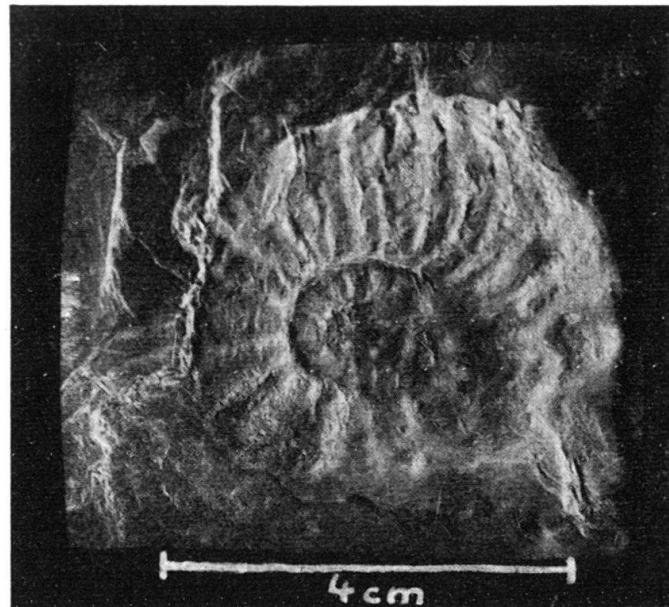
Als Hangendes der Kalkschiefer-Serie kommen vom Blinnental westwärts im ganzen Gebiet schwarze Tonschiefer vor, die in unserem Untersuchungsgebiet die Serie der Termen-Tonschiefer aufbauen. Zwischen Binntal und Tunetschgraben finden sie sich nur in der südlichsten Schuppe, aber im Untergrund der Termen-

Terrasse werden sie auch in den nördlichen Schuppen als Muldenkerne der verfalteten Kalkschiefer-Serie angetroffen.

Die an schwarzem Pigment sehr reichen Schiefer bestehen zu 40–75 % aus feinblätterigem Serizit und Chlorit, und der restliche Teil der Grundmasse aus Quarz. Als Porphyroblasten sind die häufig auftretenden Ilmenite – dünne, schwarze, querstehende Blättchen – und die farblosen Chloritoide zu erwähnen, wobei die letztgenannten erst östlich des Bettligrabens in grösserer Anzahl in den Tonschiefern anzutreffen sind. Vereinzelt fanden wir Chloritoide im verlassenen Steinbruch südlich von Bach an der Simplonstrasse (Punkt 863). Die Tonschiefer enthalten ferner recht häufig Querchlorite und östlich des Binntals auch mm-grosse Granate. Akzessorisch kommen Turmalin, Erz, Pyrit, manchmal Karbonat (dann bis 8%) und mit dem Karbonat zusammen Epidot und Plagioklas vor.

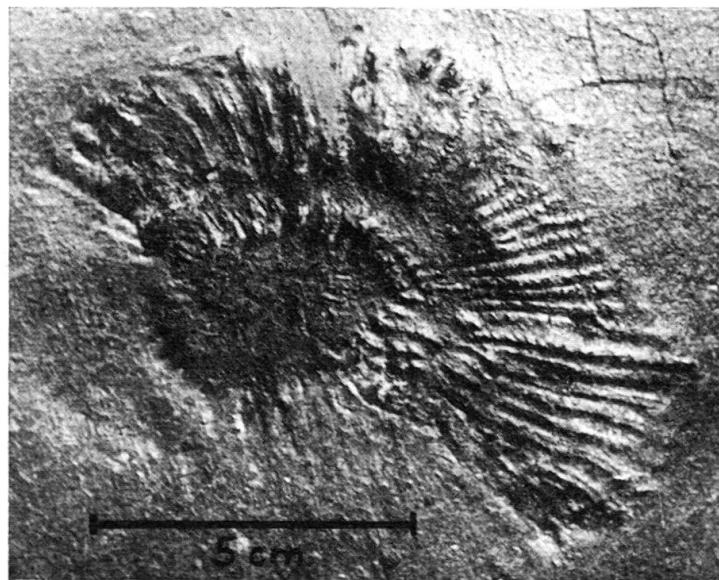
b) Fossilfunde und Alter der Serien der Zone von Termen:

Von einem Fossilfund in der Zone von Termen berichtet C. SCHMIDT erstmals 1907. Er fand zahlreiche Fossilien, aber nur H. PREISWERK (1934, S. 508) hat davon später einige etwas genauer angegeben, so die: «Belemniten ... auf der Rhoneinsel bei Z'Matt, Crinoiden im Bettligraben, Schnecken auf Fluh bei Grenziols und grosse Zweischaler im Untergraben am Breithorn». Auf Grund dieser Funde hat dann C. SCHMIDT die Gesteine als Lias bestimmt. 35 Jahre später beschreibt W. BERNOULLI (1942) einen *Harpoceras cf. falciferum*, welcher es ermöglichte, die Tonschiefer-Serie dem unteren Toarcien zuzuweisen. Unsere mit freundlicher Erlaubnis des Basler Naturhistorischen Museums durchgeföhrte Untersuchung eines Schliffes des Originalhandstückes, dessen genauer Fundort nicht bekannt ist, bestätigte nämlich, dass der Ammonit aus der Serie der Termen-Tonschiefer stammen muss. Am 10. April 1959 erhielt mein in Ried-Brig wohnhafter Studienkollege A. ARNOLD bei einer Begehung in den Dachschieferbrüchen von Termen einige daselbst gefundene Schieferplatten mit Abdrücken von Fossilien, die er Prof. W. NABHOLZ übergab. Prof. NABHOLZ stellte mir diese Fossilien, bei denen es sich um Ammonitenabdrücke handelt, dankenswerterweise zur Verfügung. Des schlechten Erhaltungszustandes wegen konnte nur bei zwei Exemplaren die Gattung, und auch diese nicht sicher ermittelt werden. Die Bestimmung wurde von BERNHARD ZIEGLER (Zürich) durchgeföhr, wofür hier der beste Dank ausgesprochen sei; es handelt sich um *Androgynoceras* sp. oder eventuell *Coeloceras* sp. (vgl. Fig. 9) – beide Gattungen typisch für das untere Pliensbachien – und um *Lytoceras* sp. aus der Gruppe des *L. fimbriatum* und *L. cornucopiae* (vgl. Fig. 10), Leitfossilien für das obere Pliensbachien bis untere Toarcien. Diese wichtigen Fossilfunde stammen aus dem im Untertagbau abgebauten Dachschieferbruch (Koord.: 645,40/131,00/1020 m), und innerhalb dieses Bruches von der Lokalität Halle. Die Schieferstücke, welche die Abdrücke enthalten, geben ferner weitere Hinweise, die es erlauben, die Ammoniten in den Schichtverband einzuordnen. Das Handstück mit dem *Lytoceras*-Abdruck ist eindeutig ein Schieferstück aus der Serie der Tonschiefer, dasjenige dagegen mit *Androgynoceras* (oder evtl. *Coeloceras*) ist ein Gestein mit hohem (um 50%) Kalkgehalt und mit 3 mm-grossen Plagioklasporphyroblasten, das aus der Serie der Kalkschiefer stammen muss. Diese Ammonitenfunde erlauben es, die Grenze zwischen



(Photo A. Sommer)

Fig. 9. *Androgynoceras* sp. oder *Coeloceras* sp. aus dem Dachschieferbruch oberhalb Termen (bei Brig) (Koord. 645,40/131,00/1020 m). Det.: B. ZIEGLER.



