

**Die Pin-Formation (Altpaläozoikum) von
Muth, Spiti (Indischer Himalaya):
Stratigraphie und Fazies.**

mit 14 Tafeln

Diplomarbeit zur Erlangung
des akademischen Grades
Magister der Naturwissenschaften
an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Wien

eingereicht von
Thomas Suttner
Wien, Oktober 2003

Diese Arbeit widme ich
meinen Eltern und meinem Bruder,
die mich gelehrt haben,
den Erkenntnissen unserer Welt
kritisch und prüfenden Geistes
entgegen zu treten.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	4
Abstract	5
1) Einleitung	6
1.1) Historischer Überblick	6
1.2) Abriß der paläozoischen Schichtfolge des Spiti Himalaya	7
2) Geographie	8
3) Geologie	9
4) Material und Methoden	17
4.1) Material	17
4.2) Methoden	18
4.2.1) Geländetätigkeit	18
4.2.2) Labortätigkeit	18
5) Fauna	18
5.1) Makrofauna	19
5.2) Mikrofauna	21
6) Faunenbeschreibung (Systematik)	21
6.1) CONODONTA	21
6.2) PALAEOSCOLECIDA	29
6.3) TENTAKULITIDA	30
7) Stratigraphie	31
8) Faziesanalyse	33
8.1) Litho- und Mikrofazies	33
8.2) Biofazies	33
9) Nachweis der Ashgillvereisung ?	36
10) Schlussfolgerungen	38
11) Danksagung	38
12) Literatur	39
13) Anhang	46
Tabellen	
Tafelteil	
Curriculum vitae	81

Zusammenfassung

Die Pin Formation des Altpaläozoikums der Tethys – Zone des Indischen Himalaya wird im Typprofil feinstratigraphisch sowie litho- und biofaziell gegliedert. Im 280 m mächtigen Profil, das in 17 Komplexe unterteilt wird, kann anhand von Conodonten oberes Ordovizium (*Amorphognathus superbus* und *A. ordovicicus* Zone) nachgewiesen werden (ab 90 m - 220 m). Conodontenfunde aus dem nahegelegenen Profil von Mikkim helfen durch lithostratigraphische Korrelation den geringmächtigen Hangendanteil (220 m – 280 m) in das untere Silur zu stellen. Für die biostratigraphische Analyse wurden 20 Conodonten führende Gesteinsproben (von insgesamt 41 Proben) ausgewertet. Über 500 Elemente konnten identifiziert und auf etwa 20 Conodontenarten (nach der Multielementtheorie) bestimmt werden, die sich auf zwei Conodontenkommunitäten verteilen (*Amorphognathus*-Fauna und *Phragmodus*-Fauna). Vertreter der *Amorphognathus*-Fauna (*A. ordovicicus* Biozone) gelten als Bewohner der kühlen Meere und zählen zur „Atlantischen Provinz“. Sie kommen in den Komplexen P/7 bis P/13 (ab 90 m bis 220 m) vor. Die Elemente der *Phragmodus*-Fauna gehören den wärmeren Meeren der nördlichen Hemisphäre an und kommen in den Komplexen P/11 bis P/13 (ab 190 m bis 220 m) vor. Die beiden Faunen deuten auf Klimaschwankungen im Vorfeld der spätordovizischen Vereisung hin.

Das Pin Profil lässt sich in mehrere lithologische Einheiten gliedern. Die ersten 90 m bestehen aus mittel- bis feinkörnigen Siliziklastika (P/1 bis P/6) und gehen in 50 m mächtige sandige bis reinere, zum Teil knollige Karbonate (P/7 und P/8) über. Darüber folgen wenige Meter aus Silt-Sandsteinbänken (Basis P/9) sowie 80 m von sandigem bis reinem Kalkgestein (P/9 bis P/13). Aus diesem kalkreichen Profilabschnitt stammt eine Vielzahl an schlecht erhaltenen Gerüstbildnern, Brachiopoden, Bryozoen, Echinodermaten, Mollusken und Trilobiten. Es folgt ein Abschnitt (60 m) aus sandigen Kalken mit tonigen bis siltigen Lagen (P/14 und P/15). Das Top der Formation besteht aus stark silifizierten Sand- und kalkigen Sandsteinen (P/16 und P/17). Innerhalb der lithologischen Abfolge lassen sich drei Zyklen differenzieren, wobei jeder Zyklus mit Sand- oder Siltsteinen beginnt und in karbonatreiche Gesteine übergeht, bis die Lithologie durch einen schnellen Fazieswechsel wieder zu Silt- bis Sandsteinen wechselt. Zyklus 1 (0 m – 140 m) bzw. 2 (140 m – 220 m) liegen im Caradoc bis Ashgill, Zyklus 3 (220 m – 280 m) im Untersilur.

Mikrofazielle Analysen deuten auf ein flach marines Ablagerungsmilieu hin. Dem relativ seichten Ablagerungsmilieu an der Basis des Profils folgt ab P/7 eine transgressive Phase, die sich nach einem kurzfristigen Meeresspiegelrückgang (bei P/7) im Verlauf des ersten Zyklus bis P/9 fortsetzt und in einer abrupten Regression endet. Der zweite Zyklus schließt mit einer ebenso schnellen Transgression an. Mehrere, mäßig oszillierende Meeresspiegelschwankungen folgen bis zum Top von P/13, wo der Zyklus wieder mit einem deutlichen Meeresspiegelabfall endet. Der dritte Zyklus beginnt mit einer leichten Transgression, oszilliert in geringer Tiefe bis zum Top von P/17 und endet erosiv bzw. diskontinuierlich. Die im Profil erarbeiteten Meeresspiegelschwankungen lassen sich mit der globalen Meeresspiegelkurve gut vergleichen.

Die weltweite Vereisungsphase während des späten Rawtheium und Hirnantium lässt sich im Pin Profil nicht durch Fossilien (und Sedimente) nachweisen und dürfte einer Schichtlücke zwischen Zyklus 2 und 3 (= Grenze Komplex P/13 zu P/14) entsprechen.

Abstract

A detailed biostratigraphy, as well as the litho- and biofacies of the type section of the early Paleozoic Pin Formation from the Tethyan Zone of the Indian Himalayas is documented. Within the 280 m thick sequence Upper Ordovician has been dated by conodonts (occurring from 90 m to 220 m) (*Amorphognathus superbus* and *A. ordovicicus* Zone). 220 m to 280 m from Lower Silurian is represented by the upper part. This age is proved by megafauna and coeval conodont bearing beds from a closely located site at Mikkim. 20 conodont bearing rock samples (out of 41) have been analyzed. More than 500 elements are identified and attributed to about 20 conodont multielement species. Two different conodont communities (*Amorphognathus* fauna and *Phragmodus* fauna) are recognized. Elements of the *Amorphognathus* fauna (*A. ordovicicus* biozone) indicate cool marine water of the “atlantic province” and occur in unit P/7 to P/13 (90 m to 220 m). Elements of the *Phragmodus* fauna are part of warm marine oceans from the northern hemisphere and occur in unit P/11 to P/13 (190 m to 220 m). They most probably indicate climatic oscillations of the upcoming Late Ordovician glaciation.

The Pin section is subdivided into distinct lithological units. The basal 90 m consist of middle- to finegrained siliciclastics (P/1 to P/6) followed by 50 m of sandy to pure nodular limestones. The above following silt and sandstone beds (a few metres) of P/9 are overlain by 80 m of sandy to pure limestone (P/9 to P/13). This part yields many well preserved reef builders (stromatoporoids, corals), brachiopods, bryozoans, echinoderms, molluscs and trilobites. 60 m of sandy limestone with layers of mud- to siltstone follow next (P/14 and P/15). The top of the formation consists of strongly silicified sandstones and calcareous sandstones (P/16 and P/17). Within these lithological units three cycles are distinguished. Each cycle starts with sand- and siltstones followed by a transition to limestone beds till the lithology gets back to silt – and sandstones with a sharp faciesbreak. Cycle 1 (0 m to 140 m) and 2 (140 m to 220 m) are of Upper Ordovician (Caradocian to Ashgillian) age, cycle 3 (220 m to 280 m) is Lower Silurian in age.

The microfacial analyse points to shallow marine environment. Cycle 1 starts very shallow followed by a transgression starting at P/7 and persisting to P/9, with a short sea level fall in between (at P/7). Cycle 2 continues again shallow followed by a similarly fast transgression, with minor sea level fluctuations up to P/13. Cycle 3 starts with a slight transgression and shows shallower subtidal sedimentation up to the top P/17 where it ends erosive and discontinuous. The described sea level changes of the section are in good agreement with the global sea level curve of the studied time interval.

The glaciation and global cooling phase during late Rawtheian to Hirnantian cannot be identified through fossils (and sediments); it may be represented by a hiatus between Cycle 2 and 3 (= boundary between unit P/13 and P/14).

1) Einleitung

Ziel der Diplomarbeit war es, ein umfassendes Detailprofil für die Pin-Formation (GOEL und NAIR 1977) an ihrer Typlokalität (Pin Tal, bei Muth) zu erstellen. Dies geschah durch eine Bank für Bank-Aufnahme. Dieses Profil ist die Grundlage für die feinstratigraphische Bearbeitung der Gesteine und eignet sich gut zur Wiederbeprobung in den Folgejahren. Weitere Ziele stellten hochauflösende Conodontenstratigraphie und detaillierte Faziesanalyse dar. Durch die Bestimmung der Mikrofossilien konnte die Pin Formation hinsichtlich ihrer biostratigraphischen Reichweite relativ genau eingestuft werden, was bisher durch Stratigraphie mit Makrofossilien nicht möglich war. Die Conodontendaten aus der Pin Formation wurden mit denen anderer Profile (BARNES & FAHRAEUS 1975, SWEET & BERGSTRÖM 1984, VANNAY 1993, WANG 1987, etc.) des späten Ordovizium bis Silur (SCOTESE *et al.* 1979 u. 1990, STAMPFLI *et al.* 1991, 2002) verglichen. Dem folgte die Untersuchung von Biogenen und Restsediment in Lösrückständen, sowie die Bearbeitung von Dünn- und Anschliffen zur Faziesanalyse. Im Vergleich mit Erkenntnissen der modernen Erforschung rezenter mariner Faziesräume sollten die Taphonomie und Palökologie der zum Teil sehr reichen und diversen Fossilvergesellschaftungen geklärt werden. Weiters wurde die bearbeitete Formation in das Gesamtbild der damals bestehenden Provinzen (Amerikanisch-Sibirische: äquatorial; Euroasiatische: mittlere Breiten) eingefügt. Damit wurde zu paläobiogeographischen Beziehungen Stellung genommen. Auf die Problematik, ein an Kalk- und Gerüstbildner reiches Profil wie die Pin Fm mit den Ashgill-Vereisungsphasen (Rawtheyum bis Hirnantium) zu korrelieren, wurde eingegangen. Abschließend wurden die Auswirkungen der Sahara-Eiszeit auf Fazies und Faunenvergesellschaftung erläutert.

1.1) Historischer Überblick

Im frühen 19. Jahrhundert haben in Asien stationierte Offiziere des Britischen Militärs, sowie Mitarbeiter des Survey of India damit begonnen, geographische und geologische Beobachtungen über den Himalaya in Reiseberichten festzuhalten. Einer der ersten war Dr. GERARD, der bereits 1832 von Ammonitenfunden im Spiti Tal berichtete. Ihm folgten Forscher wie HUTTON 1841, HAY 1850, THEOBALD 1862. Sie alle haben Berichte zur Geologie von Spiti veröffentlicht. 1864 u. 65 haben STOLICZKA und MALLET damit begonnen, sämtliche Formationen (Präkambrium bis Kreide) in und um Spiti wissenschaftlich zu dokumentieren.

1866 erscheint von STOLICZKA eine Abhandlung über das Spiti Tal, worin er bereits auf die stratigraphische Stellung der altpaläozoischen Schichtfolge eingeht. Nicht unwesentlich sind auch die Überblickswerke zur Geologie Indiens: *Geology of India and Burma* (KRISHNAN 1956), *A manual of the Geology of India and Burma* (PASCOE 1959), *Geology of the Himalaya* (GANSSER 1964), *Geology of India* (WADIA 1975) und *Geology of Western Himalaya* (THAKUR 1992). Darin werden grundlegende wie weiterführende Beiträge zum Altpaläozoikum in einer übersichtlichen Form zusammengefasst und erhalten. In Bezug auf Spiti sind vor allem die Publikationen von SALTER und BLANFORD (1865), GRIESBACH (1891), HAYDEN (1904, 1908) und REED (1910, 1911, 1912 und 1921). Ihre Werke bilden die Grundlage zu sämtlichen geologischen und paläontologischen Arbeiten in diesem Gebiet. Aufbauend auf dem Grundwissen über Spiti entstanden immer genauere Karten und Profile (FUCHS 1967, 1982). All das erleichterte die Dokumentation paläontologischer Funde. Fragen zur Palökologie und Taphonomie der fossilen Ablagerungen des Paläozoikums im Spiti Tal konnten geklärt werden (z.B.: BHARGAVA und BASSI 1986, TALENT 1982). Untersuchungen zur Alterseinstufung anhand von Conodonten (GOEL 1987; TALENT *et al.* 1988; DRAGANITS *et al.* 2002) konnten ferner die zum Teil recht vagen alten Datierungen durch Makrofossilien ergänzen bzw. präzisieren.

1.2) Abriß der paläozoischen Schichtfolge des Spiti Himalaya

Eine kurze Charakterisierung der einzelnen Formationen (Kambrium bis Perm) soll einen Überblick zu den paläozoischen Ablagerungen von Spiti (dazu auch: WIESMAYR 2000) geben.

Kunz am La Formation (SRIKANTIA 1974,1981)

Das tektonisch stark beanspruchte Typusprofil am Kunz am La (SRIKANTIA 1974,1981) ist durch bessere Aufschlüsse im Pin – und Parahio Tal (KUMAR *et al.* 1984,) repräsentiert. Die Abfolge kann bis über 1500 Meter mächtig sein (BHARGAVA und BASSI 1998) und besteht überwiegend aus grauen Quarzarenitbänken, graugrünen Tonschiefern, sowie Siltsteinen und dolomitreichen Abschnitten. Die Grenze zur darauf folgenden Formation zeichnet sich durch eine Winkeldiskordanz aus. Aufgrund von Conodonten (BHATT und KUMAR 1980), Ichnofossilien (BHARGAVA *et al.* 1982) und Trilobiten (JELL und HUGHES 1997) ist eine Einstufung ins Untere bis Mittlere Kambrium gesichert.

Shian Formation (GOEL und NAIR 1977, 1982)

Die Abfolge wird bei anderen, meist indischen Autoren auch als Thango Formation (SRIKANTIA 1974), nach dem Aufschluss bei Thango im Parahio Tal, bezeichnet. Neben diesem, von Störungen durchsetzten Profil, findet man ein relativ ungestörtes bei Shian (GOEL und NAIR 1977, 1982) zirka 4 km südlich von Farka Muth, in direktem sedimentären Kontakt zur Pin Formation. Gute Aufschlussverhältnisse ermöglichen es, die Abfolge lückenlos aufzunehmen. An der Basis der etwa 1200 m mächtigen siliziklastischen Ablagerungen besteht eine Diskontinuität in Form einer ausgeprägten Winkeldiskordanz. Das Einfallen der ersten Bank (052/60) ist um einige Grad flacher als das Top der darunter liegenden Formation (062/67). Auch eine sedimentäre sowie zeitliche Lücke der darunterliegenden Fm zur Shian Fm durch Erosion im Hangendbereich wird vermutet. Die ersten 70 Meter bestehen aus relativ mächtigen Konglomeraten mit bis über faustgroße Komponenten (aufgearbeitetes Material aus der Kunz am La Fm). Man vermutet darin fluviatile Deltaschüttungen aus dem Hinterland (BAGATI *et al.* 1991). Darauf folgen dunkelrot anwitternde (angeschlagen: weiße bis hellgraue) grobkörnige, zumeist schräggeschichtete Sandsteinkörper, die im Durchschnitt 30 bis 50 cm mächtig und lateral relativ konstant sind. Zwischen den Bänken treten immer wieder dünne feinkörnige Schichten auf. Die Schichten der letzten 30 m sind generell feinkörniger, stark bioturbiert und werden von etwa 15 cm dicken, prominenten Sandsteinbänken unterbrochen. Bis auf einige Flächen mit symmetrischen Rippelmarken wurden Spurenfossilien und vereinzelt Trockenrisse gefunden. Weder Schalenreste noch Abdrücke von Organismen sind aus diesem Profil bekannt. Das genaue stratigraphische Alter ist noch nicht geklärt. Unteres bis Mittleres Ordovizium steht zur Diskussion.

Pin Formation (GOEL und NAIR 1977)

Die Formation am Pin Fluss wurde bereits von HAYDEN (1904), SRIKANTIA (1974,1977), GOEL und NAIR (1977), BHARGAVA und BASSI (1986, 1998), KATO *et al.* (1987), DRAGANITS (2000) u.a. relativ genau studiert. 1974 hat SRIKANTIA in einer nicht publ. Arbeit den Namen Takche Fm mit Angabe eines ungeeigneten Referenzprofils nahe Takche (Spiti) vorgeschlagen und schließlich 1977 veröffentlicht. Im gleichen Jahr jedoch haben GOEL und NAIR (1977), an deren Definition sich der Begriff „Pin Formation“ der vorliegenden Arbeit orientiert, den Terminus Pin Limestone für das Profil im Pin Tal (Farka Muth) eingeführt. Da aber die untersuchte Abfolge nur zu einem geringen Teil aus reinen Kalken besteht (BHARGAVA und BASSI 1998), ist dem Begriff von GOEL und NAIR (1977) die Bezeichnung Pin Formation vorzuziehen. Wegen der günstigen Aufschlussverhältnisse und seiner relativ guten Zugänglichkeit aufgrund des steilen Schichteinfallens scheint das Profil bei Muth geeigneter zu sein als jenes bei Takche; außerdem ist durch die vorliegende Arbeit eine genaue Einstufung mittels Conodonten ins Oberordovizium

bis Untersilur gelungen. Neben der aufgenommenen Formation befinden sich im Himachal Himalaya weitere Profile in Spiti bei Gechang und Leo, sowie in Kinnaur bei Manchap (BHARGAVA und BASSI 1986).

