

Zusammenfassende Betrachtungen über die Stratigraphie der Nufenen-Zone und der Zone von Thermen

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **58 (1965)**

Heft 2

PDF erstellt am: **25.07.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

III. ZUSAMMENFASSENDEN 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. Aalenien) und in die hellfarbigen Schichten, die der Trias zuzuzählen sind. In der ersten Gruppe, den Lias-Schiefen, stellen wir zwei voneinander abweichende Faziesentwicklungen fest: eine nördlichere, sandigere, nach ihrem Hauptverbreitungsgebiet als Nufenen-Zone bezeichnete, und eine südlichere, eher küstenfernere Fazies, der wir die Bezeichnung Zone von Termen gegeben 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 Schiefen, 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, massige 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-

zelenen Typen tritt noch ein Karbonatgehalt bis 25% auf. Die Feldspäte sind Na-Kalifeldspäte und saure Plagioklase, beide sind häufig verzwillingt. Die Korngrösse der Grundmasse beträgt 0,2–0,4 mm; diese enthält wenigergerundete 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 kristallisations-schieferig.

2) Die karbonatische Trias (inkl. Gips):

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

Die Rauhdecken kommen in der Basistriass 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 Rauhdecken 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 Basistriass 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 Bettliggraben, auf der Tunetschalp, im Tunetschgraben und in allen Triasslamellen der Umgebung von Termen. Der Grenztriaszug gegen das Penninikum enthält Gips (bzw. Anhydrit) im Simplontunnelprofil, in der Saltinaschlucht und bei Waldmatten oberhalb Gamsen.

Ein weiteres Glied der karbonatischen Triass sind die gelben oder grauen, gebankten bis verschieferten Dolomite. Sie kommen meist in den ausgewalzten Triasslamellen 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 Tunetschgraben; weil sie beiderorts mit anderen Triassgesteinen zusammen auftreten, werden sie ebenfalls zur Triass 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 Triass:

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

petrographischen Variationsbereich aufweisen. Sie ist neben der Rauhwanke 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 –