(Photo A. Sommer)

Fig. 10. *Lytoceras* sp. aus der Gruppe des *L. fimbriatum* oder *L. cornucopie*. Aus dem Dachschieferbruch oberhalb Termen (bei Brig) (Koord.: 645,40/131,00/1020 m). Det.: B. ZIEGLER.

der Kalkschiefer- und der Tonschiefer-Serie ungefähr an der Wende Pliensbachien – Domerien anzunehmen. Diese Annahme wird auch von westlich liegenden, entsprechenden Gebieten unterstützt, wo überall der «*Lias schisteux*» («*faciès dauphinois*») ins untere Domerien gestellt wird (vgl. M. GIGNOUX & L. MORET 1944, R. TRÜMPY 1951). In der ultrahelvetischen Wurzelregion in der Umgebung von Sitten, die sehr

wahrscheinlich die direkte Fortsetzung der Zone von Termen darstellt, fehlen Fossilienfunde; M. LUGEON (1914) hat aber für die hangenden, schwarzen Schiefer ebenfalls oberliasisches Alter (neben Aalénien) angedeutet. Für die grosse Masse der Kalkschiefer-Serie (im Liegenden der oberen Teile, in denen der Ammonit gefunden wurde) bleibt die Stufenzuweisung innerhalb des unteren und mittleren Lias weiterhin offen, weil durch Fossilienmangel weder bewiesen noch bestritten werden kann, ob diese Kalkschiefer-Serie den ganzen unteren und mittleren Lias umfasst oder nicht. Ähnlich ist es auch mit der Serie der Tonschiefer, die nach den Ammoniten den oberen Lias repräsentiert; aber A. BAUMER (1964, S. 46) kommt durch lithologischen Vergleich zum Schluss, dass bei den Tonschiefern auch das Aalénien vertreten sein müsse.

VI. DER TEKTONISCHE BAUSTIL UND DIE METAMORPHOSE IN DER NUFE-NEN-ZONE UND IN DER ZONE VON TERMEN

Der Unterschied, in der heutigen Erscheinungsform, zwischen dem Westende und dem Ostende des untersuchten Gebietes ist nicht nur primärer, fazieller Natur, sondern bei der alpidischen Gebirgsbildung sind die beiden Enden des Gebietes auch verschieden beansprucht worden. Einerseits reagierten die schon primär unterschiedlichen Sedimente verschiedenartig auf die angreifenden gebirgsbildenden Kräfte, andererseits hat sich die Metamorphose an beiden Enden des Gebietes unterschiedlich ausgewirkt.

a) Die Metamorphose

Die am stärksten alpidisch umgeprägten Gesteine – in der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes – befinden sich bekanntlich im südlichen Bereich der lepontinischen Gneisregion. Um dieses Zentrum reihen sich konzentrisch die für die verschiedenen Metamorphosegrade typischen Mineralien, und zwar als Zonen, wie das E. NIGGLI (1960) und E. WENK (1962) gezeigt haben. Unser Untersuchungsgebiet schneidet diese Mineralzonen wie eine Sehne, und dementsprechend weist das westliche Ende einen niedrigeren, das östliche einen höheren Metamorphosegrad auf.

In vielen Sedimenttypen, besonders in den mergeligen, treten häufig auch schon makroskopisch erkennbare Porphyroblasten auf, deren Verbreitung wir verfolgten unter besonderer Berücksichtigung derjenigen, die von den oben genannten Autoren als Zonenminerale bezeichnet wurden.

Im Untersuchungsgebiet trifft man relativ häufig Chloritoide; weil aber weder Stilpnomen noch Disthen gefunden wurde, muss das ganze Gebiet innerhalb der Chloritoid-Zone liegen. (Näheres hiezu siehe NIGGLI, E., & NIGGLI, C. R. (1965), S. 340; ferner auch HALFERDAHL, L. B. (1961), zitiert in E. & C. NIGGLI.) Der Chloritoid, in Form von 0,15–0,6 mm grossen Blättchen, kommt besonders in schwarzen Tonschiefern oder in sandigen Tonschiefern der Granatschiefer-Serie vor. Seltener haben wir sie mit Karbonat zusammen angetroffen. Meist ist er farblos, aber von der Rappental-Gegend an ostwärts ist öfters ein hellgrüner Pleochroismus zu verzeichnen. In triasischen Phylliten fanden wir ihn nur an einem Ort, nämlich im Blinnental in einer Triassschuppe. Am westlichen Ende des Untersuchungs-

gebietes – am äusseren Rand der Chloritoid-Zone – kommt er nur vereinzelt vor, aber in der Nufenen-Gegend ist er häufiger und kann sogar lokal 40% des Gesteinsmaterials bilden.

Die weitaus verbreitetsten Mineralien als Porphyroblasten sind die Plagioklase, die oft als linsenförmige 1–8 mm grosse Knoten aus den Schiefern herauswittern. Die ursprünglich mergeligen Gesteine, deren Plagioklase untersucht wurden, enthalten im östlichen Teilgebiet durchgehend Plagioklasporphyroblasten, im Westen aber, wo sie ebenfalls häufig auftreten, sind sie auf die tektonisch stärker beanspruchten Schichten beschränkt. Insgesamt konnten wir nur in 54 Proben die Plagioklasporphyroblasten näher bestimmen, da die starke Pigmentierung und die siebartigen Einlagerungen von Glimmern und sonstigen Mineralien die genaue Bestimmung an vielen Individuen verunmöglicht haben. Wo es möglich war, verwendeten wir den Drehtisch (in 24 Fällen), und sonst mussten wir uns mit dem Vergleich der Brechungsindizes der Plagioklase mit denen von Quarz begnügen. Es hat sich herausgestellt – wie auch zu erwarten war – dass der Anorthitgehalt von Westen gegen Osten zunimmt (vgl. Fig. 11). In der Umgebung von Brig treten nur Albite (0–5%) und vom Bettigraben an östlich Plagioklase mit bis 33% Anorthit auf. Im Nufenenprofil fanden wir Plagioklase mit 43–46% Anorthitgehalt, die nicht etwa im südlichen Gebietsbereich vorkommen, sondern in der zweiten bzw. dritten Mulde (vgl. Fig. 1). In diesem Profil sind die Plagioklase mit verschiedenem Anorthitgehalt (19 Schlitte von 54 untersuchten Proben) folgenderweise verteilt: nördlich vom Müsetälli enthalten sie 25–35% An; in der zweiten bzw. dritten Mulde steigt der Gehalt auf 42–46%, und vom Südschenkel der dritten Mulde an nimmt der Anorthitgehalt gegen Süden langsam wieder ab (33–36%), um in der Gegend vom Griessee 30–32% zu erreichen. Mit Recht weist mich Dr. G. VOLL in einer brieflichen Mitteilung – für die ich Ihm sehr verbunden bin – darauf hin, dass man noch die Peristerit-Lücke weiter untersuchen sollte. Leider ist das mit unserem Dünnschliff-Material nicht möglich gewesen, weil im kritischen Gebiet nur wenige Plagioklase mit Drehtisch bestimmt werden konnten. Diejenigen, die bestimmt wurden, zeigten entweder bis 5%, oder 23–25% An-Gehalt. Zonarbau, wie auch Diffusionszonarbau konnte nicht beobachtet werden.