Muth Formation (SRIKANTIA 1981)

Zwar gab es die Bezeichnung „Muth Series“ schon seit STOLICZKA 1866, doch der von ihm geprägte Begriff beinhaltete nicht nur die Muth Formation *sensu stricto* (SRIKANTIA 1981); vielmehr vereinigte er darunter sämtliche altpaläozoischen Formationen (Shian-, Pin- und Muth Fm). Davon ausgenommen war die kambrische Kunz am La Formation, die der Haimanta Gruppe zugerechnet wird. Jüngere Arbeiten (FUCHS 1982; BHARGAVA und BASSI 1998; DRAGANITS 2000) über diese markante Formation lassen die etwa 300 m mächtige Folge, vorwiegend dick gebankter, weißer, spurenreicher Quarzarenite (die nur nahe des Tops von dolomitischen Lagen unterbrochen werden) als Küsten- bzw. Strandfazies frühdevonischer Barriereinseln (DRAGANITS *et al.* 1998, 2001) interpretieren.

Lipak Formation (HAYDEN 1904)

Auf die Muth Fm folgt die Lipak Formation, die der Kanawar Gruppe (SRIKANTIA 1974, 1981) angehört. Mit einer Mächtigkeit von zirka 140 m stellt sie ein lithologisch sehr abwechslungsreiches Profil, bestehend aus tonreichen Sedimenten, Silt- und Sandsteinen, wie bioklastischen Karbonaten, gut ausgewaschenen Grainstones usw. dar. Biostratigraphischen Untersuchungen zufolge ist die Basis der Formation ins Givetium (M-Devon) und der Hangendanteil ins Famennium (O-Devon) bis Tournaisium (U-Karbon) zu stellen. Grund dafür ist eine Sedimentationslücke etwa 33m oberhalb der Basis der Lipak Fm, die im Gelände bisher nicht aufgefallen ist und erst durch die Bearbeitung der Conodonten (DRAGANITS *et al.* 2002) festgestellt werden konnte.

Kuling Gruppe (GARZANTI *et al.* 1996a)

Die Kuling Gruppe fasst nach der neuen Definition von GARZANTI (1996a) verschiedene, nicht sehr mächtige Formationen zusammen. Es handelt sich dabei um die Po- und Ganmachidam Fm (die nach SRIKANTIA 1974, 1981 eigentlich der Kanwar Gruppe angehören), sowie die Gechang- und Gungri Fm, die bisher von HAYDEN (1904, 1908), SRIKANTIA (1974, 1981), FUCHS (1982), GARZANTI *et al.* (1996a), BHARGAVA und BASSI (1998) und anderen Forschern bearbeitet wurden. Chronostratigraphisch stellt man sie ins Karbon bis Perm (GARZANTI *et al.* 1996b). Darüber folgt die in der Untertrias beginnende Tamba Kurkur Formation (SRIKANTIA 1981).

2) Geographie

Das bearbeitete Profil der Pin Formation befindet sich im Pin-Tal der Spiti Region (Fig. 1). Dieses Gebiet gehört als Teil des hohen NW Himalaya zum indischen Bundesstaat Himachal Pradesh, der im Osten an China und im Norden an die politisch umstrittene Region Kashmirs grenzt. Gut aufgeschlossen und relativ ungestört liegt die Schichtfolge in der Nähe des Dorfes Muth (31°57' Latitude und 78°06' Longitude), auf der SE Seite des Pin Flusses bei Farka Muth (Fig. 2). Diese Lokalität ist von Manali (Kullu) aus mit Jeep oder Bus erreichbar, wobei zwei hohe Gebirgspässe (Rohtang Pass: 3976m und Kunzam La Pass: 4551m) überquert werden. Im Spiti-Tal angelangt, fährt man von Lossar entlang dem Spiti Fluss über Kaza bis zur Abzweigung ins Pin-Tal. Nach Überquerung des Spiti Flusses führt eine Seitenstraße ins Pin-Tal über Guling nach Sangnam (Mikkim). Dort quert man den Parahio Fluss und folgt der Route nach Muth, die bis in das Jahr 2001 nur mit Esel- oder Yak-Karawane zu Fuß bewältigt werden konnte. Eine zweite Route ins Pin Tal führt durch Kinnaur entlang dem Sutlej, gefolgt von einer beschwerlichen Trekkingtour über den Baba Pass.

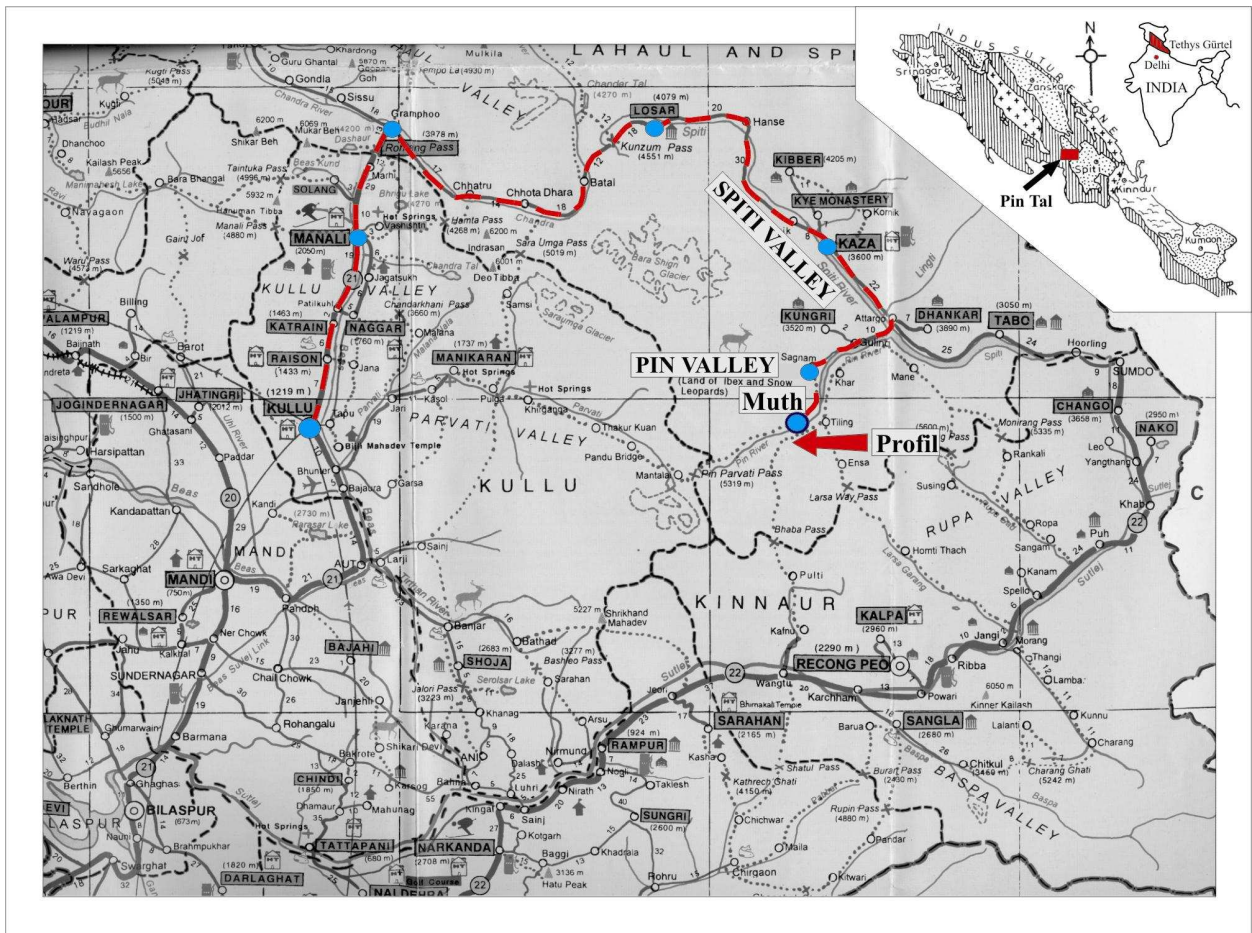


Fig. 1: Gebiet des NW-Himalaya; Fahrroue über Kullu, von Manali nach Muth.

3) Geologie

Von weitem gut erkennbar, ist die Pin Formation (GOEL und NAIR 1977), im Liegenden gegen die roten Sandstein- bis Quarzitbänke der Shian Formation und im Hangenden gegen die weißen Quarzite der Muth Formation klar abgegrenzt (Fig. 2)

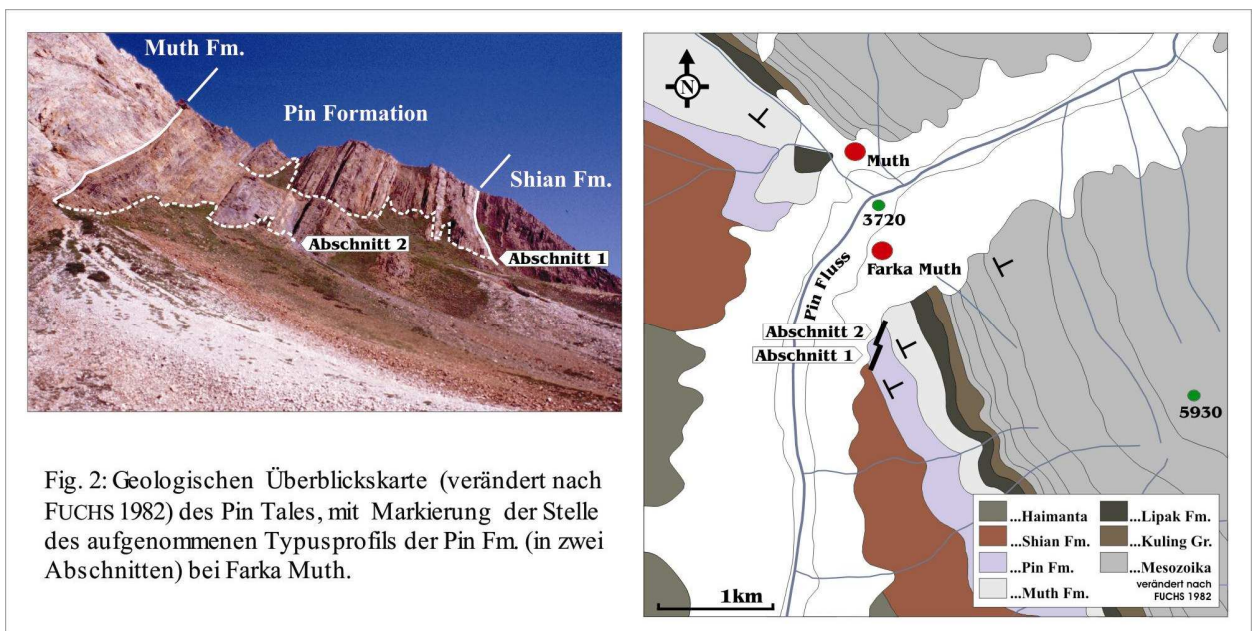


Fig. 2: Geologischen Überblickskarte (verändert nach FUCHS 1982) des Pin Tales, mit Markierung der Stelle des aufgenommenen Typusprofils der Pin Fm. (in zwei Abschnitten) bei Farka Muth.

Die Gesamtmächtigkeit der Formation beträgt an der Typlokalität 282 m. Die Schichten fallen im Durchschnitt mit zirka (050/60) relativ steil gegen NE ein. Um eine optimale Aufnahme auch für das obere Drittel zu erreichen, wurde das Profil in zwei Abschnitte geteilt (Fig. 3). Der erste Abschnitt verläuft von P/1 bis P/11 (er umfasst eine Mächtigkeit von 189 m). Der zweite Teil des Profils beginnt mit der Basis von P/11 und reicht bis P/17 (mit einer Mächtigkeit von 93 m).

Grob unterteilt bestehen die ersten 90 m aus mittel- bis feinkörnigen Siliziklastika (P/1 bis P/6). Diese gehen über in zuerst sandige und schließlich reinere, zum Teil knollige Karbonate (P/7 und P/8), welche eine Mächtigkeit von etwa 50 m umfassen. Darauf folgt ein nur wenige Meter mächtiger Abschnitt bestehend aus Silt- Sandsteinbänken (Basis P/9). Darüber lagert wiederum eine zirka 80 m mächtige Folge von sandigen bis relativ reinen Karbonaten (P/9 bis P/13), gefolgt von einem Abschnitt (60 m) sandiger Kalke mit tonigen bis siltigen Lagen (P/14 und P/15). Das Top der Formation zeigt eine starke Silizifizierung (P/16 und P/17).

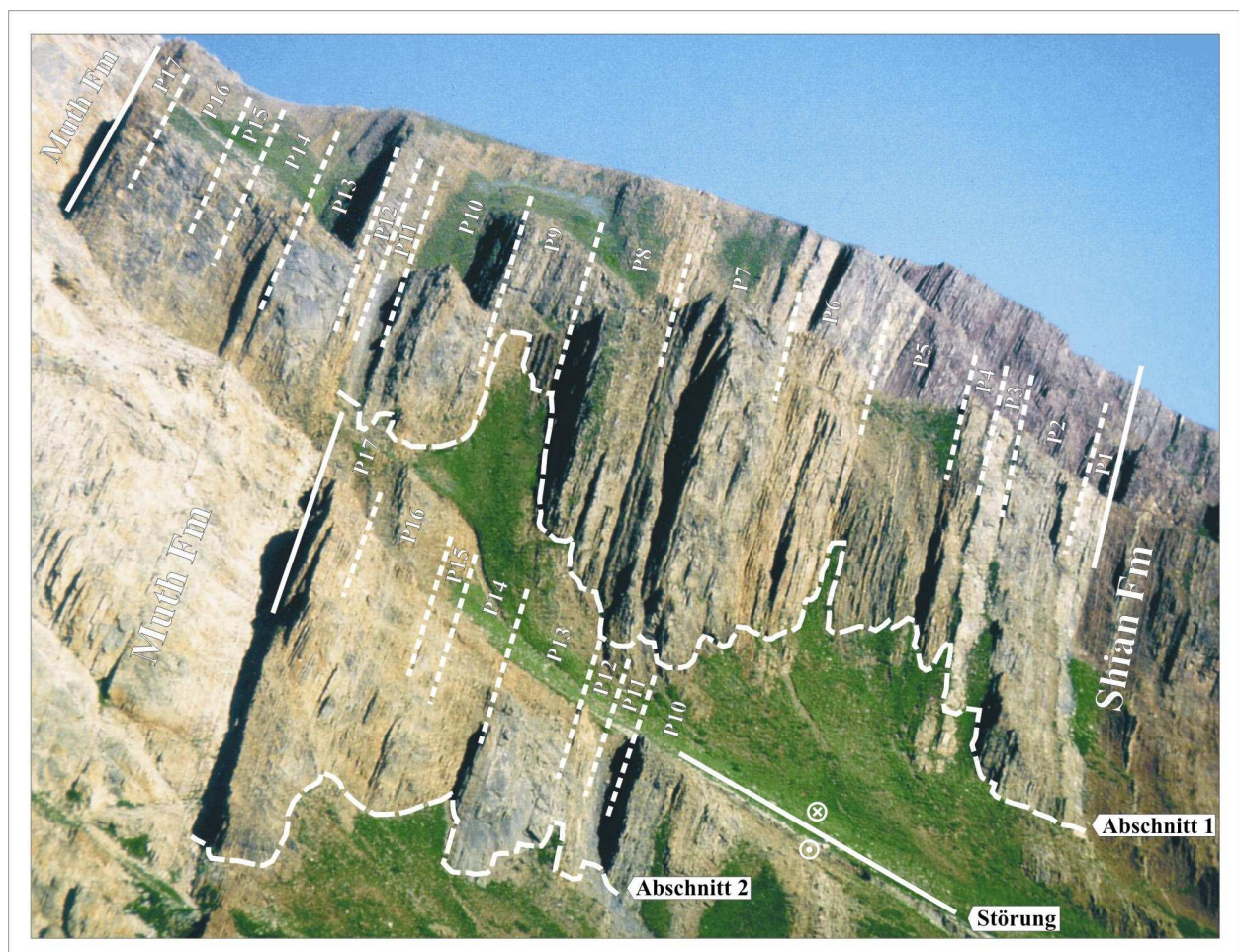


Fig. 3: Ansicht der Pin Fm bei Farka Muth; samt Untergliederung der beiden Abschnitte in 17 lithologisch und faziell differenzierbare Komplexe (P/1 bis P/17).

Im Folgenden soll jeder einzelne der 17 Profilkomplexe, grundsätzlich differenziert nach lithologischen Kriterien, im Detail charakterisiert werden. Die graphische Darstellung (Fig. 4) als Ergänzung dazu ist ein Versuch die erarbeiteten Ergebnisse aus Gelände- und Labortätigkeit im Überblick wiederzugeben. Es soll damit zur Chrono- und Biostratigraphie Stellung genommen und auf Lithologie und Fossilinhalt eingegangen werden. Die Säule auf der rechten Seite des Profils zeigt, welche der Gesteinsproben tatsächlich Conodonten führend sind (schwarzgefärbte Kästchen).