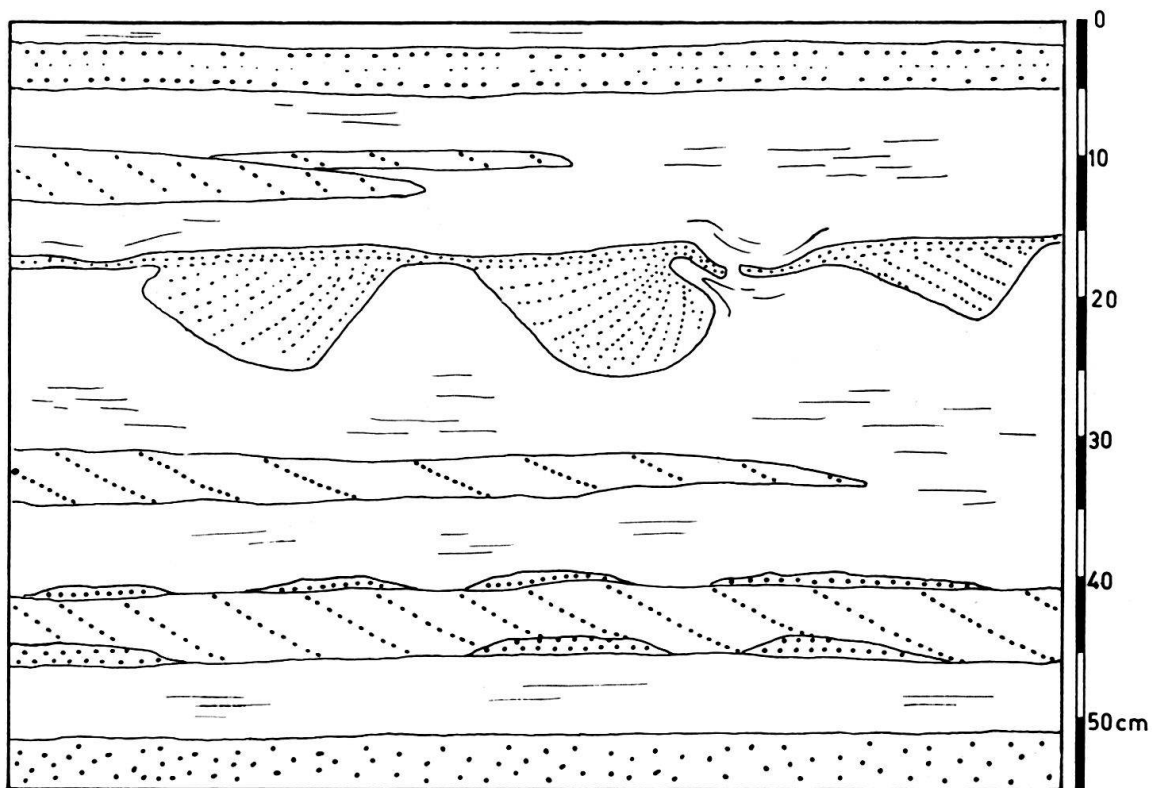


Fig. 6. Sedimentstrukturen der phyllitischen Trias im Müsetälli. In grünen Serizitphylliten sind sandigere, quarzreiche Lagen (punktiert) mit Schrägschichtung und mit Sand ausgefüllte Rinnen (Washouts) zu beobachten. (Koord.: 671,35/146,90/1970 m).

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. Hierzu 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 Müsetäli, durch eine gelbe Dolomitbank gebildet.

Die phyllitische Trias ist im Basistriaszug, der dem Altkristallin aufliegt, durchwegs vorhanden; aber ihr Hauptverbreitungsgebiet sind die schuppen-trennenden Triaslamellen, die hauptsächlich aus Serizitphylliten und Dolomitlagen aufgebaut sind. Die Mächtigkeit dieser obersten, triasischen Einheit ist kaum abzuschätzen. Am Nufenenpass beträgt sie ca. 100 m, und im Basistriaszug in den Gräben der Umgebung von Grenchols 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 eingeregelter Serizit und Chlorit besteht, in der folgende Porphyroblasten vorkommen können: gedrehte Plagioklase, mit ihren Längsachsen in der Streckungsrichtung eingeregelter 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 quarzitisches Trias lässt sich mit dem transgressiven Melsersandstein vergleichen, dessen Alter noch nicht eindeutig feststeht (vgl. R. TRÜMPY 1959); Rauhacken 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 küstenfernere, 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-Hohlautobel-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 Kummehorns aus; damit wird ihr Platz auf dem Rücken des Gotthard-Massivs westlich des Kummehorns 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, massige, gelbe Quarzite mit schwarzen pyritführenden Kalkton-schiefern wechsellagernd.
Serie der Nufenen-Granatschiefer	unterer Lias: Granatphyllite	untere Stufe: dunkle Kalke Granat-Biotit-Plagioklasschiefer (Tonschiefer) mit vereinzelt Kalkbänken schwarze, quarzitisches Tonschiefer und Quarzite

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 Aeginentalprofil eine in ihrem Aufbau mannigfaltige Serie, in welcher Tonschiefer, Quarzite und Lumachellenkalke miteinander wechsellagern. Sie steht in allen Mulden des Aeginentalprofils 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 Rhythmiten 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 Schalenrümmer und herzförmige Muschelschalenquerschnitte enthält. Gegen das Hangende zu folgen dann wieder graue, echinodermentrümmerführende 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