Es sei noch bemerkt, dass ca. 35% der Plagioklase verzwilligt sind, und zwar die sauren meist nach dem Albitzwillingsgesetz, die basischeren (von 25% an) am häufigsten nach den Periklin- und Komplex-Albit-Karlsbad-A-Gesetzen.

Von den anderen Mineralien, mit denen die Plagioklase im Gleichgewicht stehen müssen, kommen Karbonat und Epidot-Zoisit im westlichen Teilgebiet vor. In den östlichen Gegenden treten in denselben Gesteinen neben den erwähnten Mineralien auch Granat und Hornblende auf.

Von den weiteren Porphyroblasten sind die Mineralien der Epidot-Zoisit-Gruppe die auffallendsten, die mit oft 2 cm langen Stengeln die häufigsten und grössten Porphyroblasten bilden. Diese Mineralien können aber auch in mikroskopischer Grösse auftreten. Die westlichsten Epidot-Zoisite kommen in Triasphylliten des Bettigrabens vor; gegen Osten werden sie immer häufiger und sind von der Binntal-Gegend an in Triasphylliten wie in Liasgesteinen zu finden.

Die Granate (Almandin nach C. SCHMIDT in A. HEIM, 1891) sind an tonige Gesteine, so an die Serie der Termen-Tonschiefer und die Serie der Nufenen-

Granatschiefer gebunden. Von Westen herkommend, erscheinen die ersten im Binntal in der Tonschiefer-Serie. In der Nufenen-Gegend sind sie in der Granatschiefer-Serie schon so verbreitet, dass sie von R. EICHENBERGER (1924) als stufentypisch bezeichnet wurden. Meist sind sie idiomorph und weisen eine Grösse von 2–8 mm auf. In Triasphylliten sind sie nur in den Corno-Triaszügen gefunden worden.

Ebenfalls häufig in den Tonschiefern, aber auch in der phyllitischen Trias, treten im ganzen Gebiet Ilmenite als mm-grosse, schwarze, glänzende Blättchen auf. Im Dünnschliff bilden sie quergeschnitten lange, schmale, gradlinig begrenzte, opake Stengel. Sie wurden röntgenographisch bestimmt.

Wir verzichteten auf eine exakte Bestimmung der Fe-Gehalte von Epidot-Zoisiten und Ilmeniten, ferner auf eine genaue Untersuchung von Granaten, was für die Erforschung der Metamorphose bestimmt aufschlussreich wäre. – In einer rein petrogenetischen Untersuchung könnte dies später vielleicht einmal aufgegriffen werden.

Seltener und nur stellenweise kommen dagegen in der Granatschiefer-Serie der Nufenen-Gegend Stengel und Garben von grüner Hornblende vor, wobei die Länge der einzelnen Mineralien oft mehr als 3 cm beträgt. Besonders schöne und grosse Hornblenden sind am Griesgletscher-Abfluss, im nördlichen Teil der vierten Mulde, direkt anschliessend an die ca. 10 m mächtige untere Granatschiefer-Serie zu finden. Die exakte Untersuchung der Hornblenden ist von Basler Doktoranden unternommen worden.

Als querstehende Blättchen sind die Biotitporphyroblasten besonders in der phyllitischen Trias verbreitet. Im westlichen Untersuchungsgebiet von Termen bis zum Binntal bilden die grünen Biotite, und östlich des Binntals sowohl grüne als auch braune Biotite die Porphyroblasten in Triasphylliten. In den liasischen, metamorphen Ton-, bzw. Mergelschiefern treten Biotite – von Westen herkommend – erst im Binntal auf, von dort an ostwärts aber findet man sie als häufigen Bestandteil der Schiefer. Sie sind kleiner (max. 1 mm) als diejenigen der triasischen Schichten (ca. 1–5 mm), und wir haben immer nur solche mit braunem Pleochroismus angetroffen.

Eine andere Gruppe von neugebildeten Mineralien sind die Chlorite. Sie können als feine Schüppchen in der Grundmasse der triasischen Phyllite auftreten, aber sie bilden auch mm-grosse, oft quer zur Schieferung stehende Porphyroblasten, besonders in karbonatreichen Gesteinen. In der Umgebung von Termen sind sie als Pennin (+) bestimmt worden, aber weiter östlich wird ihre Lichtbrechung im allgemeinen höher (n_g : 1,60–1,63; weitere Daten: Doppelbrechung um 0,00–0,005, 2V sehr klein), d. h. sie werden eisenhaltiger.

Um einen Überblick zu erhalten, ist die Verbreitung dieser verschiedenen Mineralporphyroblasten im Streichen auf Fig. 11 zusammengestellt. Man erkennt deutlich, wie die Metamorphose – innerhalb der Chloritoid-Zone – mit dem Auftreten von neuen Mineralien, welche die höher werdende Metamorphose widerspiegeln, gegen Osten langsam zunimmt. In den Querprofilen ist, infolge der relativ schmalen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes, mit Ausnahme des Aeginentalprofils keine wesentliche Änderung der Porphyroblastenparagenese beobachtet worden; deshalb wurde auf der Darstellung der Fig. 11 die Querverbreitung der Minerale nicht berücksichtigt.