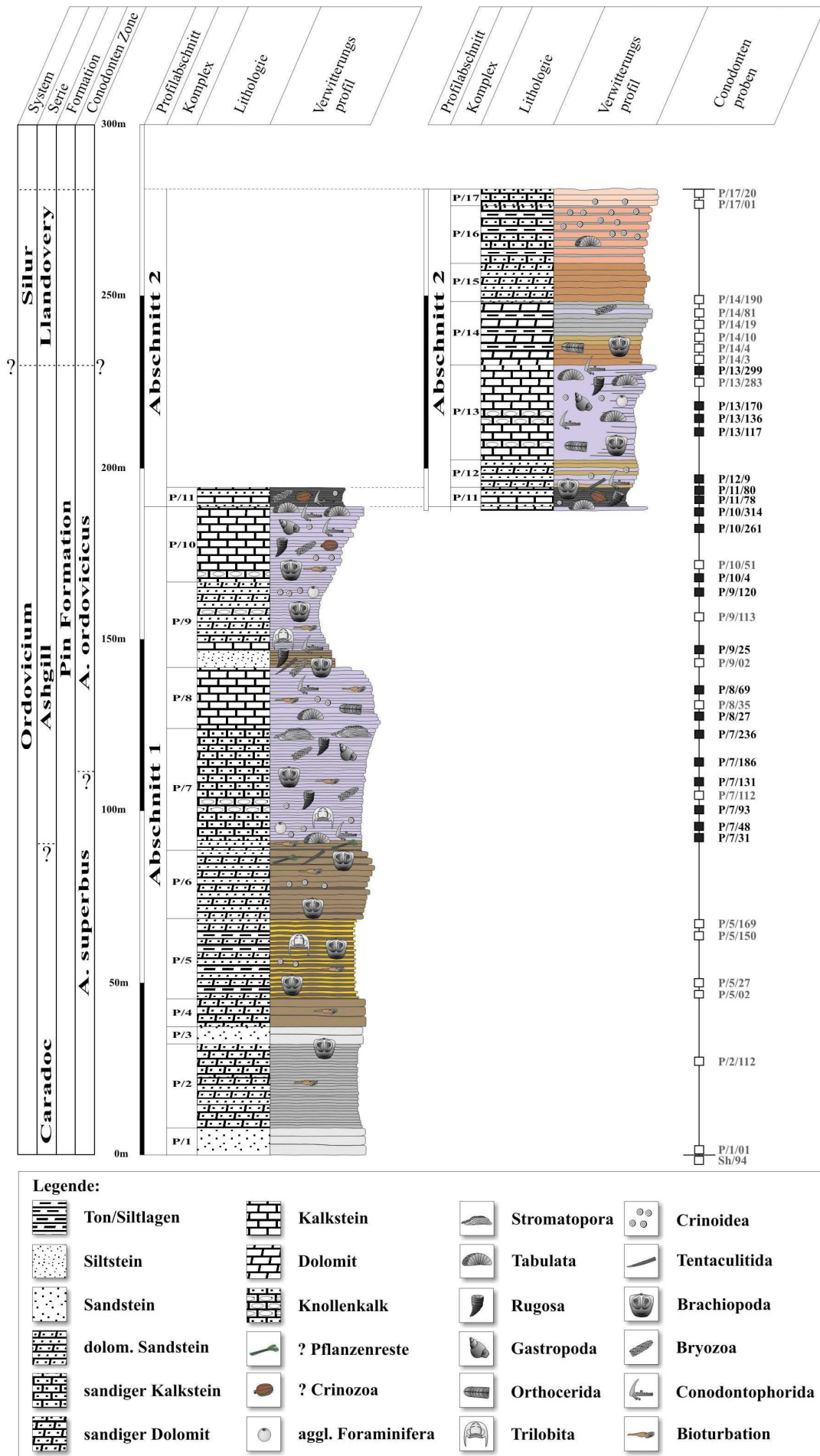


Fig. 4: Überblicksprofil der Pin Formation.

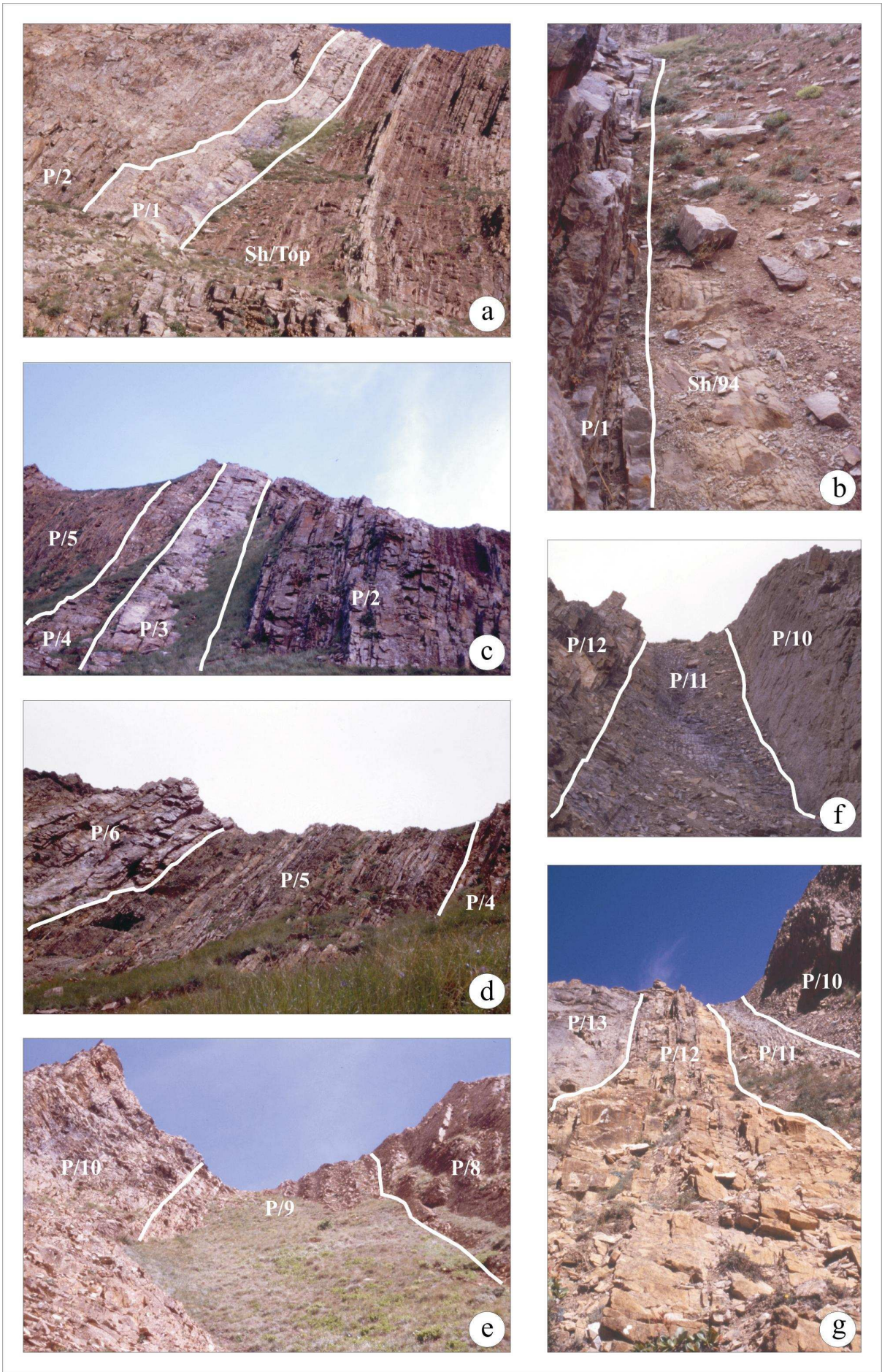


Fig. 5 a-g: Detailbilder der Profilkomplexe P/1 bis P/12.

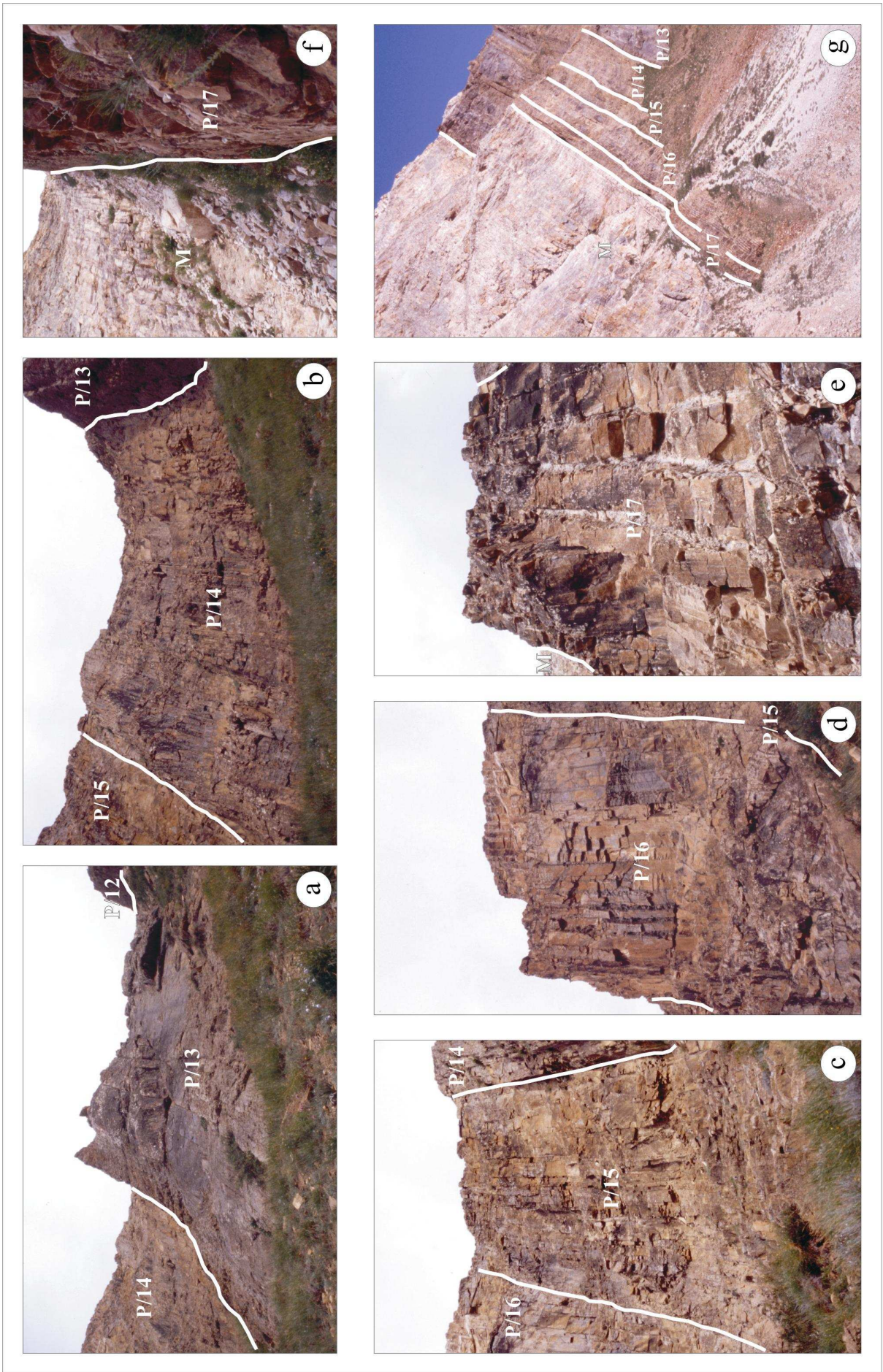


Fig. 6 a-g: Detailbilder der Profilkomplexe P/13 bis P/17.

Beschreibung der einzelnen Komplexe:

Profilabschnitt 1:

P/1: Mächtigkeit: 7,90 m (19 Bänke);

Die Grenze an der Basis (absolute Höhe: 3800 m über dem Meeresspiegel) zur unterliegenden Shian Formation (Fig. 5 a, b) verläuft relativ konform. Der ganze Komplex besteht aus generell fossilarmem, feinkörnigem Quarzarenit (Tafel 1, Fig. 1). Die Farbe des angeschlagenen Handstückes ist hellgrau bis weiss. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke variiert von etwa 20 cm an der Basis über 2 fast 200 cm mächtige zu etwa 40 cm dicken Bänken im Topbereich. Das Einfallen an der Basisfläche von P/1/1 beträgt 044/66 und an der Topfläche der vorletzten Bank 040/60.

P/2: Mächtigkeit: 24,40 m (123 Bänke);

Beginnend mit geringmächtigen, leicht dolomitisierten, feinsandigen Quarzareniten (Tafel 1, Fig. 2), kommt es während der nächsten 6 Meter zu einer Zunahme der Bankmächtigkeiten von 10 auf 40 cm. Relativ zum Dickerwerden der Bänke nimmt auch die Korngröße des Sediments zu. Das „thickening upward“ und „coarsening upward“ der graubraunen Sandsteinbänke wiederholt sich noch zweimal im Verlauf dieses Komplexes (Fig. 5 a, c), wobei der zweite Zyklus generell etwas feinkörniger ist und die Sedimentation mit Siltsteinen beginnt. Die zum Teil schräg- und selten auch kreuzgeschichteten Sandsteine haben zumeist ein welligschichtiges Top (Oszillationsrippel und Strömungsrippel) ausgebildet. In den Schliffen findet man Fragmente von Bryozoen und andere Bioklasten, vereinzelt auch Schilllagen schlecht erhaltener Schalen (Tafel 1, Fig. 4), die vermutlich von Brachiopoden stammen. Bereiche von erhöhter Wasserenergie sind durch das Vorkommen von gut ausgewaschenen Oospariten (Tafel 1, Fig. 3) dokumentiert. Die letzten 2-3 m konnten nicht aufgenommen werden, da sie aufschlußlos sind.

P/3: Mächtigkeit: 5,10 m (8 Bänke);

Dieser Komplex (Fig. 5 c) besteht aus relativ mächtigen Quarzareniten (Tafel 1, Fig. 5). Die fossilarmen Sandsteine haben ein planares Top und fallen mit 056/60 ein. Ihre Farbe ist weiß bis hellgrau.

P/4: Mächtigkeit: 8,10 m (22 Bänke);

P/4 (Fig. 5 c, d) besteht aus feinkörnigen, gelblich orangen fossilereen Quarzareniten (Tafel 1, Fig. 6) mit flachen, tonreichen Linsen (Bioturbation?). Die schräg- und kreuzgeschichteten, zuerst etwa 100 cm dicken Bänke nehmen gegen Ende des Komplexes bis auf eine Mächtigkeit von 20 cm ab. Die oberste Bank P/4/22 fällt mit 050/60 ein.

P/5: Mächtigkeit: 23,50 m (253 Bänke);

Ab der Basis von P/5 (Fig. 5 d) ändert sich die Fazies. Die Bänke sind jetzt viel dünner und oft welligschichtig. Die Mächtigkeit variiert zwischen 5 und 15, maximal 30 cm. Es handelt sich vorwiegend um stark bioturbirte und Fossilien führende olivgraue bis bräunliche Siltsteinbänke (Tafel 1, Fig. 7), die mit olivgrauen, shalig verwitternden siltigen, kalkreichen Mergelschichten wechsellagern. Aus diesem Komplex stammen vor allem Cephalen und Pygidien von Trilobiten, sowie Crinoiden und vereinzelt Brachiopoden.

P/6: Mächtigkeit: 19,90 m (86 Bänke);

Die mit Basis von P/6 (Fig. 5 d) beginnenden, teilweise dolomitisierten ockerbraunen Sandsteinbänke sind wieder mächtiger (40 bis 90 cm) und beginnen üblicherweise mit einer

dünnen Schilllage an der Basis. Im oberen Drittel des Komplexes treten einige dünnere Muskovit und Glaukonit führende Sandsteinbänke (Tafel 1, Fig. 8) auf. Diesen folgen, neben den sonst üblichen Sandsteinen, dolomitisierte biosparitische Grainstones (Tafel 1, Fig. 9), bestehend aus großteils eisenimprägnierten und gut abgerollten Crinoidenresten, mit einzelnen Glaukonitkörnern. Im Bereich des Tops treten lagenweise braune, dichotom verzweigte Organismen auf, die als Pflanzenreste gedeutet werden.

P/7: Mächtigkeit: 35,60 m (237 Bänke);

Die Sedimentation von P/7 (Fig. 5 d) beginnt mit einem geringmächtigen Abschnitt von orangen Muskovit reichen Siltsteinen (Tafel 1, Fig. 10). Es folgen 5-7 cm mächtige welligschichtige, sandige graue Bänke aus Biopelsparite (Tafel 1, Fig. 11). Darauf wurden biosparitische Grainstones (Tafel 1, Fig. 12 und Tafel 2, Fig. 1) abgelagert, die hin und wieder von gut verwitternden, stark bioturbirten Schichten unterbrochen werden. Die in Schliffen analysierten Bioklasten sind: vereinzelt eisenimprägnierte Bryozoen und Kalkalgenreste, größere, gut abgerollte Crinoidenreste, Brachiopoden und Ostrakodenschalen. Tabulate und rugose Korallen sowie Stromatoporen sind häufig. Außerdem findet man große Orthoceren, Gastropoden und Fragmente von Trilobiten. Mit Beginn der karbonatischen Sedimente ab diesem Komplex sind Conodonten und andere Mikrofossilien ein fester Bestandteil des Faunenspektrums.

P/8: Mächtigkeit: 17,80 m (99 Bänke);

Die einzelnen Bänke (etwa 10 cm) sind von stark bioturbirten, mitunter 100 cm mächtigen besser verwitternden peloidalen Karbonaten unterbrochen. Im oberen Drittel kommt es teilweise sogar zur Ausbildung von äußerst welligschichtigen bis knolligen Karbonatbänken. Bioklastenreiches, jedoch terrigen beeinflusstes, mit Muskovit angereichertes Karbonatgestein (Tafel 2, Fig. 2 und Fig. 3) bildet die Mikrofazies dieses Komplexes (Fig. 5 e). In diesem Komplex kommen Bryozoen, Crinoidenstielglieder, Brachiopoden, Ostrakodenschalen, tabulate und rugose Korallen sowie Stromatoporen vor.