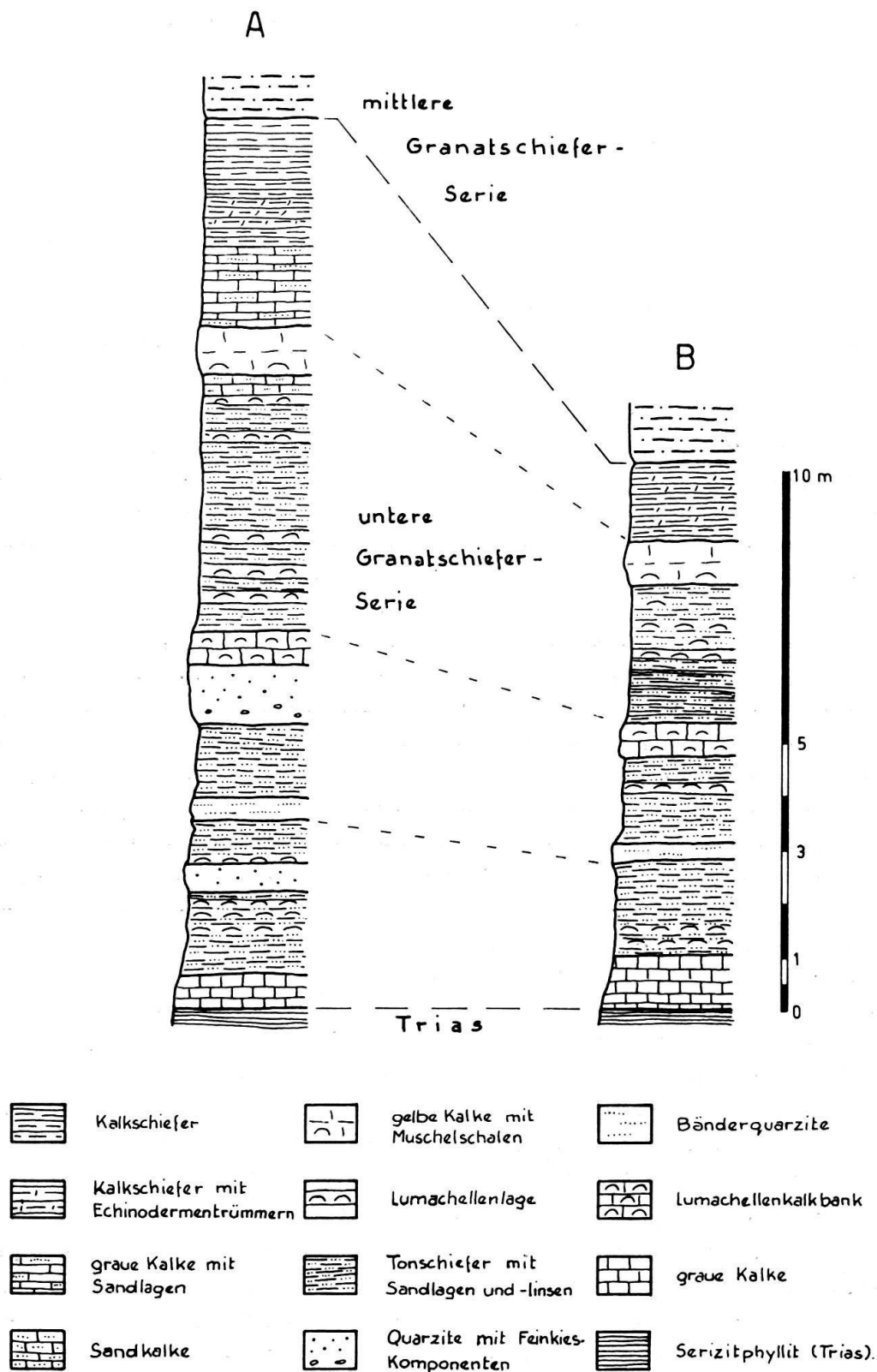


Fig. 7. Lithologische Profile durch die untere Granatschiefer-Serie im Aegentalprofil. A: Profil in der zweiten Mulde, am Südhang des Müsetällis; B: Profil in der vierten Mulde, direkt südlich des Triaszuges in 2300 m Höhe, dem Bach entlang.

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 gradierte 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 Rippelschichtung 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.