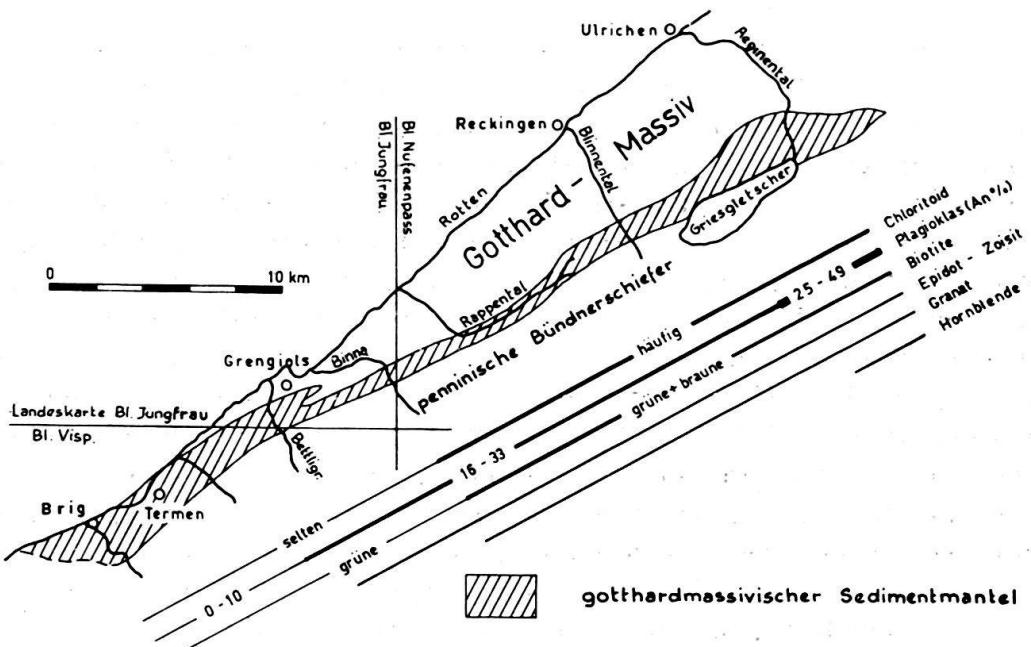


Fig 11. Kartenskizze des südlichen Sedimentmantels des westlichen Gotthard-Massivs mit der Längsverbreitung (durch Linien angedeutet) der am häufigsten darin vorkommenden Mineralporphyroblasten. Die Verbreitung quer zum Streichen (das parallel zur Längserstreckung des Gebietes verläuft) ist auf der Darstellung nicht berücksichtigt worden, weil im Querprofil keine wesentliche Änderung zu verzeichnen ist.

b) Der tektonische Baustil und kleintektonische Untersuchungen

Beim Vergleich der beiden Gebietsenden fällt vielleicht noch stärker, als die gegen Osten zunehmende Metamorphose, die Verschiedenheit der makroskopisch dominierenden Gefügeelemente auf. Im Westen tritt eine sehr starke und engscharige Schieferung hervor, welche fast alle älteren, sowohl tektonischen als auch eventuell primären Gefügemerkale, überprägt. Im Osten, in der Nufenen-Gegend dagegen, wird das Bild durch verschiedene Falten bereichert, bei welchen wir eine altersmässige Reihenfolge feststellen konnten.

In der Nufenen-Gegend ist das älteste erkennbare Gefügeelement die Schichtung, die noch fast überall sehr gut erhalten geblieben ist. Sie kommt einmal in der Aufeinanderfolge der verschiedenen Serien zum Ausdruck, aber sie ist auch im Kleinbereich gut feststellbar an der Änderung des Materials und der Korngrösse oder der Intensität der Pigmentierung von Schichtlage zu Schichtlage. Ferner geben auch die neugebildeten Mineralporphyroblasten mit ihrer lagenweisen Verbreitung die ursprüngliche Schichtung wieder.

Diese Schichtung wurde dann bei der alpinen Gebirgsbildung gefaltet, und wir erkennen in der Nufenen-Gegend drei Faltung. Als erste sind die Grossfalten entstanden, durch welche die gotthardmassivische Sedimenthülle gliederbar wird. Diese Gliederung verwendeten wir bei der Profilbeschreibung. Im Aeginentalprofil – bis zum Griessee – werden die Schichten durch diese Falten in vier Mulden gelegt, wobei die Südschenkel meist zerschert und reduziert vorliegen. Weiter südlich sind die Verhältnisse infolge schlechter Aufschlüsse nicht mehr klar, es können sowohl weitere Mulden wie auch Schuppen vorhanden sein. Die Axen dieser Mulden streichen einheitlich E-W (N 80–100 E), aber ihr Fallbetrag ändert sehr stark. Die nördlichste Mulde (bei Altstafel) hat eine senkrecht einfallende

Axe, die weiter südlich liegenden sind dagegen mehr oder weniger horizontal (vgl. Fig. 1 und 2). Die Axenebenen dieser Falten können verbogen sein; dies ist sehr schön bei der zweiten Mulde zu beobachten. Die erste Schieferung, die mit den ersten Falten gebildet wurde, ist nur an vereinzelten Stellen zu erkennen – ganz sicher nur in der nördlichsten Mulde – weil sie sonst durch die folgenden Falten und Schieferungen verwischt wurde. Parallel zur ersten Schieferung entstanden Quarz- und Quarz-Kalzit-Gänge, die leichter als die Schieferung zu erkennen sind (vgl. W. NABHOLZ & G. VOLL 1963, S. 760)⁶⁾. In den südlichen Teilen des Profils, wo die erste Schieferung nicht mehr aufzufinden ist, liefern diese Gänge die Hinweise – durch ihren Überschneidungssinn – für den weiteren Verlauf der ersten Falten.

Die ersten Falten und somit auch die Quarz-Kalzit-Gänge werden von einer zweiten, späteren Faltung wiedergefaltet, welche von einer intensiven Schieferung begleitet wird. Diese zweite Schieferung ist im Nufenenprofil sehr stark ausgeprägt und wurde schon von R. EICHENBERGER (1924) als Druckschieferung erwähnt. Sie trifft die Schichtung im allgemeinen unter einem spitzen Winkel. Der Schnittwinkel ss/s_2 ist vom Material sehr abhängig und kann bei quarzitischen Bänken fast 90° erreichen. Diese Lageabhängigkeit vom Material wurde 1958 von W. PLESSMANN näher beschrieben. Die zugehörigen zweiten Falten kommen in den nördlichen Mulden seltener vor, aber durch sie wird die vierte Mulde stark isoklinal verfaltet. Die Faltenachsen der zweiten Falten streichen im allgemeinen N 60–75 E und fallen fast ausschliesslich mit $40–70^\circ$ gegen Osten. Bei diesen zweiten Falten sind wieder Quarz-Kalzit-Gänge gebildet worden, und zwar in den rostig anwitternden oft schalenführenden Kalklagen, welche in die mittlere Granatschiefer-Serie eingelagert vorkommen. Der wechselnde Überschneidungssinn zwischen diesen Quarzgängen und der Schichtung ist bei den Falten in der vierten Mulde schön zu sehen.

Als dritte Faltung kommt zu den bisherigen eine Ost-West verlaufende Knitterung. Die dazugehörige Schieferung ist relativ weitscharig und fällt meist steil ein. Die Faltenaxe dieser Knitterung streicht N 65–75 E und liegt horizontal oder hat ein kleines Westfallen (bis 20°), seltener Ostfallen. Die Knitterung tritt in den nördlichen Bereichen vor allem in pelitischen Gesteinen auf, aber vom südlichen Teil der vierten Mulde an werden auch die massigeren Kalkschiefer von ihr erfasst; sie wird gegen Süden immer intensiver. Durch diese Falten werden die grossen Porphyroblasten in der Granat- und auch in der Knotenschiefer-Serie oben herum nach Norden gedreht (nach Westen blickend im Uhrzeigersinn): so die Plagioklase, Epidote und Granate. Die Porphyroblasten werden oft – besonders in der Serie der Knotenschiefer – bis 180° gedreht. Die Ilmenitblättchen erfahren erst durch diese Faltung eine Regelung. Diese Porphyroblasten müssten also zwischen der zweiten und dritten Faltung gebildet worden sein. Unklar bleibt die Stellung der Chloritoide, die einerseits in Granaten eingeschlossen vorkommen, und andererseits völlig unbetroffen von der dritten Faltung und Schieferung zu sein scheinen. Jünger als die dritten Falten sind die Querbiotite, die besonders in den Schichten der phyllitischen Trias reichlich vorhanden sind. Sie werden nie von dritten Falten verbogen, und ihre Einregelung ist weder mechanisch noch syntek-