P/9: Mächtigkeit: 24,90 m (131 Bänke);

Ein in seiner Fazies sehr vielfältiger Komplex (Fig. 5 e), der mit ockerbraun bis orangefarbenen, bioturbirten, Hellglimmer - reichen Siltsteinen (Tafel 2, Fig. 4) an der Basis beginnt und bereits einige Meter höher wieder mit anfangs noch geringem (sich jedoch steigerndem) Karbonatanteil (Tafel 2, Fig. 5 und Fig. 6) fortsetzt. Die basalen Bänke führen auffällig viele, orange verwitterte Abdrücke von Brachiopoden und Tentakuliten. Vorherrschende Faziestypen sind peloidaler Wackestone (Tafel 2, Fig. 7) und bioklastischer Grainstone (Tafel 2, Fig. 8), wobei die Bioklasten überwiegend Brachiopoden und Trilobitenreste, Kalkalgen, Korallen und Fragmente von Crinoiden sind. Im Hangendbereich kommt es im Anschluss an knollige Kalke wieder zur Bildung terrigen beeinflusster, teilweise entschichteter Karbonatgesteine (Tafel 2, Fig. 9). Die Schichtflächen der Bänke (etwa 15 bis 20 cm) sind zumeist planar. Das Einfallen der Schichten wurde an der Basis von P/9/4 mit 050/58 gemessen.

P/10: Mächtigkeit: 22 m (314 Bänke);

Die Basis bildet eine Extraklasten reiche Brekzie mit feinkörniger Matrix (Tafel 2, Fig. 10), gefolgt von einigen etwa 20 cm mächtigen wellig bis sogar knolligen Bänken, die mitunter von tonreichen bis feinkörnigen laminierten, aber karbonatisch zementierten Sandsteinen (Tafel 2, Fig. 11) unterbrochen werden. Nach etwa 5 Metern kommt es zur Bildung von dünnen (5-10 cm), weiterhin welligschichtigen, mittelgrauen Kalken, die aus peloidalen Wackestones (Tafel 2, Fig. 12 und Tafel 3, Fig. 1) und bioklastischen Grainstones (Tafel 3, Fig. 2, Fig. 3), mit eisenimprägnierten Bruchstücken von Bryozoen und Kalkalgen bestehen. Die Wackestones enthalten vor allem Ostrakoden, Crinoiden, Brachiopoden, Tentakuliten und andere Filamente. Ab der Hälfte des Komplexes (Fig. 5 e-g) treten zirka 1 cm große kugelige Fossilien (vermutlich

Echinodermaten) in den verbreiteten Schilllagen dieses Abschnittes auf, deren Hohlräumen mit sparitischem Zement (teilweise noch mit Mikrit) gefüllt sind. Eine partielle Dolomitisierung der Gesteine ist auffällig. Die letzte Bank am Top des Komplexes bildet einen marinen Hartgrund mit einer Unmenge an Korallen und Stromatoporen, die allesamt dunkelviolett bis schwarz gefärbt, vermutlich phosphatisiert sind; sie fällt mit 054/64 ein.

Überlappungsbereich: P/11: 4,60 m aufgenommen – Beschreibung: vgl. unten

Profilabschnitt 2:

Überlappungsbereich: P/10: 0,47 m aufgenommen – Beschreibung: vgl. oben

P/11: Mächtigkeit: 5,80 m (82 Bänke);

Dunkelgraue, 5 bis 7 cm mächtige, welligschichtige Bänke aus peloidalem Packstone (Tafel 3, Fig. 4) und biomikritischen Wackestones (Tafel 3, Fig. 5), die mit etwas besser verwitternden, ebenso mächtigen Karbonatlagen alternieren bilden P/11 (Fig. 5 f, g). Der bioklastische Anteil der Packstones setzt sich aus kleinen Crinoidenfragmenten und stark rekristallisierten Schalenresten (Brachiopoden ?) zusammen. In den Wackestones findet man Trilobiten, Ostrakoden, Kalkalgen, Korallen, Gastropoden, Brachiopoden und Fragmente von Crinoiden. Auffällig ist das enorm häufige Vorkommen von, in tempestitischen Lagen angereicherten, zirka 1 cm großen sphärischen bis subsphärischen Echinodermaten, deren Hohlraum vollkommen von Kalzit erfüllt ist. In den Schliffen sieht man, dass der Schalenrand perforat und die Außenseite teilweise mikritisiert ist.

P/12: Mächtigkeit: 8 m (89 Bänke);

Komplex P/12 (Fig. 5 f, g und Fig. 6 a) besteht aus 10 cm mächtigen, schillreichen, ockerbraunen Wacke- bis Packstones (Tafel 3, Fig. 7). Bioklasten sind vorwiegend Brachiopodenschalen und Crinoidenreste. An der Basis kommen auch feine karbonatische Sandsteine (Tafel 3, Fig. 6) vor, die mit den Kalken in einer Slumpingstruktur vermischt worden sind.

P/13: Mächtigkeit: 27,60 m (299 Bänke);

Der durch seine Verwitterung massig wirkende Komplex (Fig. 5 g und Fig. 6 a, b, g) wird von mittelgrauen, peloidalen, bioklastenreichen Karbonaten (Tafel 3, Fig. 8) aufgebaut, die durch Schichtfugen voneinander getrennt sind. Die dünnmächtigen, mitunter stark bioturbirten Bänke nehmen ab der Hälfte zum Teil knolligen Charakter an und bleiben leicht welligschichtig bis zur Basis von P/14. Korallen und Orthoceren sind häufig; große Schalenreste von Brachiopoden selten. Das Einfallen der Bänke im Bereich des Top (Bank: P/13/293) beträgt 054/62. Festzuhalten ist auch, daß P/13/299 die bisher letzte Conodonten führende Bank in diesem Profil ist.

P/14: Mächtigkeit: 18,50 m (242 Bänke);

Das Intervall (Fig. 6 a-c, g) besteht aus 15 bis 20 cm dicken Bänken aus dolomitisierten, pelmikritischen Wackestones (Tafel 3, Fig. 9), die bis ins obere Drittel mit Ton bis Siltlagen wechsellagern, gefolgt von dünnen feingeschichteten karbonatischen Sandsteinbänken (Tafel 3, Fig. 10). Die Bioklasten der Wackestones bestehen überwiegend aus Schalenresten von Brachiopoden (eventuell Bivalven ?), vereinzelt Gastropoden, Bryozoen und Crinoidenfragmenten. Die Farbe der Bänke ist ocker bis graubraun. Das Einfallen der obersten Bank (P/14/242) beträgt 056/58.

P/15: Mächtigkeit: 11,10 m (53 Bänke);

Dieser Komplex (Fig. 6 c, d, g) besteht aus dicken (30 cm bis zu 70 cm) dolomitisierten Sandsteinen, die stets laminiert sind und eine leichte Schrägschichtung zeigen. Ihre Farbe ist ocker bis orange. In einigen Abschnitten findet man Slumpingstrukturen und im obersten Teil sind auch dünne Bänke mit welligschichtigem Top dazwischengeschaltet. Fossilien wurden keine gefunden. Sämtliche Dünnschliffe dieses Komplexes befinden sich auf der Univ. Delhi bei Prof. Banerjee, wo sie im Rahmen einer Diplomarbeit (BORDOLOI 2002) bearbeitet wurden.

P/16: Mächtigkeit: 17,10 m (49 Bänke);

Sämtliche Bänke dieses Komplexes (Fig. 6 c, d, g) sind silifiziert. Sie sind im Durchschnitt 50 cm mächtig, rosa bis rot und reich an Crinoidenspat (Tafel 3, Fig. 11). Einige der Bänke zeigen Flaserung, andere sind laminiert. Getrennt werden sie von leicht rosafarbenen, besser verwitternden, etwa 10 cm dicken, ebenfalls silifizierten Lagen. Neben Crinoidenstielgliedern gibt es vereinzelt Korallen.

P/17: Mächtigkeit: 4,90 m (21 Bänke);

Die Bänke (20 bis 50 cm) des letzten Abschnitts (Fig. 6 e-g) sind ebenfalls silifiziert, rosafarben und bestehen aus feingeschichtetem Karbonatsandstein (Tafel 3, Fig. 12) mit vereinzelt Crinoidenstielgliedern. Die Grenze zur überliegenden Formation (Fig. 6 f, g) zeigt eine diskonforme Prägung (in diesem Profil jedoch ohne Winkeldiskordanz). Die Basis der Muth Formation besteht aus etwa 20 bis 30 cm mächtigen, weißen Quarzitbänken und ist fossilifer.

4) Material und Methoden

4.1) Material

Zur stratigraphischen Einstufung der Pin Formation wurden 41 Conodontenproben aus Karbonatbänken und mergelreichen Lagen über das Profil verteilt genommen. Zur Faziesanalyse wurden an die 150 Handstücke für Dünnschliffe geschlagen. Die Gesteinsproben stammen ausschließlich aus dem Anstehenden. Des weiteren wurden, wo vorhanden, Makrofossilien gesammelt. Relativ wenig Material davon kommt aus dem Anstehenden. Der Großteil der Makrofauna konnte nur aus dem Hangschutt geborgen werden. Größere bzw. aus Schichtbänken nicht gewinnbare Objekte (speziell Gerüstbildner) wurden, wenn möglich, vor Ort bestimmt und fotografiert.

Die bearbeitete Formation gilt als der fossilreichste Abschnitt der rund 4500m mächtigen paläozoischen Schichtfolge des Indischen Himalaya. Aus den karbonatreichen Abschnitten der Formation lassen sich Reste fast aller im Altpaläozoikum auftretenden marinen Tier- und Pflanzengruppen gewinnen. Von der Typlokalität am Pin-Fluss bei Muth bisher geborgene Organismengruppen sind: Stromatolithen, Grünalgen (Kalkalgen), Pflanzenreste, aggl. Foraminiferen, Poriferen (Spikel), tabulate und rugose Korallen, Stromatoporen, Bryozoen, Brachiopoden, Gastropoden, Cephalopoden, Tentakuliten, Scolecodonten, Palaeoscolecida, Trilobiten, Ostrakoden, Echinodermaten, Conodonten und Fragmente von Agnathen. Neben wenigen vollständigen Makro- wie Mikrofossilien sind großteils Bruchstücke, Steinkerne oder Abdrücke erhalten, deren exakte Bestimmung nicht einfach ist. Eine artliche Zuordnung hat sich nur bei einem Teil der Conodontenfauna durchführen lassen. Aufgrund des überwiegend mittelmäßigen Erhaltungszustandes der Fossilien treten bereits Schwierigkeiten bei der systematischen Bestimmung auf Gattungsniveau auf.

4.2) Methoden

4.2.1) Geländetätigkeit

Es wurde ein Detailprofil im Maßstab 1 : 25 aufgenommen, in das sämtliche Gesteinsmerkmale (Körnigkeit, Farbe, Art des Sedimentgesteines etc.) und Probennummern eingezeichnet worden sind. Die Arbeit im Gelände wurde so genau wie möglich durchgeführt. Streichen und Einfallen einzelner Bänke, Marken (etwa: symmetrische Rippel oder Flächen mit möglicherweise eingeregelt Schalenresten) mit dem Geologenkompass (360° Kompasssteilkreis) ermittelt. Die Bankmächtigkeiten wurden mit dem Maßband festgehalten und auffällige Gefügemerkmale und Strukturen ins Profil eingetragen und photographisch dokumentiert. Dazu gehören planar, wellenschichtig oder knollig ausgebildete Bänke, Slumps, Kreuz- und Wickelschichtung usw.

4.2.2) Labortätigkeit

Die beschrifteten Gesteinsproben, die im Gelände zusammengetragen wurden, sind im Labor - je nach Verwendungszweck - für weitere Analysen aufbereitet worden. Handstücke für Dünnschliffe wurden mit Epoxidharz auf einem etwa 2 mm dicken und 40 x 40 mm großen Glasplättchen fixiert, maschinell dünn geschnitten und schließlich auf einer Schleifplatte (zuerst mit 600 µm und danach mit 1000 µm Schleifgranulat) auf die optimale Stärke heruntergeschliffen.

Die Aufbereitung der Sedimentgesteine zur Gewinnung von Mikrofossilien (AUSTIN 1987) gestaltete sich schon etwas aufwendiger. Das unbehandelte Gesteinsmaterial wurde zuerst eingewogen, danach auf 2 x 2 cm große Stücke gebrochen und daraufhin mit Essig- bzw. Ameisensäure (Verdünnungsverhältnis: 5 Teile Wasser und 1 Teil Säure) behandelt. Der gelöste Rückstand wurde gesiebt (Siebsatz mit Maschenweite: 500 µm, 250 µm, 125 µm und 0,63 µm), bei etwa 90°C getrocknet und abermals gewogen. Anschließend wurden die Conodonten (und Schwerminerale) mittels Schweretrennung (CALLAHAN 1987; KRUSKOWSKI 1988; SAVAGE 1988) (verwendete Schwereflüssigkeit: Tetrabromethan) aus dem Rückstand der Fraktionen 250 µm und 125 µm isoliert.

Die systematische Bestimmung der Mikrofossilien erfolgte unter dem Aufsicht- sowie im Rasterelektronenmikroskop, wo auch digitale Aufnahmen der Objekte gemacht wurden. Makrofossilien hingegen wurden, wenn notwendig, mit mechanischen Meißeln vom umgebenden Sediment befreit und zum Photographieren mit erhitztem Magnesiumpulver bedampft, um Skulpturelemente der Schale auf den Abbildungen hervorzuheben. Zur Analyse der gewonnenen Rohdaten wurden einfache statistische Auswertungsverfahren angewandt, die in Form eines Balkendiagramms (Fig. 9) dargestellt werden.

5) Fauna

Mikro- wie auch Makrofauna ist nur selten vollständig erhalten. Neben Schalenfragmenten gibt es auch Steinkernerhaltung. In siliziklastischen Abschnitten des Profils sind vorwiegend Abdrücke von Organismen zu finden, deren Hartteile sich ebenso wie beim Steinkern, erst nach der Einbettung im Sediment gelöst haben.

Der Tafelteil ist getrennt nach Dünnschliffen (Tafel 1 bis 3), Mikrofossilien (Tafel 4 bis 8) und Makrofossilien (Tafel 9 bis 14). Abbildungen der Tafeln 4 bis 7 umfassen Conodonten-Vergesellschaftungen ausgewählter Bänke, die stratigraphisch geordnet einen Überblick der vorkommenden Arten geben sollen. Tafel 8 ist als Ergänzung gedacht und soll die Liste der Mikrofossilien erweitern (nicht abgebildet sind agglutinierende Foraminiferen, Ostrakoden und Crinoidenstielglieder). Im Anschluß daran finden sich 6 Tafeln mit Abbildungen von: Ichnofossilien (Tafel 9), Korallen und Stromatoporen (Tafel 10), Gastropoden (Tafel 11),

Cephalopoden (Tafel 12), Brachiopoden (Tafel 13), sowie Trilobiten, Bryozoen, Echinodermaten und Pflanzenresten (Tafel 14).

5.1) Makrofauna

Die Makrofauna wird in dieser Arbeit lediglich als Begleitfauna angesprochen, nur allgemein und in groben Zügen charakterisiert. Grund dafür ist der schlechte Erhaltungszustand der Fossilien. Ein Teil des gesammelten Materials wurde bereits für detaillierte Bearbeitung an Kollegen (Kalkalgen: Prof. Hubmann, Stromatoporen und Cnidaria: Dr. Schröder, Bryozoen: Dr. Ernst) geschickt. Die verwendete Systematik folgt vor allem den Bänden des Treatise on Invertebrate Paleontology (MOOR, ed., 1952 ff.); orientiert sich aber auch nach Lehrbüchern von LEHMANN u. HILLMER (1997), ZIEGLER (1991), KUHN-SCHNYDER u. RIEBER (1984).

Stamm PORIFERA

Klasse ? STROMATOPORIDA

Tafel 10, Fig. 11-14

Neben zahlreichen Spikeln von Kieselschwämmen (monaxon, triactin, hexactinellid, usw.) aus den Schlammproben, sind bis zu 50 cm große Stromatoporen-Kolonien aus den Bereichen P/7, P/8 und P/10 bekannt. Bei manchen der Kolonien sind an der Oberfläche Astrothizen beobachtet worden. Das Schliffbild zeigt gut ausgebildete Latilaminae und Pilae, wobei die Laminae nicht wie üblicherweise horizontal sondern leicht zackig verlaufen.

Stamm CNIDARIA

Klasse ANTHOZOA

Ordnung RUGOSA

Tafel 10, Fig. 5 u. 9

Die rugosen Korallen (*Streptelasma* ?), die geborgen werden konnten, sind generell solitär. Ihre Größe liegt zwischen 1 bis 5 cm. Die Kleinsepten sind relativ kurz.

Ordnung TABULATA

Tafel 10, Fig. 1-4, 6-8, 10, 13 u. 15

Häufig vorkommende Formen sind *Heliolites*, *Favosites* und *Halysites*. Die Korallite bilden in Karbonatbänken entweder kleine *in situ*-Fleckenriffe, oder sind in Riffschuttlagen angereichert. Manche Korallite lassen Bohrspuren von anderen Organismen (?) erkennen.

Stamm MOLLUSCA

Klasse GASTROPODA

Tafel 11, Fig. 1-11

Archaeogastropoden und Caenogastropoden konnten identifiziert werden. Formen wie *Trochonema* und *Loxonema* (?), sowie einige Euomphaliden wurden geborgen. Es handelt sich dabei um typische Vertreter altpaläozoischer Schnecken.

Klasse CEPHALOPODA

Tafel 12, Fig. 1-8

Gefunden wurden Steinkerne von Nautiloideen, einerseits Kammerabschnitte mit gut erkennbarem Siphon und andererseits flachgedrückte Wohnkammern. Es handelt sich zumeist um Orthoceren - Oncocerida und Cyrthocerida, oder um Vertreter von Endoceratoideen mit randlichem Siphon.