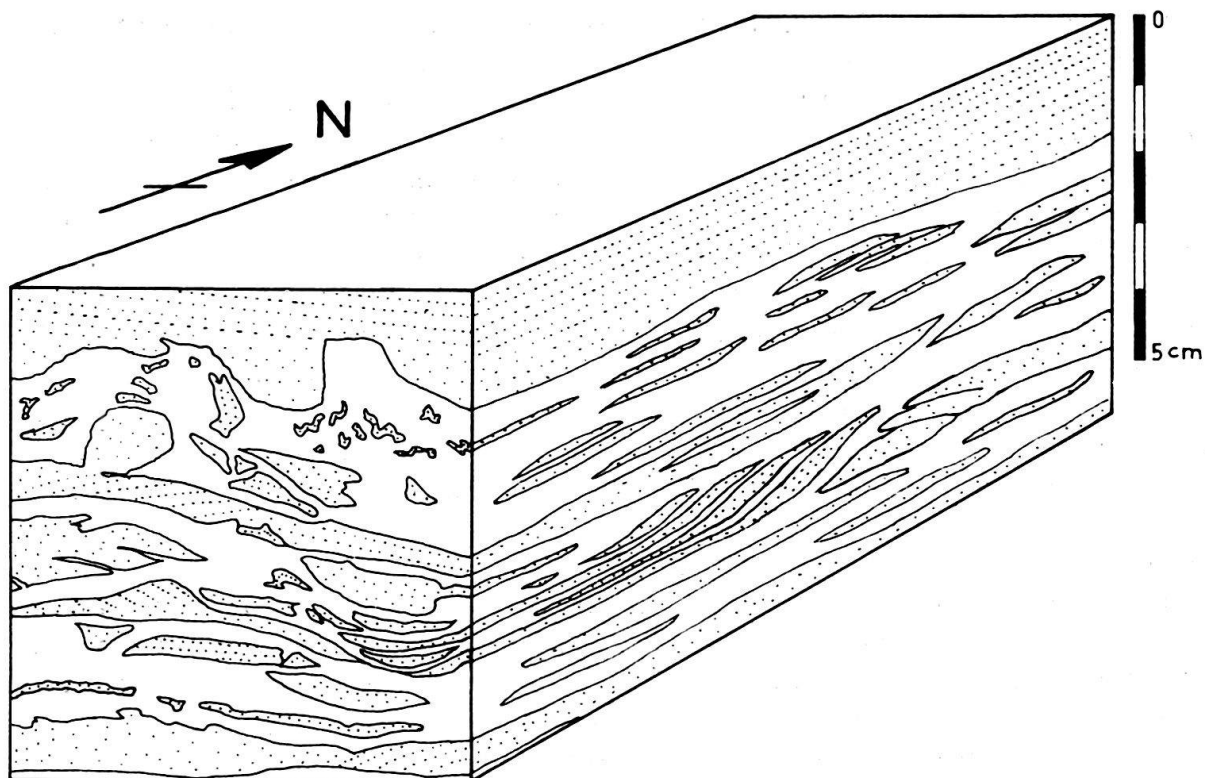


Fig. 8. Sedimentstrukturen in der oberen Granatschiefer-Serie im Profil des Griesgletscherabflusses (ca. 2160 m). Unten: sandige (punktiert) und tonige Lagen mit Linsenschichtung; im Vordergrund ist auch noch eine mit ihrer Strömungsrichtung nach Süden zeigende Rippelschichtung zu erkennen. Oben: Belastungsmarke (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 Aegentalprofil 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 Crinoidentrümmern auf. Keine von diesen sind isolierbar, und nur durch die charakteristischen Umriss 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 vereinzelt 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 vereinzelt, 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 Muschelschalenhorizonte. 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 Muschelschalenhorizonte 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 Muschelschalenhorizonte auf. Der Erhaltungszustand der Crinoiden und Muschelschalen ist ähnlich wie in der unteren Kalkbank; nur die Gryphaeen, die in den Muschelschalenhorizonten 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 abgeschert und wahrscheinlich auch nicht vollständig vorhanden. Ihr oberster Teil aber, mit grobkörnigen, muschelführenden Sandsteinen und ebenfalls muschelführenden 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 Wechselagerung, 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 Plagioklasporphyroblasten 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 Crinoidenbruchstücken die Belemniten zu erwähnen, die recht häufig auftreten und schon 1814 von LARDY entdeckt worden sind. Die Belemnitenrosten, die eine Länge von 5–10 cm erreichen, sind oft gelängt, zerrissen und nicht selten auch gekrümmt (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 Schriff 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 bestimmbare Foraminiferentrümmer. Es handelt sich hier um Phosphoritknollen, die bekanntlich an stark verminderte Sedimentation 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 Liegendes, die Serie der Sandsteine – an die nördlichsten Mulden gebunden, wo sie im Nufenenprofil zweimal als Muldenkern ansteht. Gegen Westen überwiegt ihre Verbreitung gegenüber den älteren Serien, weil die Falten allmählich abtauchen und das Geländeniveau hauptsächlich die alles überdeckende Serie der Knotenschiefer schneidet. Das westlichste Vorkommen der Serie der Knotenschiefer ist in der Umgebung des Kummehorns 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 bestimmbareren 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, massige 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)		
Aalenien	Schistes argileux	Jüngeres Mesozoikum abgeschert	unt. Aalenien- schiefer s. s.	Aalenien		
Toarcien	Schistes argileux arénacés		Grenzbildungen	Toarcien		
Domerien	Grès siliceux à patine rousse		obere Sexmorserie	Domerien		
Pliens.	Schichtlücke		--- ? - ? ---	untere Sexmorserie	Piensbachien	
	Calcaires arénacés detritiques avec Ammonites		Serie der Knotenschiefer			
Lothar.	Grès siliceux à patine verte ou violacée		Serie der Sandsteine	Spitzmeilenserie	Loth.	
Sin.	Banc peu puissant de calcaires à gryphées		ob. Granatschiefer- Serie	ob. Prodkammserie	Sinemurien	
Hettangien	Schistes marneux		mittl. Granatschiefer- Serie	mittl. Prodkammserie unt.		Hett.
Rhaet	Grès siliceux et bancs de Lumachelle		unt. Granatschiefer-Serie	Infralias Sandsteine	Rhaet	
Trias	Quartenschiefer		Phyllitische Trias	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 terrigener 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 abgeschert 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 Coroiserie (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 Domerien 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 Aeginentalprofil 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 Triassschichten 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 Gesteinsoberfläche 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 kohligter 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 Wechselagerung (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 echinodermentrümmerführenden 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):