⁶⁾ An dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. G. VOLL herzlich danken, dass er mich – bei einer gemeinsamen Exkursion – in seine tektonische Arbeitsmethode einführte.

tonisch erfolgt, sondern eindeutig auf Abbildungskristallisation zurückzuführen. Wie die Fig. 12 für die Glimmerquarze der oberen Trias zeigt, schmiegen sich die Biotite mit ihrer Basis der zweiten Schieferung an. Im Diagramm wird ferner auch ein zweites Maximum angedeutet, welches wahrscheinlich der ersten Schieferung entsprechen könnte. In diesen Glimmerquarzen nämlich, die in den Phylliten der oberen Trias eingelagert sind, konnten wir nirgends Anzeichen für die dritte Faltung oder Schieferung finden.

Ein weiteres wichtiges und auffälliges Gefügemerkmal ist ein Linear, welches auf den Schieferungsflächen auftritt. Es fällt regelmässig mit 80° nach Osten bzw. Nordosten ein und äussert sich durch lineare Parallelanordnung von Mineralien. W. PLESSMANN (1958) bezeichnete es als Linear I und deutete es als die Schnittkante von Schichtung und (unserer zweiten) Schieferung. Dies trifft aber nicht zu, und ein Blick auf das Diagramm, in dem die Schicht- und Schieferungspole aufgetragen sind (vgl. Fig. 13), beweist das auch. Wenn dieses lineare Gefüge

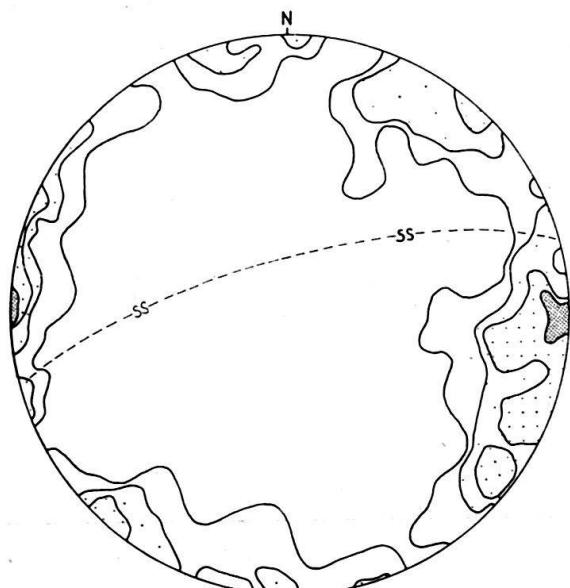


Fig. 12. Biotitspaltflächenpole (100 St.) eines triasischen Glimmerquarzes vom Südrand des Müsetällis am Griesgletscherabfluss. (Koord.: 671,35/146,90/1970 m). Auszählung: 2, 5, 9, 12%; Schmidtsches Netz, unt. Halbkugel.

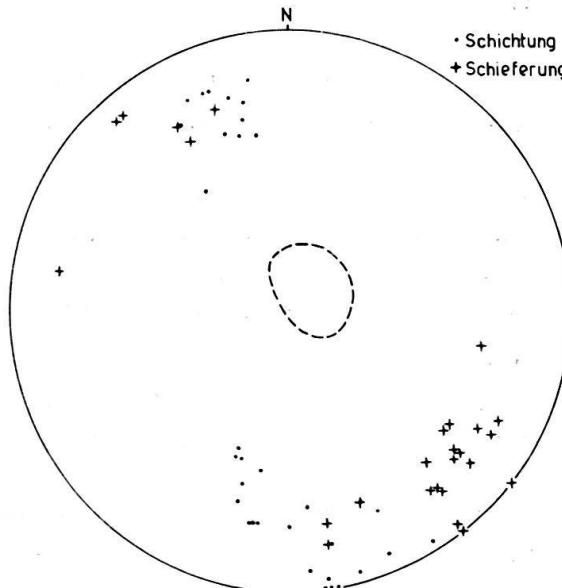


Fig. 13. Diagramm mit Schicht- und (zweiten) Schieferungspolen (S_2), sowie dem Feld der Durchstosspunkte der steilen Streckungslineare in der Gegend des Griesgletscherabflusses. Wulffsches Netz, untere Halbkugel.

nämlich durch die Schnittkante von Schichtung und Schieferung gebildet würde, so wären die Durchstosspunkte dieses Linears im westlichen Teil der (unteren) Halbkugel stärker zerstreut anzutreffen und nicht im nordöstlichen Quadranten in einem engen Raum begrenzt. Dass dieses lineare Gefüge nicht mit der Schnittkante Schieferung/Schichtung identisch ist, stellt man auch in den anstehenden Gesteinen fest, wo auf der Schieferungsfläche oft ein Winkel von über 20° zwischen dem Linear der Mineralparallelanordnung und der gut erkennbaren Schnittkante Schieferung/Schichtung anzutreffen ist. Das Linear ist nur durch die Mineralanordnung bzw. -streckung hervorgerufen, die, wie G. VOLL (1963, S. 771) schreibt, parallel zur grössten Zugspannung richtungskonstant gebildet wird. Die den

ersten und zweiten Falten zugeordneten Streckungen sind gleichgerichtet, sie auseinanderzuhalten ist nur dort möglich, wo man die Schieferungsflächen selbst klar den Falten zuordnen kann. Dass es sich hier um zwei bzw. drei Streckungen handelt, beweisen die leistenförmigen Pyrite, die bei der Streckung lang ausgezogen und bei der folgenden Faltung um die Falten gewickelt worden sind. Dies ist an vielen Stellen zu beobachten.

In der Umgebung von Brig, am anderen Ende des Gebietes, dominiert eine engscharige, starke Schieferung, wie dies schon weiter oben erwähnt wurde. Sie überprägt die Schichtung, so dass diese an sehr vielen Stellen nicht mehr zu erkennen ist. Neben der Schieferung tritt auch eine intensive Faltung im Dezimeter-Bereich auf, die ca. im Streichen liegt (N 60–80 E) und flach (10–30°) meist nach Nordosten oder seltener nach Südwesten einfällt. Sie faltet eine Schieferung und auch Quarz-Kalzit-Gänge; sie kann also nicht als erste Faltung bezeichnet werden, vielleicht als zweite. Zu diesen Falten gehört die dominierende, starke Schieferung, welche die Serien vollständig zerschert. Auf den Schieferungsflächen finden wir wiederum ein Streckungslinear (Linear I nach W. PLESSMANN 1958), welches hier mit 30° nach Nordost einfällt.

Parallel zu den ? zweiten Falten kommen stellenweise ? dritte vor, die nur als Knitterung hervortreten. Auf diese Knitterung ist die oben herum gegen Norden gerichtete Drehung der Plagioklasporphyroblasten zurückzuführen, welche auch in diesem westlichen Gebiet deutlich ausgebildet ist. Die Chlorite und Biotite sind auch hier nach dieser ? dritten Faltung gebildet worden, sie werden nicht von ihr beeinflusst.