Stamm ARTHROPODA

Klasse TRILOBITA

Tafel 14, Fig. 1-5

Vereinzelt gibt es Cephala und Pygidien von Ptychopariida und Phacopida. Die Formen sind allesamt kleinwüchsig und schlecht erhalten. Sie treten nicht nur in Karbonaten, sondern auch in karbonatisch zementierten Siliziklastika auf.

Stamm TENTAKULATA

Klasse BRYOZOA

Tafel 8, Fig. 17 u. 18; Tafel 14, Fig. 6 u. 7

Gefunden wurden inkrustierende wie astförmige Zoarien von Bryozoen. Die erhaltenen Kolonien sind selten größer als 1 bis maximal 4 cm und treten ausschließlich in karbonatischen Sedimenten auf.

Klasse BRACHIOPODA

Tafel 13, Fig. 1-41

Den überwiegenden Teil der gefundenen Brachiopoden stellen Vertreter der Orthiden und der Strophomeniden. Oft in Schillagen zusammengespülte Einzelklappen ergeben gut bestimmbares Material. Die taphonomischen Vergesellschaftungen setzen sich jedoch selten aus mehr als fünf verschiedenen Gattungen zusammen. Vereinzelt kommen auch lingulate Brachiopoden ohne Armgerüst und Schloß vor. Die fragilen Schalen sind zumeist disartikuliert und flachgedrückt. Ganz selten treten Pentameriden, Spiriferiden und Rhynchonelliden auf.

Stamm ECHINODERMATA

Tafel 14, Fig. 8-10

Kugelige und beutelförmige Cystoideen kommen in dünnmächtigen Karbonaten vor. Die schlecht erhaltenen Kugeln sind lagenweise vermutlich durch Tempestite angereichert worden. Genauere Aussagen zu ihrer systematischen Stellung lassen sich aufgrund der Dünnschliffe treffen, da man Poren und Porenkanäle analysieren kann. Zu den Echinodermatenresten zählen natürlich auch verschieden ausgebildete Stielglieder von Crinoiden; nur ein einziges, fast vollständiges Exemplar mit Kelch und Brachiolen konnte geborgen werden.

Reich PLANTAE

Tafel 14, Fig. 11-14

Begrenzt auf einen, wenige Meter mächtigen Abschnitt findet man in Siltsteinbänken Reste, die von Pflanzen stammen könnten. Es handelt sich vorzugsweise um dünne, dichotom verzweigte, intern aus feinen trichosomalen Röhren bestehenden Überresten mit endständigen, runden Verdickungen. In BHARGAVA und BASSI (1998) werden diese Fossilien als *Psilophyton* bezeichnet.

Ichnofossilien

Tafel 9, Fig. 1-8

Viele der Ichnofossilien sind Spuren von Trilobiten und Arthropoden. Es handelt sich vor allem um Bewegungs- und Freßspuren in Ton- und Sandsteinen. Ruhespuren sind relativ selten und schlecht erhalten. Man findet *Cruziana* und *Rusopycus*, *Planolites*, *Rhizocorallium*-ähnliche Strukturen, verschiedene *Chondrites* und Weidespuren.

5.2) Mikrofauna

Beschrieben werden sämtliche Conodonten von 20 Proben aus den Komplexen P/7 bis P/13 der Pin Formation. Generell zu den einzelnen Multi-Elementen ist zu vermerken, dass diese mit Ausnahme der kleineren und robusten Stücke zumeist nur unvollständig und in manchen Fällen, bedingt durch erhöhte Transportenergie, abgerollt und daher mäßig gerundet erhalten sind. Auffallend ist auch, dass Risse und Frakturen (aufgrund von tektonischer Beanspruchung) an einzelnen Elementen nicht durch Kalzitadern verheilt sind.

Aufgrund der Färbung von Conodonten, kurz CAI genannt, lassen sich Aussagen zur organischen Metamorphose und dem Anteil an gebundenem Kohlenstoff in den Zähnen machen. Weiters kann anhand des CAI (EPSTEIN *et al.* 1977) der Aufheizungsgrad des umgebenden Gesteines bestimmt werden. Es zeigt sich, dass die geothermale Aufheizung relativ gleichmäßig auf den gesamten Conodonten führenden Abschnitt der Pin Fm gewirkt haben muss, da die Mikrofossilien aller Proben einen Colour Alteration Index (CAI) von 4 bis 5 (GAWLIK 2001, pers. Kommentar) aufweisen. Der genannte CAI steht für eine Aufheizungstemperatur zwischen 190°C bis 300°C und bedeutet 80% bis 95% an gebundenem Kohlenstoff in den Apatitzähnen.

Folgende Gattungen kommen vor: *Amorphognathus*, *Aphelognathus*, *Plectodina*, *Drepanoistodus*, *Icriodella*, *Panderodus*, *Belodina*, *Pseudobelodina* und *Ozarkodina*. Zur Bestimmung der Conodonten wurden neben moderner Fachliteratur die Werke von BRANSON und MEHL (1933), HIGGINS u. AUSTIN (1985), SWEET (1988) und ZIEGLER (1973, 1975, 1977, 1981 u. 1991) herangezogen.

Abkürzungen von Bezeichnungen zur Beschreibung stratigraphisch relevanter Mikrofossil-Taxa:

u. und	pl. plate
Fig. Figur	sp. species
p. page	n. sp. ... novus species

6) Faunenbeschreibung (Systematik)

6.1) Stamm CONODONTA PANDER, 1856

Klasse CONODONTATA PANDER, 1856

Ordnung CONODONOTOPHORIDA EICHENBERG, 1930

Familie BALOGNATHIDAE HASS, 1959

Gattung *Amorphognathus* BRANSON und MEHL, 1933c

Typusart: *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON und MEHL, 1933c, p. 127.

Amorphognathus ordovicicus BRANSON und MEHL, 1933c

Tafel 5, Fig. 1-3, 9-11 u. 13; Tafel 6, Fig. 1,2 u. 6-8; Tafel 7, Fig. 1-6

1933c *Amorphognathus ordovicica* n. sp. BRANSON und MEHL, p. 127, pl. 10, fig. 38 [holotype].

1933c *Ambalodus triangularis* n. sp. BRANSON und MEHL, p. 128, pl. 10, figs. 35-37.

1959 *Goniodontus superbus* n. sp. ETHINGTON, p. 278, pl. 40, figs. 1 u. 2.

1959 *Trichonodella inclinata* Rhodes; ETHINGTON, p. 290, pl. 41, fig. 6.

- 1959 *Tetraprioniodus parvus* n. sp. ETHINGTON, p. 288, pl. 40, fig. 8.
 1959 *Eoligonodina elongata* (Rhodes); ETHINGTON, p. 277, pl. 40, fig. 5.
 1959 *Keislognathus simplex* n. sp. ETHINGTON, p. 280, pl. 40, figs. 9 u. 10.
 1977 *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON und MEHL; ZIEGLER, p. 35-40 (cum syn. 1976).
 1978 *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON und MEHL; Bergström, pl. 80, figs. 1-11.
 1981 *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON und MEHL; NOWLAND u. BARNES, p. 9, 10, pl. 1, figs. 1-14.
 1985 *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON und MEHL; SAVAGE u. BASSETT, p. 691, pl. 84, figs. 1-21, pl. 85, figs. 1-26, pl. 86, figs. 1-13.

Material: an die 200 Stücke, größtenteils fragmentierte, aber auch vollständige Elemente (ambalodiform, ramiform, holodontiform und amorphognathiform).

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/7/93; P/7/131; P/7/186; P/7/236; P/8/27; P/8/69; P/9/25; P/9/120; P/10/4; P/10/261; P/11/80; P/12/9; P/13/117.

Beschreibung: Ambalodiforme Elemente besitzen einen leicht gebogenen Hauptzahn und hochstehende, an der Basis miteinander verschmolzene Dentikel am vorderen Fortsatz. Der Winkel, welcher vom vorderen und hinteren Fortsatz eingeschlossen wird, beträgt mitunter über 90°. Die Plattform ist stark gerandet und an der Innenseite relativ breit ausgebildet. Der seitliche Fortsatz ist relativ klein. Ramiforme Elemente haben eine tiefe Basalgrube und seitlich verdickte Fortsätze. Der Hauptzahn ist gerade bis leicht gebogen. Die kleingewachsenen Dentikel des hinteren Fortsatzes alternieren mit einzelnen großen Zähnen. Holodontiforme Elemente haben einen Hauptzahn-ähnlichen Dentikel und zwei bezahnte Fortsätze. Der Dritte Fortsatz ist wieder relativ klein gewachsen. Amorphognathiforme Elemente bestehen aus einem vorderen und hinteren Fortsatz und zwei seitlich stehenden Lappen. Beide Lappen sind verzweigt, wobei der innere seitliche Lappen prominenter als der äußere ist. Die Plattform selbst besitzt einen deutlichen Rand. Die Dentikel wirken eher dick und kräftig. Sie sind relativ eng beieinander.

Vorkommen: Nord Amerika (Missouri, Texas, Iowa, Wyoming, Ohio, Kanada); Europa (England, N-Italien, Thüringen, Österreich, Schweden, Estonia); Indien (Spiti).

Alter und Reichweite: Oberstes Caradocium und Ashgillium, (Oberes Ordovizium); *Amorphognathus ordovicicus* Zone.

Amorphognathus superbus (RHODES, 1953)

Tafel 4, Fig. 1-6 u. 8-10

- 1953 *Holodontus superbus* n. sp. RHODES, p. 304, pl. 21, figs. 125-127 [holotype].
 1953 *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON und MEHL; Rhodes, p. 283, pl. 20, figs. 47-49.
 1953 *Ambolodus triangularis* var. *indentatus* n. var. RHODES, p. 280, pl. 20, figs. 35-37.
 1953 *Ligonodina elongata* n. sp. RHODES, p. 305, pl. 21, figs. 130 u. 131.
 1953 *Ligonodina extensa* n. sp. RHODES, p. 306, pl. 21, figs. 128 u. 129.
 1953 *Trichonodella gracilis* n. sp. RHODES, p. 314, pl. 21, figs. 144, 147-150.
 1977 *Amorphognathus superbus* (RHODES, 1953); ZIEGLER, p. 43-45, pl. 3, figs. 1-9 (cum syn. 1976).
 1985 *Amorphognathus superbus* (RHODES, 1953); SAVAGE und BASSETT, p. 692, pl. 83, figs. 1-19.

Material: etwa 40 Stück, wobei die Multielemente (ambalodiform, ramiform und amorphognathiform) nur als Bruchstücke erhalten sind.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/7/31; P/7/93; P/7/131; P/7/186.

Beschreibung: Ambalodiforme Elemente besitzen einen leicht gebogenen, ziemlich großen Hauptzahn und an der Basis miteinander verschmolzene, zum Teil hochgewachsene Dentikel am vorderen Fortsatz. Der Winkel, welcher vom vorderen und hinteren Fortsatz eingeschlossen wird beträgt mitunter über 90°. Die Plattform ist stark gerandet und an der Innenseite relativ breit ausgebildet. Der seitliche Fortsatz ist klein. Ramiforme Elemente haben einen geraden bis leicht gebogenen Hauptzahn, eine tiefe Basalgrube und seitlich verdickte Fortsätze. Die kleinen Dentikel des hinteren Fortsatz alternieren mit einzelnen großen Zähnchen. Amorphognathiforme Elemente bestehen aus gleich großen vorderen und hinteren Fortsätzen und zwei seitlich stehenden Lappen. Der vordere, innere Lappen ist stark bilobat und sollte (hier leider gebrochen) etwa so groß oder größer sein als der hintere Fortsatz. Der äußere seitliche Lappen ist weniger prominent ausgebildet. Die Dentikel sitzen auf einem Kamm und liegen entlang der Mittellinie auf den Fortsätzen.

Vorkommen: Nord Amerika (Indiana, Minnesota, New York, Ontario); Europa (Wales); Indien (Spiti).

Alter und Reichweite: Oberes Caradocium, (Oberes Ordovizium); *Amorphognathus superbus* Zone.

Familie CYRTONIODONTIDAE HASS, 1959
Gattung *Aphelognathus* BRANSON, MEHL und BRANSON, 1951

Typusart: *Aphelognathus grandis* BRANSON, MEHL und BRANSON, 1951, p. 9.

? *Aphelognathus* sp.
Tafel 6, Fig. 5

Material: 1 relativ vollständig erhaltenes (? prioniodiniformes) Multielement.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/8/69.

Beschreibung: Das abgebildete Element ist relativ schlecht erhalten. Der komplette untere Teil um die Basalgrube fehlt. Vorhanden ist nur der angewinkelte, kantig ausgeprägte Hauptzahn, an dessen Basis je ein Dentikel der weggebrochenen Fortsätze zu erkennen ist.

Vorkommen: Nord Amerika; Europa; Asien; Australien.

Alter und Reichweite: Mittleres bis Oberes Ordovizium.

Gattung *Plectodina* STAUFFER, 1935

Typusart: *Plectodina dilata* STAUFFER, 1935, p. 152.

? *Plectodina* cf. *Plectodina florida* SWEET, 1979b

Tafel 5, Fig. 4 u. 12; Tafel 6, Fig. 10

cf. 1981 *Plectodina florida* SWEET, 1979b; ZIEGLER, p. 283-285, pl. 2, fig. 10.

Material: 5 Multielemente (trichonodelliform und eoligonodiniform), die, abgesehen von den gekappten Spitzen der einzelnen Dentikel, gut erhalten sind.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/7/131; P/7/186; P/11/80.

Beschreibung: Trichonodelliforme Elemente sind symmetrisch aufgebaut und bestehen aus einem hohen Hauptzahn und daran ansetzend je einem linken und rechten, mit Dentikel besetzten, Fortsatz. Der Hauptzahn ist typischerweise stark klingenartig abgeflacht. Die Basalgrube ist dreieckig ausgebildet und relativ eng. Eoligonodiniforme Elemente bestehen aus einem langgestreckten, mit Dentikel besetzten hinteren Fortsatz. Die Dentikelleiste schließt an den Hauptzahn fast im rechten Winkel an. Die Basalgrube liegt unter dem leicht gebogenem Hauptzahn und wird von der Basis des hinteren Fortsatz begrenzt.

Vorkommen: Nord Amerika; Europa; Asien; Australien.

Alter und Reichweite: Caradocium bis Ashgillium, (Oberes Ordovizium); mittlere *Amorphognathus superbis* Zone bis *Amorphognathus ordovicicus* Zone.

Familie DREPANOISTODONTIDAE BERGSTRÖM, 1981c

Gattung *Drepanoistodus* LINDSTRÖM, 1971

Typusart: *Oistodus forceps* LINDSTRÖM, 1955, p. 574.

Drepanoistodus suberectus (BRANSON und MEHL, 1933b)

Tafel 7, Fig. 10

1933b *Oistodus suberectus* n. sp. BRANSON und MEHL, p. 111, pl. 35, figs. 22-27.

1979b *Drepanoistodus suberectus* (BRANSON und MEHL), SWEET, p. 79, figs. 7-21, 23. u. 30.

1985 *Drepanoistodus suberectus* (BRANSON und MEHL); SAVAGE und BASSETT, p. 708, pl. 81, fig. 18, pl. 82, fig. 38.

1999 *Drepanoistodus suberectus* (BRANSON und MEHL); FUREY-GREIG, p. 310, pl. 2, figs. 1-3 (cum syn. 1998).

Material: 1, aber dafür fast vollständiges drepanodontiformes Multielement.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/13/117.

Beschreibung: Das bilateral symmetrische Element besteht aus einem massiven, glattwandigen und stark vorwärtsgeneigten, leicht gebogenem Hauptzahn. Die Basalgrube ist relativ breit angelegt, wobei die Basis nach hinten erweitert ist.

Vorkommen: Nord Amerika (New York); Süd Amerika (Argentinien); Nord Europa; Asien (Indien).

Alter und Reichweite: Unteres bis Oberes Ordovizium.

Familie ICRIODONTIDAE MÜLLER und MÜLLER, 1957

Gattung *Icriodella* RHODES, 1953

Typusart: *Icriodella superba* RHODES, 1953, p. 288.

? *Icriodella praecox* LINDSTRÖM, RACHEBOEUF UND HENRY, 1974

Tafel 4, Fig. 13; Tafel 7, Fig. 7

1974 *Icriodella praecox* n. sp. LINDSTRÖM, RACHEBOEUF UND HENRY, p. 18, pl. 2, figs. 5 u. 6.

Material: Zwei mäßig erhaltene und ihrer Zugehörigkeit nach jedoch fragliche (? prioniodiforme) Elemente.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/7/31; P/13/117.

Beschreibung: Die gefundenen ? prioniodiformen Elemente bestehen aus einem längeren hinteren und einem relativ dazu, kurzen vorderen Fortsatz, die einen Winkel von etwa 135 Grad einschließen. Beide Fortsätze sind mit einfachen Dentikelreihen besetzt und werden durch den leicht gebogenen Hauptzahn miteinander verbunden. Die zur Basis weit auslaufende, ziemlich dünne Wand bildet eine große Basalgrube.

Vorkommen: Europa (Wales, Welsh Borderland, Oslo, Schweden, Armorikanisches Massiv); Indien (Spiti).

Alter und Reichweite: Caradocium bis Ashgillium, (Mittleres bis Oberes Ordovizium); *Amorphognathus tvaerensis* Zone bis Basis *Amorphognathus ordovicicus* Zone.

Icriodella superba RHODES, 1953

Tafel 4, Fig. 19-21; Tafel 5, Fig. 15 u. 16; Tafel 6, Fig. 3 u. 13; Tafel 7, Fig. 15

1953 *Icriodella superba* n. sp. RHODES, p. 288, pl. 20, figs. 62, 63, 78 [holotype], 54, 58, u. 65.

1953 *Sagittodontus robustus* n. sp. RHODES, p. 311, pl. 21, figs. 141 u. 142.