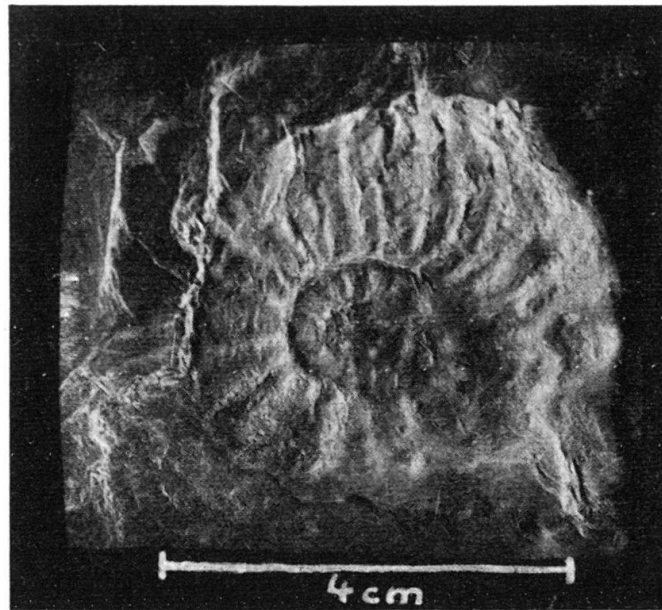
Als Hangendes der Kalkschiefer-Serie kommen vom Blinnental westwärts im ganzen Gebiet schwarze Tonschiefer vor, die in unserem Untersuchungsgebiet die Serie der Termen-Tonschiefer aufbauen. Zwischen Binntal und Tunetschgraben finden sie sich nur in der südlichsten Schuppe, aber im Untergrund der Termen-

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 feinblättrigem 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 Bettliggrabens 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.

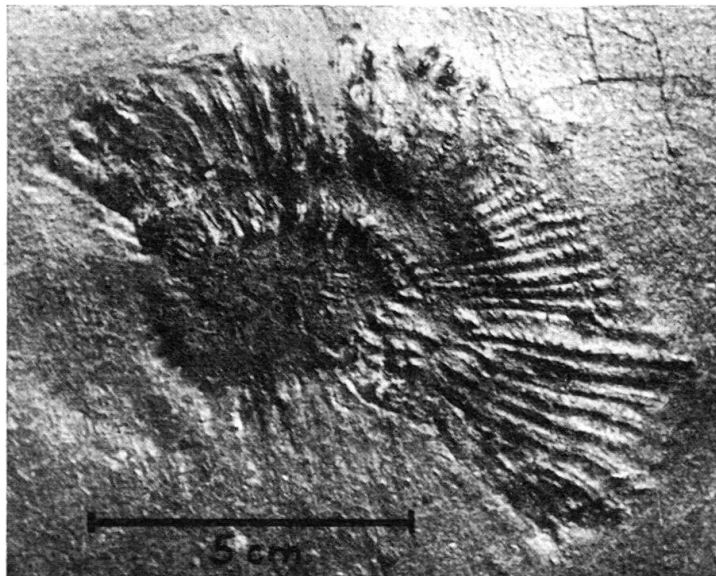
b) Fossilfunde und Alter der Serien der Zone von Termen:

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 Bettliggraben, Schnecken auf Fluh bei Grengiols 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 durchgeführte 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) durchgeführt, 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. cornucopie* (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 NUFENEN-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 Stilpnomelan 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 Triasschuppe. Am westlichen Ende des Untersuchungs-