Wenn man die Beobachtungen aus der Umgebung von Brig mit denjenigen in der Nufenen-Gegend vergleicht, stellt man in beiden Gebieten drei Faltungen fest und kommt zur Überzeugung, dass sich die Bildung der einzelnen Mineralporphyroblasten in ihrer Abfolge zu den Faltungen an beiden Gebietsenden ähnlich verhält. Ein Unterschied lässt sich nur hinsichtlich der zweiten Faltung feststellen, die am westlichen Ende des Untersuchungsgebietes das plastischere Material, wahrscheinlich auch unter geringerer Überlagerung, antraf und sich hier viel intensiver auswirkte als im Osten, wobei im Westen zusätzlich die zweite Schieferung meist zur Zerscherung der Serien führte.

ZUSAMMENFASSUNG

An der Südabdachung des Gotthard-Massivs im Wallis liegt eine schmale Sedimentzone – der gotthardmassivische Sedimentmantel –, welche in ihrer ganzen Längserstreckung (von Brig bis zum Bedrettotal) durch einen Triaszug von den anschliessenden penninischen Bündnerschiefern getrennt ist. Die Gesteine dieses Sedimentmantels besitzen liasisches und triassisches Alter. Die Trias ist im ganzen Untersuchungsgebiet einheitlich ausgebildet, und wir können auch hier die in den Schweizer Alpen übliche Dreiteilung erkennen und anwenden. Die liasischen Schichten bilden dagegen zwei Faziesbereiche, einen nördlicheren, der mit dem Helvetikum vergleichbar ist, und einen südlicheren, der mit dem Lias der Zone dauphinoise Ähnlichkeiten aufweist. Die nördliche Fazies – als

Nufenen-Zone bezeichnet – ist in der Nufenen-Gegend anzutreffen; sie wird dort lithologisch in drei Serien aufgeteilt:

- in die jüngste Serie der Nufenen-Knotenschiefer
- in die Serie der Nufenen-Sandsteine und
- in die älteste Serie der Nufenen-Granatschiefer.

Diese Serien enthalten zwar zahlreiche Fossilienträümmer, aber eine altersmässige Zuordnung der Schichten wird – abgesehen vom Arietesfund von W. SALOMON – nur durch lithologischen Vergleich mit den fossilbelegten Profilen der Glarner Alpen möglich.

Die andere Fazies-Zone, als Zone von Termen bezeichnet schliesst südlich an die Nufenen-Zone an und reicht gegen Westen bis in die Umgebung von Brig. Die unscharfe Grenze zwischen diesen beiden Faziesbereichen verläuft auf der Linie Corno-pass–Nordrand des Griesgletschers–Herkumme, wo die Nufenen-Zone infolge der schrägen Lage der liasischen Isopen zur Alpenstreichrichtung auskeilt. Die Zone von Termen besteht aus zwei Serien; der jüngeren

- Serie der Termen-Tonschiefer und der liegenden
- Serie der Termen-Kalkschiefer.

Aus einigen Ammonitenfunden in einem Dachschieferbruch bei Termen (sowohl in der Serie der Tonschiefer wie in der Serie der Kalkschiefer) geht hervor, dass die Grenze Ton-/Kalkschiefer an der Wende Domerien-Pliensbachien liegt.

Sämtliche untersuchten Serien wurden bei der alpidischen Orogenese gefaltet und metamorphosiert; die Metamorphose nimmt gegen Osten zu, was durch das Auftreten und durch die Verbreitung von einzelnen Mineralporphyroblasten angezeigt wird, aber das ganze Gebiet bleibt noch innerhalb der Chloritoid-Zone von E. NIGGLI (1960).

Tektonisch können wir im Gebiet drei Faltungen erkennen. Die erste hat die Grossfalten mit einheitlicher Axenrichtung, aber mit verschiedenem Einfalten gebildet. Mit der folgenden Faltung tritt eine intensive Schieferung auf, die heute noch als das dominierendste Gefügeelement im ganzen Gebiet zu bezeichnen ist. Im westlichen Teil des Gebietes führt diese Schieferung zur Zerscherung der Serien. Mit der ersten und zweiten Faltung entsteht auch ein richtungskonstantes Streckungslinear, das in der Nufenen-Gegend steil und im westlichen Untersuchungsgebiet mit 30° nach Osten einfällt. Es ist nicht eine Schnittgerade Schichtung/Schieferung.

Die Plagioklas-, Granat-, Epidot- und Ilmenit-Porphyroblasten entstanden nach der zweiten Faltung, sie werden von der dritten – mit fast horizontalen Axen – oben herum nach Norden gedreht. Chlorite, Biotite bildeten sich nach dieser dritten Faltung. Chloritoide findet man sowohl in Granaten eingeschlossen, als auch solche, die von der dritten Faltung nicht betroffen sind. Es scheint, dass ihr Wachstum bis in die letzte Bewegungsphase hineinreichte.

ABSTRACT⁷⁾

The sedimentary cover of the southern part of the Gotthard massif, situated in Wallis, consists of Triassic and Liassic rocks. The Triassic rocks show no noticeable

⁷⁾ Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Englische besorgte Herr H. ALMINAS. Ich möchte ihm an dieser Stelle für sein Entgegenkommen herzlich danken.

lithologic variation throughout this area. The Liassic rocks can be divided into two facies-zones: the northern sub-litoral Nufenen zone and the southern zone of Termen – believed to have been deposited farther away from the coast. Ammonites in addition to the one specimen known to date (W. BERNOLLI, 1942) were found within this zone in the Brig area.

The sediments as a whole were folded and went through a metamorphic phase as a result of the alpine orogeny. Three distinct phases of folding can be recognised. The large porphyroblasts (garnet, plagioklase) which indicate an increase in the degree of metamorphism eastwards, appeared toward the end of the second folding phase. The biotite and chlorite belong to the third phase. The chloritoid was formed contemporaneously with the garnet and continued to grow throughout the last folding phase.