1953 *Sagittodontus robustus* var. *erectus* n. var. RHODES, p. 311, pl. 21, figs. 143, 151, u. 152.

1953 *Sagittodontus robustus* var. *distaflexus* n. var. RHODES, p. 312, pl. 21, figs. 137 u. 138.

1953 *Trichonodella divaricata* n. sp. RHODES, p. 313, pl. 21, figs. 140, 145, u. 146.

1953 *Icriodella superba* var. *acuta* n. var. RHODES, p. 288, pl. 20, figs. 59, 60, 64, 65, 71-73 u. 77.

1953 *Icriodella plana* n. sp. RHODES, p. 287, pl. 20, figs. 67, 74, u. 76.

1953 *Icriodella* n. sp. RHODES, p. 288, pl. 20, fig. 61.
1953 *Icriodella deforma* n. sp. RHODES, p. 286, pl. 20, figs. 67-70.
1953 *Icriodella elongata* n. sp. RHODES, p. 287, pl. 20, figs. 79-81.
1981 *Icriodella superba* RHODES; KLAPPER und BERGSTRÖM, pp. W125, W126, fig. 74(la-j).
1985 *Icriodella superba* RHODES; SAVAGE und BASSETT, p. 706, pl. 80, figs. 8-14, pl. 82,
figs. 28-33, pl. 83, figs. 20-25, pl. 84, figs. 22-25, pl. 85, figs. 40-43.

Material: etwa 50 gebrochene und teils mäßig gerundete Pa Elemente.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/7/48; P/7/93; P/7/131; P/7/186;
P/7/236; P/8/27; P/8/69; P/10/4; P/11/80; P/12/9; P/13/117; P/13/136; P/13/299.

Beschreibung: Es wurden fast ausschließlich massive Pa Elemente gefunden. Auffällig ist, daß vielen Elementen der hintere, klingenartige und mit einer verschmolzenen Dentikelleiste besetzte Fortsatz abgebrochen ist. Der vordere, längere Fortsatz besteht aus einer Doppelreihe von runden bis ovalen, ziemlich großen Dentikel. Es sind meist 4-5 gut gegeneinander abgegrenzte Zähnchen pro Reihe. Die Dentikel am Ende der Leiste sind meist etwas kleiner als die in der Mitte. Der Hauptzahn bildet den zentralen Teil des komplex gebauten Conodonten. Er ist je nach Morphotyp entweder plump und niedrig oder grazil und relativ hochgewachsen. Der seitliche Ast ist ziemlich kurz und bei vielen Pa Elementen weggebrochen. Der vom äußeren Rand der Basis gebildete Hohlraum ergibt eine sehr große und tiefe Basalgrube.

Vorkommen: Nord Amerika; Europa (Wales, Welsh Borderland, Oslo, Schweden, Estland); Indien (Spiti)

Alter und Reichweite: Caradocium bis Ashgillium, (Mittleres bis Oberes Ordovizium); oberste *Amorphognathus tvaerensis* Zone bis *Amorphognathus ordovicicus* Zone.

Familie PANDERODONTIDAE LINDSTRÖM, 1970

Gattung *Panderodus* ETHINGTON, 1959

Typusart: *Paltodus unicostatus* BRANSON und MEHL, 1933b, p. 42.

Panderodus cf. *P. gracilis* (BRANSON und MEHL, 1933b)

Tafel 4, Fig. 18; Tafel 5, Fig. 7

cf. 1933b *Paltodus gracilis* n. sp. BRANSON und MEHL, p.108, pl. 8, figs. 20 u. 21.

cf. 1985 *Panderodus* cf. *P. gracilis* (BRANSON und MEHL); SAVAGE und BASSETT, p. 708, pl. 80,
figs. 42-47.

Material: unzählige Einzelzahn Conodonten.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/7/31; P/7/48; P/7/131; P/7/186;
P/7/236; P/8/27; P/8/69; P/9/25; P/9/120; P/10/4; P/10/261; P/10/314; P/11/78; P/11/80; P/12/9;
P/13/117; P/13/170; P/13/299.

Beschreibung: Ein Großteil der Einzelzähne ist entweder an der Basis oder an der Spitze abgebrochen. Eine genaue Bestimmung, die sich nach der Ausprägung der Basalhöhle richtet, ist

daher nicht möglich. Die Basalhöhle ist normalerweise konisch, manchmal etwas abgeflacht und tief. Einige Zähne zeichnen sich durch einen Umknickpunkt im oberen Drittel aus. Andere dagegen sind nur leicht gebogen. Viele weisen eine längs feingerippte oder runzelige Oberflächenstruktur auf.

Vorkommen: Nord Amerika; Asien (Indien); Europa (Wales, Welsh Borderland, Österreich, Schweden); Nord Afrika; Australien (New England).

Alter und Reichweite: Unteres Ordovizium bis Oberes Devon.

Gattung *Belodina* ETHINGTON, 1959

Typusart: *Belodus compressus* BRANSON und MEHL, 1933, p. 114, pl. 9, figs. 15, 16.

Belodina confluens SWEET, 1979b

Tafel 6, Fig. 11 u. 12; Tafel 7, Fig. 12-14

1959 *Belodina grandis* (STAUFFER); ETHINGTON, pl. 40, fig. 14.

1959 *Belodina wykoffensis* (STAUFFER); ETHINGTON, pl. 40, fig. 16.

1966 *Eobelodina fornicata* (STAUFFER); PHILIP, figs. 4, 8.

1977 *Belodina compressa* (BRANSON und MEHL); BARNES, p. 105, pl. 4, figs. 16-18.

1979b *Belodina confluens* SWEET, p. 59-60, fig. 5, 10, 17, fig. 6, 9.

1981 *Belodina confluens* SWEET; ZIEGLER, p. 73-77, pl. 2, figs. 8-14.

1999 *Belodina confluens* SWEET; FUREY-GREIG, p. 309, pl. 1, figs. 4-9 (cum syn. 1998).

Material: zirka 20 Multielemente (grandiform, compressiform und eobelodiniform), einige davon sind zerbrochen, andere wiederum, bis auf die gekappten Spitzen ihrer Dentikel, fast vollständig.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/11/80; P/12/9; P/13/117; P/13/136; P/13/299.

Beschreibung: Grandiforme Elemente sind mitunter doppelt so groß wie die anderen Elemente des Apparates. Sie sind bilateral symmetrisch und bestehen aus einem gut gekrümmten, gefurchten Hauptzahn, dessen Basalgrube etwas weiter als die des oralseitigen Absatzes ist. An den prominenten Absatz schließen 5 massive, an ihrer Basis miteinander verschmolzene Dentikel. Sie sind vorwärts gerichtet. Die jeweils außen gelegenen Dentikel sind durch einen Einschnitt von Absatz und Hauptzahn gut abgegrenzt. Das compressiforme Element ist ebenso bilateral symmetrisch mit einer tiefen, aber eng ausgebildeten Basalgrube des Hauptzahnes. Der Hauptzahn selbst ist anfangs relativ gerade. Erst ab dem obersten Dentikel beginnt er durch eine Krümmung von etwa 90 Grad, stark vorärtsgeneigt gegen die Spitze zu laufen. Eine Furche trennt die orale von der aboralen Seite. Die orale Seite des Elementes besteht aus einem prominenten Absatz, dessen Basalgrube ähnlich der des Hauptzahnes ist und aus drei Dentikel. Die Dentikel sind ebenso massiv und gut gegen Absatz und Hauptzahn abgrenzbar. Eobelodiniforme Elemente sind relativ klein und besitzen auf der oralen Seite einen sehr prominent ausgebildeten Absatz, aber keine Dentikel. Die beiden Basalgruben sind abgeflacht, konisch und durch eine Furche entlang der inneren Hauptzahnseite voneinander getrennt. Der Rücken des Hauptzahnes ist von der Basis zur Spitze etwa mit 90 Grad gekrümmt und zeigt (durch einen ausgeprägten Knick ab dem oberen Ende des Absatzes) gerade nach vorn.

Vorkommen: Nord Amerika (Kanada, Arkansas, Colorado, Indiana, Iowa, Kansas, Kentucky, Missouri, Texas, Uta, Wyoming); Europa (Polen, Schweden); Asien (Russland, Indien); Australien (New South Wales, Queensland).

Alter und Reichweite: Caradocium und Ashgillium, (Mittleres bis Oberes Ordovizium); knapp ober der Untergrenze der *Amorphognathus superbus* Zone bis zur unteren Hälfte der *Amorphognathus ordovicicus* Zone.

Gattung *Pseudobelodina* SWEET, 1979b

Typusart: *Belodina kirki* STONE und FURNISH, 1959.

Pseudobelodina dispansa (GLENISTER)

Tafel 7, Fig. 11

1957 *Belodus dispansus* GLENISTER, p. 729, 730, pl. 88, figs. 14, 15.

1959 *Belodina* aff. *B. dispansa* (GLENISTER); ETHINGTON, p. 272, pl. 40, fig. 15.

1977 *Belodina dispansa* (GLENISTER); BARNES, p. 105, pl. 4, figs. 8-10 (cum syn. 1976).

1981 *Belodina dispansa* (GLENISTER); NOWLAND und BARNES, p. 12, pl. 8, figs. 6, 7, 10, 11.

1979b *Pseudobelodina dispansa* (GLENISTER); SWEET, p. 68, 69, fig. 5 (6, 18), fig. 6 (1, 6, 7, 8) (cum syn. 1978).

1999 *Pseudobelodina dispansa* (GLENISTER); FUREY-GREIG, p. 311, pl. 3, figs. 10-13 (cum syn. 1998).

Material: 1 vollständig erhaltenes Exemplar (compressiformes Element).

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/13/117.

Beschreibung: Das compressiforme Element ist bilateral symmetrisch mit einer tiefen, aber eng ausgebildeten Basalgrube. Der basale Konus selbst ist anfangs noch gekrümmt und läuft ab der Mitte vorwärtsgeneigt gegen die Spitze relativ gerade und eng zu. Eine Furche trennt die orale von der aboralen Seite. Die orale Seite des Elementes besteht an der Basis aus einem nicht sehr prominenten Absatz und aus wenigen, vorwärtsgeneigten, nadelartigen Dentikel.

Vorkommen: Nord Amerika (Kanada, Ontario, Quebec, Colorado, Iowa, Kansas, Missouri, Texas, Uta, Wyoming); Asien (Indien); Australien (New England).

Alter und Reichweite: Caradocium und Ashgillium, (Mittleres bis Oberes Ordovizium); mittlere *Amorphognathus tvaerensis* Zone bis in die mittlere der *Amorphognathus ordovicicus* Zone.

Familie POLYGNATHIDAE BASSLER, 1925

Gattung *Ozarkodina* BRANSON und MEHL, 1933a

Typusart: *Ozarkodina typica* BRANSON und MEHL, 1933a, p. 51.

? *Ozarkodina pseudofissilis* (LINDSTRÖM, 1959)

Tafel 5, Fig. 5

1959 *Ctenognathus pseudofissilis* n. sp. LINDSTRÖM, p. 439, pl. 4, figs. 1-9.
1959 *Ozarkodina pseudotypica* n. sp. LINDSTRÖM, p. 441, pl. 4, figs. 17 u. 18.
1985 ? *Ozarkodina pseudofissilis* (LINDSTRÖM); SAVAGE und BASSETT, p. 709, pl. 84,
figs. 30-33, pl. 85, fig. 27.

Material: 4 relativ gut erhaltene ozarkodiniforme Multielemente.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/7/131; P/7/186.

Beschreibung: Die Basalgrube des ozarkodiniformen Elementes liegt unter dem relativ breiten Hauptzahn, im letzten Drittel nahe dem Ende des hinteren Fortsatzes und läuft als dünne Furche gegen beide Enden des Elementes. Sie ist nicht sehr weit ausgedehnt. Der hintere Fortsatz besteht aus drei miteinander verschmolzenen Dentikel. Der vordere Fortsatz hingegen aus sieben verschmolzenen Dentikel.

Vorkommen: Europa (Wales, Welsh Borderland); Indien (Spiti).

Alter und Reichweite: Caradocium und Ashgillium, (Oberes Ordovizium); mittlere *Amorphognathus superbus* Zone bis in die mittlere der *Amorphognathus ordovicicus* Zone.

6.2) Ordnung PALAEOSCOLECIDA CONWAY MORRIS und ROBISON, 1986

Familie PALAEOSCOLECIDAE WHITTARD, 1953

Gattung *Milaculum* MÜLLER, 1973

Typusart: *Milaculum ruttneri* MÜLLER, 1973, p. 220, pl. 33, figs. 1-6.

Milaculum sp.

Tafel 8, Fig. 1-5

1973 *Milaculum* n. g. MÜLLER, p. 117-228, pl. 32-34.

1985 *Milaculum* sp. MÜLLER; HIGGINS und AUSTIN, p. 62, pl. 2.4, fig. 14.

1989 *Milaculum* sp. MÜLLER; BOOGAARD, p. 8, pl. 4.

Material: Unzählige, zumeist vollständig erhaltene Elemente, mit bemerkenswert hoher Diversität.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/7/31; P/7/93; P/7/131; P/7/186; P/7/236; P/8/27; P/8/69; P/9/25; P/9/120; P/10/4; P/10/261; P/10/314; P/13/117.

Beschreibung: Ovalsigmoidal und flache oder hammerarti - glänglich gestreckte Elemente, die ebenso wie Conodonten aus Phosphat bestehen, aber im Gegensatz zu diesen nicht von konzentrischen Anwachslamellen aufgebaut werden. Sämtliche Elemente besitzen eine Basalhöhlung. Die äußere Oberfläche ist stark skulpturiert. Es lassen sich zwei Skulpturelementtypen unterscheiden:

1) größere, spitzkonische Gebilde, die peripher von kleinen Knötchen umgeben sind (Tafel 8, Fig. 1, 2)

2) zu Lamellen verschmolzene größere Knötchen, die an den Seiten noch in Knötchenreihen differenziert sind (Tafel 8, Fig. 3 bis 5).

Vorkommen: Nord Amerika (Ontario, Alberta, Minnesota); Europa (England, Schweden, Norddeutschland); Asien (Iran, Indien).

Alter und Reichweite: Oberkambrium bis Ordovizium.

6.3) Ordnung TENTACULITIDA LYASHENKO, 1955a, b

Familie TENTACULITIDAE WALCOTT, 1886

Gattung *Tentaculites* SCHLOTHEIM, 1820

Typusart: *Tentaculites scalaris* SCHLOTHEIM, 1820, p.377.

Tentaculites sp.

Tafel 8, Fig. 14-16

1820 *Tentaculites scalaris* SCHLOTHEIM, p. 377.

1955 *Tentaculites lowdoni* FISHER und YOUNG, p. 871-875, pl. 88, fig. 1-10.

1996b *Tentaculites richmondensis* MILLER; BERGSTRÖM, p. 282-287.

Material: stark unterschiedliche Form der Erhaltung, die sich nach Einbettung und Sediment orientiert. So findet man in den Siltsteinbänken an der Basis von P/9 vor allem nur Abdrücke, die im Gegensatz zur umgebenden Sedimentfarbe auffällig orange verwittern. Hingegen in den Bänken von P/11 lassen sich, aufgrund frühdiaogenetischer Lithifikation, auch körperlich erhaltene, primär vollständige Tentakuliten bergen. Den meisten fehlt jedoch, bedingt durch die Gewinnung mittels Säure, der fragile, juvenile, unberippte Teil des Gehäuses. Vollständige Gehäuse können aber im Schliff beobachtet werden.

Lokalität: Pin Tal/ Spiti, Indischer Himalaya; Pin Formation: P/9/1; P/9/2; P/9/3; P/9/4; P/9/5; P/11/80; P/12/1; P/12/24.

Beschreibung: Die bearbeiteten Tentakuliten bestehen aus einem glatten und fragilen juvenilen Abschnitt und einem, mit prominenten transversalen Ringen besetzten, adulten Abschnitt. Das Verhältnis der Abschnitte zueinander liegt etwa bei 1 zu 5. Die Gesamtlänge kann mit 12 bis 15 mm und der Durchmesser nahe der Apertur mit 1 mm angegeben werden. Der Wachstumswinkel beträgt beim juvenilen Teil im Durchschnitt 11° und beim adulten etwa $4-5^\circ$. Im Schliffbild sieht man, dass der juvenile Abschnitt intern septat ist und aus bis zu 5, leicht unregelmäßigen, konischen Septen besteht, die konkav zur Apertur sind. Die Externseite des adulten Abschnittes zeigt neben den transversalen Ringen noch feine Longitudinalrippen.

Vorkommen: Nord Amerika, Süd Amerika, Europa, Asien, Afrika, Australien.

Alter und Reichweite: Ashgillium bis Frasnium, (Oberes Ordovizium bis Oberes Devon).

7) Stratigraphie

Die Klärung der stratigraphischen Stellung der Pin Formation anhand von Fossilien gestaltet sich einigermaßen schwierig. Sie geschah bisher fast ausschließlich auf Basis von Makrofossilien, wobei aber Basis und Top der Formation relativ fossilarm sind. Jüngere Autoren haben das von HAYDEN (1904) und REED (1912), sowie SALTER & BLANFORD (1865) gesammelte und beschriebene Fossilmaterial überarbeitet. Darauf basierend haben sie die chronostratigraphische Einstufung jeweils neu definiert bzw. adaptiert.

HAYDEN (1904, 1908) nahm an, dass die Pin Fm vom Caradoc (Oberordovizium) bis ins Wenlock (Mittelsilur) einzustufen ist (Fig. 7), wobei der karbonatreiche Teil, also ein Großteil des Profils, ins Silur gestellt wurde. Dieses Alter wurde durch die Einstufung von Trilobitenresten, Brachiopoden und Korallen festgelegt. Dem folgt auch GOEL & NAIR (1977), BHARGAVA & BASSI (1998), und SUTTNER *et al.* (2001). SRIKANTIA (1974, 1981) stellt die bearbeitete Formation als Takche Fm ins Obersilur bis Unterdevon. NANDA & SINGH (1977) befinden silurisches Alter für das Profil (bezeichnet als Thaple Fm). Aufgrund meiner Conodontenergebnisse (siehe unten) muß nun ein Großteil der Pin – Karbonate ins Oberordovizium datiert und die Obergrenze nicht mehr im Wenlock sondern im Llandovery (Untersilur) gezogen werden. Durch die hier mögliche Eingrenzung der O/S-Grenze können erstmals Rückschlüsse auf die Auswirkungen der spätordovizischen Vereisung auf dem nordindischen Schelf(rand) gezogen werden.

	HAYDEN (1904, 1908)	GOEL & NAIR (1977)	SRIKANTIA (1974, 1981)	NANDA & SINGH (1977)	BHARGAVA & BASSI (1998)	vorliegende Arbeit
Devon						
			Takche Fm.			
Silur	Silur	Pin Lst.		Thaple Fm.	Takche Fm.	Pin Fm.
Ordovizium						

Fig. 7: Übersichtstabelle zur stratigraphischen Stellung der Pin Formation.

Aufgrund meiner Untersuchungen der Conodonten wurde für den basalen und mittleren Anteil der Formation (Fig. 8) spätordovizisches Alter (Caradocium und Ashgillium) festgestellt. Die Unterteilung des Oberordovizium in Stufen (Pusgillium bis Hirnantium) ist allein mit Conodonten sehr vage. Litho- und Mikrofazies müssen für die Korrelation miteinbezogen werden. Die Biozonen *Amorphognathus superbus* und *A. ordovicicus* sind durch das Auftreten von *Amorphognathus superbus*, *A. ordovicicus*, *Aphelognathus* sp., *Plectodina* sp., *Drepanoistodus suberectus*, *Icriodella praecox*, *I. superba*, *Belodina confluens*, *Pseudobelodina dispansa*, *Ozarkodina pseudofissilis*, *Panderodus* sp., etc. belegt. Die Ordovizium/Silur - Grenze muß aufgrund der bis Top P/13 vorkommenden Multielemente oberhalb dieses Komplexes liegen, wobei die Grenze des oberen Bereiches auf untersilurisches Alter beschränkt bleibt. Das vermutete untersilurische Alter (TALENT und MAWSON 2001, pers. Kommentar) beruht auf Conodontenfunden aus dem nahegelegenen Profil bei Mikkim. Der dortige Top-Abschnitt ist aufgrund der vergleichbaren Lithologie gut mit dem Komplex P/16 im Profil bei Farka Muth zu korrelieren.

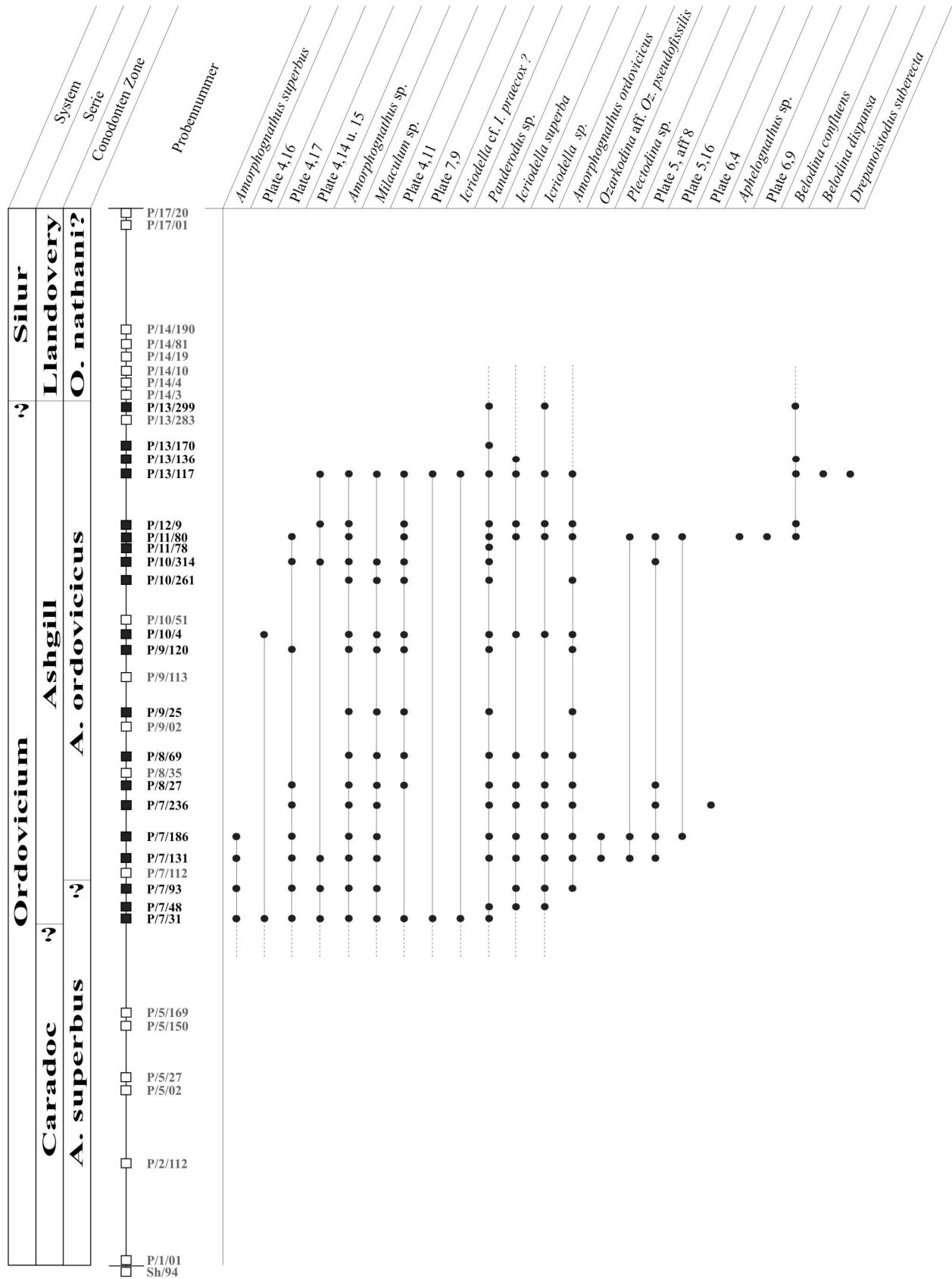


Fig. 8: Stratigraphische Reichweite und biostratigraphische Zonen der Conodonten aus der Pin Fm bei Farka Muth.

8) Faziesanalyse

8.1) Litho- und Mikrofazies

Das Profil lässt sich in 3 Groß- und mehrere Kleinzyklen unterteilen. Begleitend dazu zeigt Fig. 9 das Verhältnis des gelösten Karbonatanteils zum unlöslichen Rückstand der säurebehandelten Gesteinsproben. Schwankungen in der Verteilung der Korngrößen des Rückstandes und der Karbonatgehalt korrelieren gut mit den erarbeiteten Zyklen.

Der erste Zyklus (0 m – 140 m) beginnt mit der Basis von P/1 und endet an der Basis von P/9. Der zweite Großzyklus (140 m – 220 m) ist an der Basis von P/9 anzusetzen und reicht bis zum Top von P/13, wo der dritte Zyklus (220 m – 280 m) beginnt. Für die Ausscheidung der Zyklen waren folgende Parameter maßgeblich: die Art des Sedimentgesteines, die Ausbildung der Bänke und deren Mächtigkeit sowie der Erhaltungszustand und die taphonomische Vergesellschaftung fossiler Überreste. Die Basis jedes Zyklus beginnt mit einer siliziklastischen Folge, die in sandige Karbonate übergeht und sich gegen das Top in reinen Kalk fortsetzt. In letzterem ist das verstärkte Auftreten von Korallen charakteristisch ausgeprägt.

Am deutlichsten ist der erste Zyklus ausgeprägt, der sämtliche fazielle Übergänge von siliziklastischer zu karbonatischer Sedimentation beinhaltet und als Ausnahme ab P/7 Korallen und Stromatoporen führt. Der Abschluß des Zyklus wird durch einen abrupten Wechsel in der Lithologie hervorgerufen. Ob die Ursache dafür eine Hebung der Plattform oder ein starker Abfall des Meeresspiegels (möglicherweise durch Vereisung) ist, kann nur durch weitere Untersuchungen geklärt werden.

Der zweite Zyklus ist nicht so vollständig wie der erste. Auf geringmächtiges Siltsteinpaket (Basis P/9) folgt ein karbonatischer Abschnitt (wenige Meter über der Basis von P/9) der sich bis zum Top von P/13 erstreckt. Das Top von P/10 ist als mariner Hartgrund ausgebildet. Durch die weiterhin karbonatische Sedimentation (P/11 bis P/13) wird mit der Grenze P/10 zu P/11 kein weiterer Zyklus begonnen.

Der letzte Zyklus besteht aus sandiger bis sandig - karbonatischer Fazies, hört jedoch vor der Ausbildung echter Kalke auf. Es wird davon ausgegangen, dass der Zyklus ursprünglich vollständiger war, und der zu erwartende karbonatische Hangenteil von später Erosion abgetragen wurde. Von diesem Ereignis zeugt aber eine tiefgehende, relativ starke Silizifizierung der Bänke mit einer Diskonformität am Top von P/17. Die darüber abgelagerten flachmarinen Quarzarenite der devonischen Muth Fm belegen eine große, zumindest das Mittel- und Ober - Silur umfassende Schichtlücke.

Die zur Mikrofaziesanalyse verwendeten Dünnschliffe wurden unter Zuhilfenahme des Atlas der Sedimentgesteine in Dünnschliffen (ADAMS *et al.* 1986) ausgewertet.

Im Profil vorkommende Sedimenttypen (vgl. Kapitel 3, Beschreibung der einzelnen Komplexe) sind muskovitreicher Siltstein, Glaukonitsandstein, Quarzarenit und kalkige Gesteine. Die Mikrofazies der Karbonatgesteine besteht aus Oosparit, peloidalem Wackestone, pelmikritischem Wacke- bis Packstone, peloidalem Packstone und bioklastischem Grainstone. Als Bioklasten dominieren oft Crinoiden, Crinoiden & Bryozoen oder Brachiopoden Crinoiden & Trilobiten Vergesellschaftungen. Drucklösung an Styrolithen ist häufig.

8.2) Biofazies

Durch die Analyse der Korallen und Stromatoporen (WEBBY 1984, 1992), der Brachiopoden (SHEEHAN 1975, ROHR *et al.* 1992, PERCIVAL 1992) und Conodonten (SWEET und BERGSTRÖM, 1984) konnten Aussagen zur Bathymetrie, zum Palaeoklima und zur Palaeotemperatur gemacht werden.

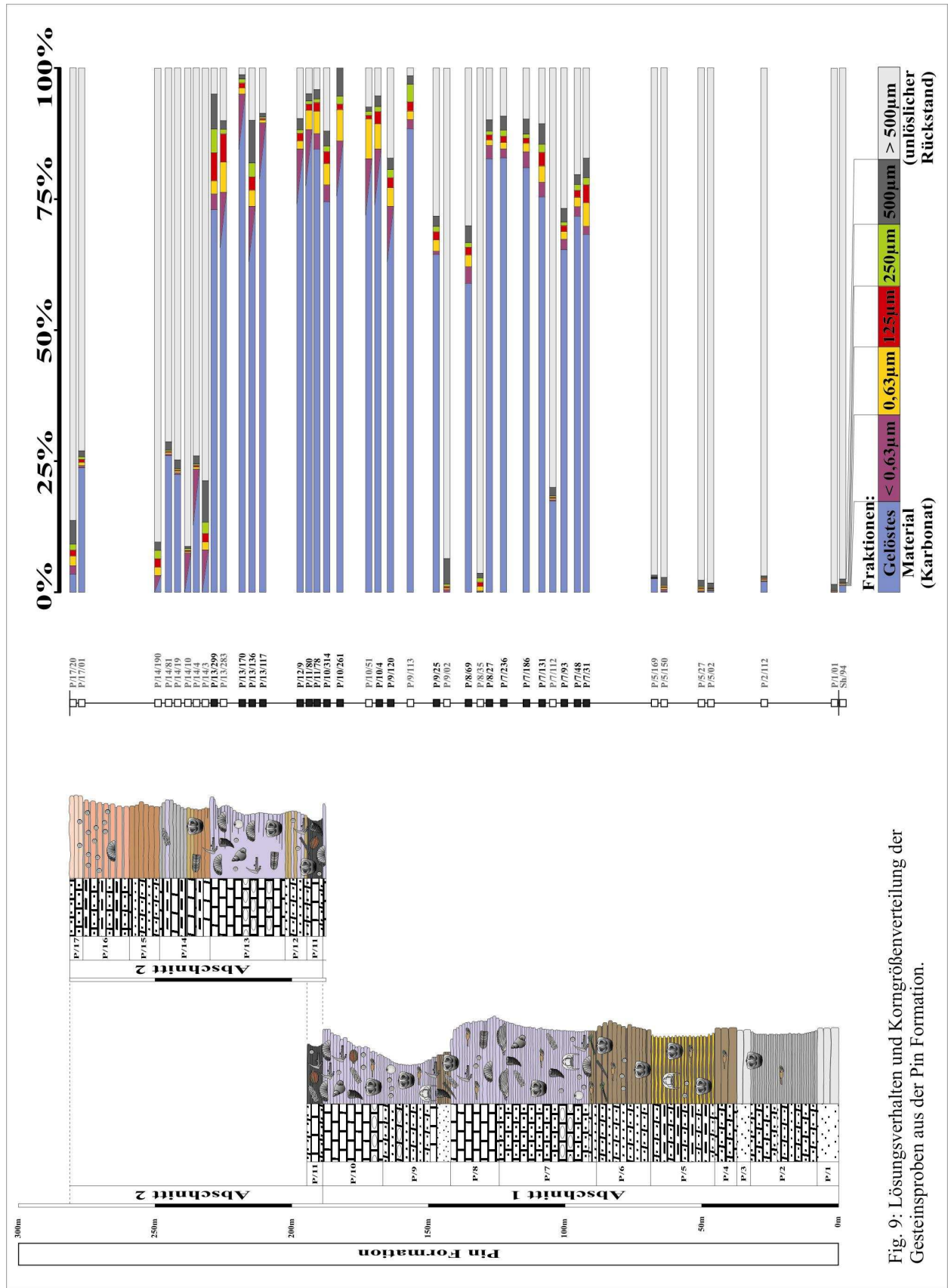


Fig. 9: Lösungsverhalten und Korngrößenverteilung der Gesteinsproben aus der Pin Formation.

Bei den abgelagerten Sedimenten handelt es sich um seichtes bis tieferes Flachwasser, da die meisten der gefundenen Korallen, Stromatoporen, Gastropoden, Brachiopoden Echinodermaten und Bryozoen Bewohner des Flachwassers sind. Das Profil zeigt zwar anhand der Lithologie drei Transgressivzyklen (Fig. 12), doch der Meeresspiegel scheint nie tiefer als bis zur maximalen Wellengangsbasis anzusteigen. Auch die vorherrschenden Conodontenvergesellschaftungen bestätigen den flachmarinen Lebensraum. Trotzdem die Multielemente nicht als *in situ* Befund gewertet werden dürfen, zeigt sich schon allein aufgrund des bruchstückhaften Erhaltungszustandes, dass die Elemente in einem höherenergetischen Bereich abgelagert worden sind. Laut BARNES und FAHRAEUS (1975), die von einer nektobenthischen Lebensweise für ordovizische Conodontophorida ausgehen, besteht die Möglichkeit, Conodontenkommunitäten zu bathymetrischen Bestimmungen heranzuziehen. Demzufolge stehen die Gattungen *Eoplacognathus*, *Rhodesognathus*, *Baltoniodus*, *Plectodina*, *Belodina*, *Icriodella* und *Amorphognathus* für sublitorales Milieu während des Caradoc und Ashgill. Im Gegensatz dazu sind die Gattungen *Cordylodus* und *Belodella* Indikatoren für steigende Meerestiefe.