LITERATUR

- ARBENZ, P. (1907): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen*. Eclogae geol. Helv. 9/4: 464–483.
- (1913a): *Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 58/1 + 2: 15–34.
 - (1913b): *Exkursion in die Obwaldner Alpen*. Eclogae geol. Helv. 12/5: 689–721.
 - (1915): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 64/1 + 2: 246–275.
 - (1922): *Die tektonische Stellung der grossen Doggermassen im Berner Oberland*. Verh. Schweiz. Natf. Ges.: 216–218.
 - (1934): *Die helvetische Region*. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II: 96–120.
- ARBENZ, P., COLLET, L.W., GÜNZLER-SEIFFERT, H., & LOUIS, K. (1932): *Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. im Berner Oberland*. Eclogae geol. Helv. 25/2: 371–394.
- ARGAND, E. (1916): *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Eclogae geol. Helv. 14/1: 145–191.
- BADOUX, H. (1945): *La géologie de la Zone des cols entre la Sarine et le Hahnenmoos*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 84: 1–70.
- (1946): *L'Ultra-helvétique au Nord du Rhône valaisan*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, NF. 85: 1–56.
- BADOUX, H., BONNARD, E. G., & BURRI, M. (1959): *Notice explicative pour la feuille S. Léonard (35)*. Atlas géol. Suisse: 1–23.
- BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W., & UHR, A. (1961): *Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez*. Eclogae geol. Helv. 54/2: 478–491.
- BAUMER, A. (1964): *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. Geotechn. Serie 39: 1–105.
- BERNOULLI, W. (1942): *Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig*. Eclogae geol. Helv. 35/2: 116–118.
- BOEGLI, A. (1941): *Morphologische Untersuchungen im Goms*. Mitt. Natf. Ges. Freiburg (Schweiz): 99–159.
- BOLLI, H. M., & NABHOLZ, W. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien*. Eclogae geol. Helv. 52/1: 237–270.
- BOSSHARD, L. (1925): *Der Bau der Tessiner Kulmination*. Eclogae geol. Helv. 19/2: 504–521.
- (1929): *Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination*. Schweiz Min.-Petr. Mitt. 9/1: 107–160.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses*. Diss. Univ. Zürich.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): *Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 22/1: 99–189.

- BUXTORF, A. (1922): *Über Flussverlegungen der Rhone bei Gletsch und bei Brig.* Eclogae geol. Helv. 17/3: 328–334.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* Wepf & Co., Basel: 1–480.
- CHATTERJEE, N. D. (1961): *The Alpine Metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy.* Geol. Rundsch. 51/1: 1–72.
- (1962): *Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens.* N. Jb. Geol.-Paläont. Mh.: 587–606.
- CITA, M. B. (1953): *Studi geologici sulla Val Ferret italiana.* Boll. Serv. Geol. Italia (LXXV): 67–172.
- COLLET, L. W. (1948): *Les Ammonites du Lias dans le Fidenrothorn.* Eclogae geol. Helv. 40/1: 1–6.
- EICHENBERGER, R. (1924): *Geologische und petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet).* Eclogae geol. Helv. 18/3: 451–483.
- ENGELS, B. (1959): *Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum.* Geotekt. Forsch. 13: 1–129.
- FEHR, W. (1926): *Geologische Karte der Urserenzone, 3:100000.* Geol. Spezialkarte 110. Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm.
- FRANK, M. (1930): *Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz.* N. Jb. f. Min. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 64: 325–426.
- FRICKER, P. E. (1960): *Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis).* Eclogae geol. Helv. 53/1: 33–132.
- FRITSCH, K. von (1873): *Das Gotthardgebiet.* Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. 15: 1–154.
- Geologische Generalkarte der Schweiz, Blätter 6 Sion (1942) und 7 Ticino (1955).* Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm.
- Geologische Karte der Schweiz 1:100000. Blatt XVIII Brig-Airolo (1885).* Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm.
- GERLACH, H. (1869): *Die penninischen Alpen.* N. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 23.
- (1883): *Die penninischen Alpen.* Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz 27.
- GRASMÜCK, K. (1961): *Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs.* Eclogae geol. Helv. 54/2: 351–450.
- GÜNTHER, A. (1954): *Über Klinozosit-Epidotbildung im Penninikum des NW-Tessins.* Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 34/1: 186–187.
- HAFNER, S. (1958): *Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs.* Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 38/2: 255–362.
- HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz 25.
- (1919): *Geologie der Schweiz,* Tauchnitz, Leipzig.
- HERMANN, F. (1937): *Carta Geologica delle Alpi Nord-Occidentali.* 1:200000. Wepf & Co., Basel.
- HIGGINS, A. K. (1964): *Fossil Remains in Staurolite-Kyanite Schists of the Bedretto-Mulde Bündner-schiefer.* Eclogae geol. Helv. 57/1: 151–156.
- HOLST PELLEKAAN, W. van (1913): *Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi.* Diss. Univ. Zürich.
- HUBER, H. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv.* Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 23/1: 72–260.
- (1944): *Fragmentarischer Beitrag zur geologischen Karte des südlichen Obergoms mit Karten-skizze 1: 25000.* Bericht an die Geol. Komm., unveröff.
- HUBER, K. (1933): *Geologie der Sattelzone bei Adelboden.* Mitt. Natf. Ges. Bern: 21–134.
- HUTTENLOCHER, H. F. (1946): *Konglomerate und konglomeratähnliche Bildungen aus der Umgebung von Naters (Wallis).* Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 26/2: 257–272.
- JÄGER, E., & STRECKEISEN, A. (1958): *Nachweis von Graphit in graphitführenden Schiefern des Simplon-Gebietes.* Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 38/2: 375–386.
- JUNG, W. (1963): *Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs.* Eclogae geol. Helv. 56/2: 653–754.
- KARL, F. (1952): *Über einige tektonische und petrographische Beobachtungen im Gotthard- und Aar-massiv und im Raum nördlich Bellinzona.* Verh. Geol. Bundesanst. Wien. Heft 4: 205–207.
- KRIGE, L. J. (1918): *Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung.* Eclogae geol. Helv. 14/5: 519–654.

- KVALE, A. (1957): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 37/2: 398–434.
- Landeskarte der Schweiz 1:50 000. Blätter 264 Jungfrau, 265 Nufenenpass und 274 Visp*. Herausgeg. v. d. Eidg. Landestop., Bern.
- LUGEON, M. (1914): *Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 30: 1–360.
- LUGEON, M., & ARGAND, E. (1937): *Notice explicative pour la feuille Saxon–Morcles (10)*, Atlas géol. Suisse: 1–22.
- LÜTHY, H.-J. (1965): *Geologie der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung und der penninischen Bündnerschiefer im Blinnental, Rappental und Binntal (Oberwallis)*. Diss. Univ. Bern.
- MACHATSCHEK, F., & STAUB, W. (1927): *Morphologische Untersuchungen im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 20/3: 335–379.
- MEIER, P., & NABHOLZ, W. (1949): *Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthard-Massivs im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 42/2: 197–214.
- MEIER, P. (1951): *Erläuterungen zur petrographischen Skizze des Gebietes zwischen Rhonetal und Saflisch-Binntal*. Unveröff. Manuskript, depon. Min.-Petr. Inst. ETH, Zürich.
- NABHOLZ, W. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv. 38/1: 1–119.
- (1948): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal*. Eclogae geol. Helv. 41/2: 247–268.
 - (1951): *Beziehung 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.
- NABHOLZ, W., & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz*. Eclogae geol. Helv. 56/2: 755–808.
- NIGGLI, E. (1944): *Das westliche Tavetschermassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthard-massivs*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 24/1 + 2: 58–301.
- (1955): *Zum Vorkommen von Kalkglimmern (Margarit, Clintonit) in den Schweizer Alpen*. Leidse Geo. Meded. 20: 165–170.
 - (1956): *Stilpnomelan als gesteinbildendes Mineral in den Schweizer Alpen*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 36/2: 511–514.
 - (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. Int. Geol. Congr., Session XXI Norden. 13: 132–138.
 - (1961): *Bemerkungen zur tertiären regionalen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. N. Jb. Miner. Abh. 96/2: 234–235, 238.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W., & JÄGER, E. (1956): *Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs*. Eclogae geol. Helv. 49/2: 469–479.
- NIGGLI, E., & NIGGLI, C. R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. Eclogae geol. Helv. 58/1: 335–368.
- NIGGLI, P. (1915): *Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. Geotechn. Serie 5.
- (1934): *Das Gotthardmassiv*. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II: 139–145.
- NIGGLI, P., & STAUB, W. (1914): *Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 45/3: 43–77.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSHARD, L., & KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 71: 1–19.
- ÖBERHOLZER, W. (1956): *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 35/2: 321–409.
- OULIANOFF, N., & TRÜMPY, R. (1958): *Notice explicative pour la feuille Grand St Bernard (33)*, Atlas géol. Suisse.
- PETTLJOHN, F. J., & POTTER, P. E. (1964): *Atlas and glossary of primary sedimentary Structures*. Springer Verlag, Berlin.
- PLESSMANN, W. (1957a): *Ein Vertreter der Arietitidae (HYATT 1874) im metamorphen Bündner Schiefer vom Nufenenpass*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 156–159.

- PLESSMANN, W. (1957b): *Zur Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer am SW-Rand des Gotthardmassivs.* Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. IIa, 1: 18–31.
- (1958): *Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum–Helvetikum.* Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math. physik Kl. IIa, 7: 153–188.
 - (1961): *Zur Entwicklung von Doppelachsen (B + B') in einem Bauakt.* N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 318–328.
- PLESSMANN, W., & WUNDERLICH, H. G. (1961): *Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogens.* N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 199–210.
- PREISWERK, H. (1934): *Simplonpass (Brig–Domodossola), Exkursion Nr. 32.* Geol. Führer der Schweiz, Fasc. VII: 506–513.
- PREISWERK, H., & REINHARD, M. (1934): *Nufenengebiet (Ulrichen–Cornopass–Bedrettatal), Exkursion 30.* Geol. Führer der Schweiz, Fasc. VII: 495–499.
- REINECK, H. E. (1960): *Über die Entstehung von Linsen- und Flaserschichten.* Abh. dtsch. Akad. Wiss. Berlin 3/1: 369–374.
- (1962): *Schichtungsarten in Wattenböden.* Z. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde: 154–159.
- RENEVIER, E. (1878): *Structure géologique du Massif du Simplon.* Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 15/79: 281–304.
- RÖTHLISBERGER, H. (1947): *Profile durch das Gotthardmassiv zwischen Ulrichen und Griespass.* Unveröff. Diplomarbeit, depon. Min.-Petr. Inst. ETH, Zürich.
- ROTHPLETZ, A. (1914): *Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Simplongebietes.* Z. dtsch. Geol. Ges. Abh. 66/1 + 2: 77–178.
- SALOMON, W. (1911): *Arietites sp. im schiefrigen granatführenden Biotit-Zoisit-Hornfels der Bedretto-Zone des Nufenen-Passes (Schweiz).* Verh. nathist.-med. Ver. Heidelberg, NF. 11/3: 220–224.
- SCHENKER, M. (1946): *Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal.* Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, NF. 86.
- SCHMIDT, C. (1907): *Über die Geologie des Simplongebietes.* Eclogae geol. Helv. 9/4: 484–584.
- (1908): *Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels.* Rektoratsprogramm der Univ. Basel.
- SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): *Geologische Karte der Simplongruppe, 1:50000.* Geol. Spezialkarte 48. Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm. Mit Erläuterungen.
- SHROCK, R. R. (1948): *Sequence in layered Rocks.* Mc Graw-Hill Book Comp., New York.
- SEEBER, H. (1911): *Beiträge zur Geologie der Faulhornguppe und Männlichengruppe.* Diss. Univ. Bern.
- STAUB, R. (1917): *Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen.* Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 46/3: 165–198.
- (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 52.
 - (1939): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden.* Eclogae geol. Helv. 31/2: 345–353.
 - (1942): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis.* Eclogae geol. Helv. 35/2: 112–115.
 - (1954): *Der Bau der Glarner Alpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie.* Tschudi, Glarus.
 - (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme.* Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 103.
- STEIGER, R. (1962): *Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St.Gotthard- und Lukmanierpass.* Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 42/2: 381–577.
- STRECKEISEN, A. (1962): *Zur Gesteinsmetamorphose im Simplongebiet.* Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 42/1: 13–14.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz.* Bd. 1. Stämpfli, Bern, und Schulthess, Zürich.
- TRÖSCH, A. (1908): *Beiträge zur Kenntnis der westlichen Kientaler Alpen.* Eclogae geol. Helv. 10/1: 65–152.
- TRÜMPY, R. (1945): *Le Lias autochtone d'Arbignon.* Eclogae geol. Helv. 38/2: 421–429.
- (1949): *Der Lias der Glarneralpen.* Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 79/1.

- TRÜMPY, R. (1951 a): *Sur les racines hélvetiques et les «Schistes lustres» entre la Rhône et la Vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi)*. Eclogae geol. Helv. 44/2: 338–347.
- (1951 b): *Le Lias de la Nappe de Bex dans la Basse Gryonne*. Bull. Soc. Vaud. Sc.Nat. 65: 161–182.
 - (1952): *Der Nordrand der liasischen Tethys in den Schweizer Alpen*. Geol. Rundsch. 40/2: 239–242.
 - (1955): *Wechselbeziehungen zwischen Paläogeographie und Deckenbau*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 100/4: 217–231.
 - 1958a): *Die Vorgeschichte der Kettengebirge*. Verh. Schweiz. Natf. Ges.: 80–92.
 - 1958b): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps*. Geol. Mijnbouw, 10: 340–352.
 - (1959): *Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias, und Dogger im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens*. Eclogae geol. Helv. 52/2: 435–448.
 - (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. Bull. Geol. Soc. America 71/6: 843–907.
 - (1960): *Sur les racines des nappes helvétiques*. Livre à la mem. du Prof. Fallot Tom. II: 419–428. Soc. Géol. France, Paris.
- WENK, ED. (1943): *Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin)*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 23/1: 265–293.
- (1955): *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 35/2: 311–319.
 - (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 42/1: 139–152.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): *Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 10/1: 38–116.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): *Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs*. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. IIa, 1: 1–31.
- (1958): *Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens*. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phasik. Kl. IIa: 7: 115–151.
- ZBINDEN, P. (1949): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs*. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 29/2: 221–356.
- ZELLER, H. R. (1895): *Ein geologisches Querprofil durch die Centralalpen*. Mitt. Natf. Ges. Bern: 45–114.
- (1896): *Nachträge zu meinem geologischen Querprofil durch die Centralalpen*. Mitt. Natf. Ges. Bern: 1–7.

GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE DES GOTTHARDMASSIVISCHEN MESOZOIKUMS ZWISCHEN NUFENENPASS UND BRIG

von Miklós Liszkay Nagy, mit Verwendung
der Originalaufnahme von Hans Lüthy
für das Gebiet zwischen Binn- und Blinntal

Masstab 1:50 000

0 4 km