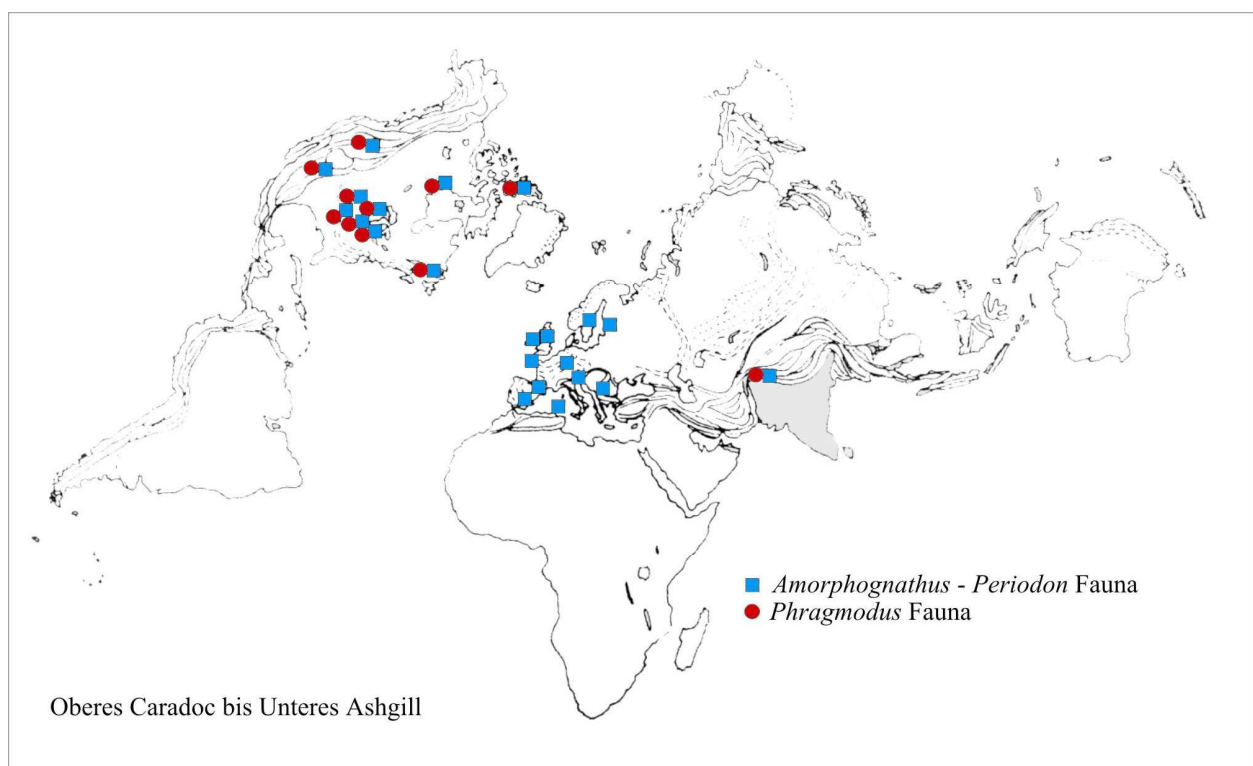


Fig. 10: Verteilung der Conodontenfaunen während des Oberen Ordovizium (verändert nach LINDSTRÖM, 1976)

Die Vergesellschaftung der bearbeiteten Conodonten wird dominiert von den Gattungen: *Amorphognathus* und *Icriodella*. Beide charakterisieren die *Amorphognathus*-Fauna (BARNES und FAHRAEUS 1975, LINDSTRÖM 1976). Erst gegen das Top von P/11 kommen Multielemente von *Belodina*, Elemente die der *Phragmodus*-Fauna (LINDSTRÖM 1976) zugerechnet werden, dazu (Fig. 10). Es zeigt sich, dass die *Amorphognathus*-Fauna als Indikator für ein kühles marines Environment des späten Ordovizium angesehen wird und als Vertreter der „Atlantischen Faunen Provinz“ (LINDSTRÖM 1976) gilt. Im Gegensatz dazu steht die *Phragmodus*-Fauna, als Vertreter der „Pazifischen Faunen Provinz“, für die wärmeren Meere der nördlichen Hemisphäre während des Oberen Ordovizium (Fig. 11). Der Grund für die Faunenvermischung im oberen Conodonten führenden Teil des Profils soll im nächsten Kapitel erläutert werden.

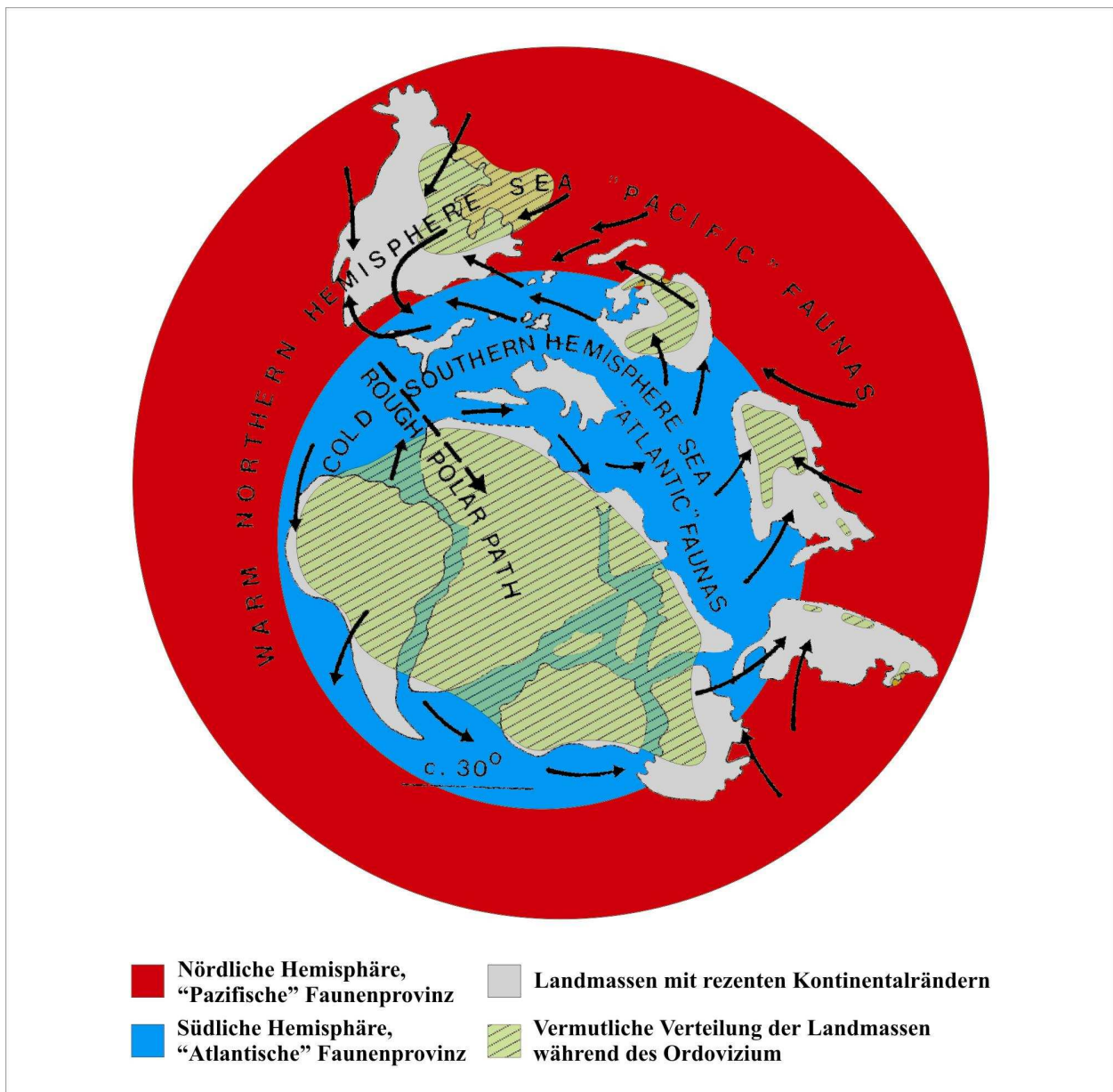


Fig. 11: Vereinfachte Darstellung der beiden Faunenprovinzen verursacht durch Temperaturunterschiede im marinen Lebensraum während des Oberen Ordovizium (verändert nach LINDSTRÖM, 1976)

9) Nachweis der Ashgillvereisung ?

Die Vereisung während des späten Ordoviziums gilt als globaler Event und sollte daher in sämtlichen Ordovizium/Silur – Grenzprofilen nachzuweisen sein. Indikatoren dafür sind der Nachweis der *Hirnantia*-Fauna (einer Vergesellschaftung kleinwüchsiger, artenarmer Brachiopoden), das Vorhandensein von Tilliten etc., oder aufgrund des eustatischen eisverursachten Meeresspiegeltiefstandes eine Schichtlücke. Im Profil bei Muth konnten keine Tillite nachgewiesen werden. Die gefundenen Brachiopoden lassen zwar auf Ashgill - Alter schließen, aber eine distinkte *Hirnantia*-Fauna konnte nicht nachgewiesen werden und scheint zu fehlen. Solitäre rugose (streptelasmatinide und calostylinide Formen) sowie heliolitine und halysitine Korallen und die Conodontenvergesellschaftung (*Amorphognathus*-Fauna) von P/7 bis P/10 deuten eine flachmarine Kaltwasserfazies an. Ab P/11 bis P/13 wird die *Amorphognathus*-Fauna jedoch langsam von Elementen der *Phragmodus*-Fauna abgelöst.

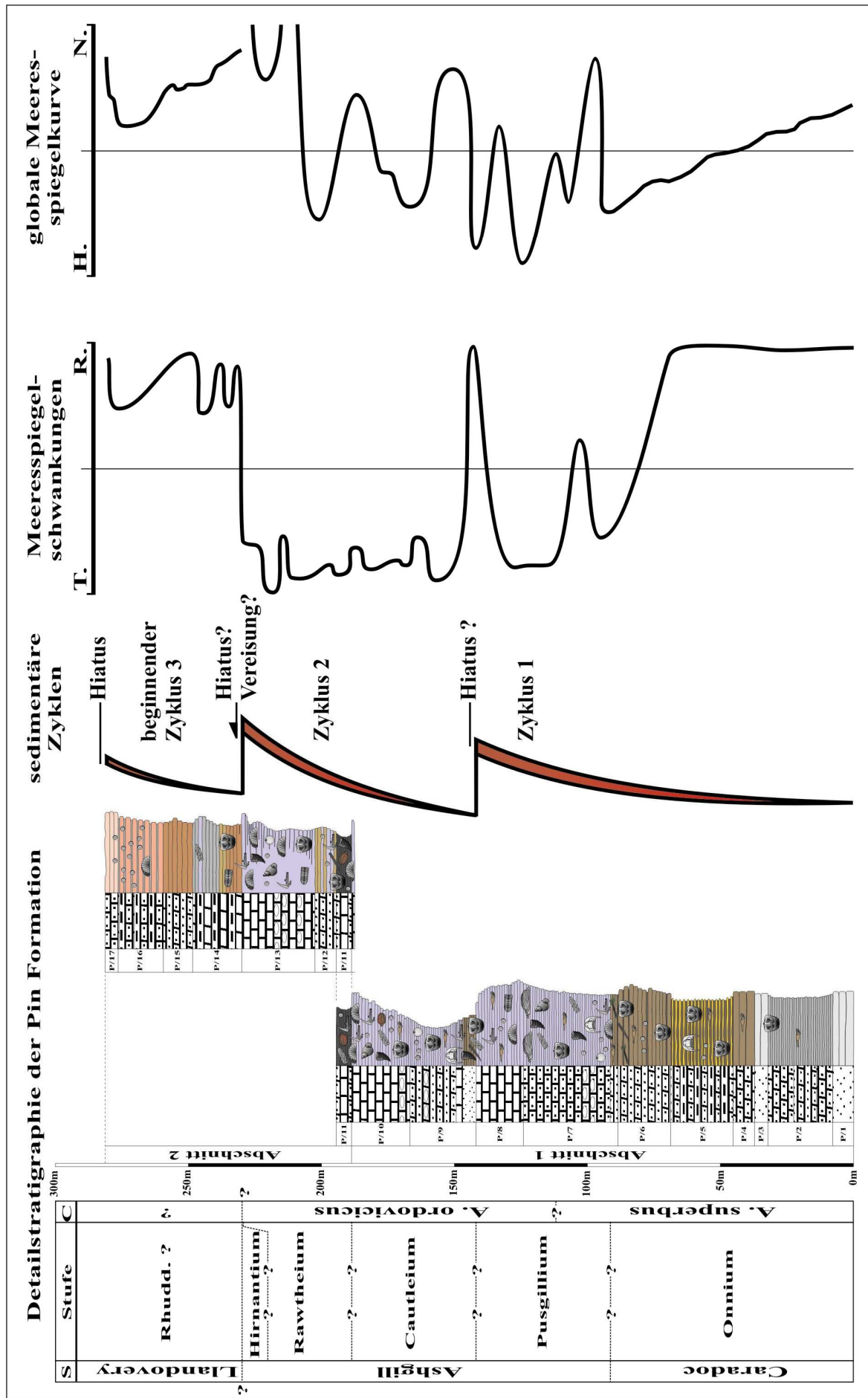


Fig. 12: Sedimentäre Zyklen und relative Meeresspiegelschwankungen der Pin Formation im Vergleich zur globalen Meeresspiegelkurve (ROSS *et al.* 1992). (Abkürzungen: S = Serie; Rhudd.= Rhuddaniam; C = Conodonten Zone; A = Amorphognathus; T.= Transgression; R.= Regression; H.= Hoch; N.= Niedrig)

Dieser Wechsel sowie das Vorkommen von Korallen (? *Favistina*, ? *Palaeophyllum* usw.) und Echinodermaten der karbonatischen Fazies sind Anzeiger für Warmwasser und deuten eine Erwärmung an. Meinen Daten zufolge fehlt im Profil der sedimentäre Nachweis der tatsächlichen Vereisungsphase im Hirnantium (separate Kurve in der glob. Meeressp.k. von Fig. 12) aufgrund der flachmarinen Schelfbedingungen im Ordovizium von Spiti. Im Zuge der globalen Regression während des späten Rawtheium und Hirnantium muß wohl der höhere ordovizische Teil der Pin Formation trocken gefallen sein. Die marine Sedimentation setzt erst mit dem Abschmelzen (?) des Eises und der untersilurischen Transgression fort, die im Profil dem beginnenden Zyklus 3 (Fig. 12) entspricht.

10) Schlussfolgerungen

Conodonten belegen spätes Caradoc bis Ashgill (*Amorphognathus superbus* und *A. ordovicicus* Zone). Conodontenfunde aus dem nahegelegenen Profil von Mikkim helfen durch lithostratigraphische Korrelation den geringmächtigen Hangendanteil in das untere Silur zu stellen. Im Profil konnten zwei Conodontenkommunitäten festgestellt werden. Es handelt sich um die *Amorphognathus*-Fauna (*Amorphognathus* und *Icriodella*), die ab dem zweiten Drittel des Profils von der *Phragmodus*-Fauna (*Belodina* ua. Elemente) abgelöst wird.

Die *Amorphognathus*-Fauna, als Multielement-Gruppe des Obersten Caradoc und des Ashgill (*A. ordovicicus* Biozone) wird als Bewohner der kühlen Meere der südlichen Hemisphäre angesehen. Sie gilt als Vertreter der „Atlantischen Provinz“ zu der die Britischen Inseln, das südliche Europa, Afrika, Süd Amerika, Indien, Australien und die Antarktis zählen. Die Elemente der *Phragmodus*-Fauna gehören den wärmeren Meeren der nördlichen Hemisphäre an. Dafür sprechen auch Korallen und Stromatoporen Vergesellschaftungen, sowie Brachiopoden, Bryozoen, Crinoiden und Gastropoden, die im Profil gefunden wurden.

Das Ablagerungsmilieu des Profils wird generell aufgrund seiner charakteristischen Fauna und Fazies als seichtes bis tieferes Flachwasser interpretiert. Drei sedimentäre Zyklen wurden unterschieden. Die Trans- und Regressionsphasen im Profil wurden der globalen Meeresspiegelkurve (LEGGETT *et al.* 1981, FORTEY 1984, ROSS *et al.* 1992) gegenübergestellt. Dadurch zeigt sich, dass die tatsächliche Vereisungsphase während des späten Rawtheium und Hirnantium im Oberen Ordovizium nur als Hiatus im Pin Profil aufscheint. Erst durch die leichte Transgression im Unteren Silur kommt es wieder zu Sedimentation. Belegt wird diese Auffassung durch das verstärkte Auftreten von Gerüstbildnern und Conodonten der karbonatreichen Formation.

11) Danksagung

Zu Dank verpflichtet bin ich meinem Betreuer Leopold Krystyn, für gute Betreuung und Hilfestellung jeder Art. Konstruktive Kritik und ausgezeichnete Zusammenarbeit verdanke ich vor allem meinen indischen Kollegen Dhirai Banerjee (Delhi Univ.) und Om Bhargava (Chandigarh Univ.). Chris Barnes (Kanada) sowie John Talent und seinem Team (Macquarie Univ.) für Hilfestellung bei der Bestimmung von Conodonten, meinem Kollegen Bernhard Hubmann (Univ. Graz) für die Bestimmung von Kalkalgen und Cnidaria. Auch Erich Draganits, und der gesamten Himalaya-Arbeitsgruppe unter Bernhard Grasemann, sowie Alexander Lukeneder möchte ich für kommunikativen Austausch und fachliche Unterstützung danken. Weiters gilt mein Dank Hrn. Andreas Gold für das Photographieren sämtlicher Makrofossilien, sowie Christian Baal, der mir beim Aufnehmen einiger Dünnschliffe geholfen hat, und der Präparation, mit besonderer Berücksichtigung von Hans Stutz und von Franz Mayer, denen ich die Anfertigung einer Unmenge an Dünnschliffen verdanke. Abschließend möchte ich besonders meiner Familie für die Finanzierung meines Studiums sowie geistigen Beistand in jeder schwierigen Phase meines Studentenlebens danken; dieser Dank gebührt auch all meinen Freunden und Bekannten, denen ich auf diesem Weg meine Anerkennung ausdrücken will.

12) Literatur

- ADAMS, A. E., MAC KENZIE, W. S. & GUILFORD, C. 1986. Atlas der Sedimentgesteine in Dünnschliffen. Enke, Stuttgart, pp. 103.
- AUSTIN, R. L. (Ed.) 1987. Conodonts: Investigative Techniques and Applications. Ellis Horwood Ltd. for Brit. Micropalaeont. Soc. pp. 422.
- BAGATI, T. N., KUMAR, R. & GHOSH, S. K. 1991. Regressive-Transgressive sedimentation in the Ordovician sequence of the Spiti (Tethys) basin, Himachal Pradesh, India. *Sed. Geol.*, **73**: pp. 171-184.
- BARNES, C. R. 1977. Ordovician conodonts from the Ship Point and Bad Cache Rapids formations, Melville Peninsula, southeastern District of Franklin. *Geol. Surv. Can., Bull.* **269**: pp. 99-119.
- BARNES, C. R. 1992. The uppermost series of the Ordovician system. In: *WEBBY, B. D. & LAURIE, J. R. (eds.), 1992. Global Perspectives on Ordovician Geology*. Balkema, Rotterdam. pp. 185-192.
- BARNES, C. R. & FAHRAEUS, L. E. 1975. Provinces, communities, and the proposed neotobentic habit of Ordovician conodontophorids. *Lethaia*, **8**: pp. 133-150.
- BASSLER, R. S. 1925. Classification and stratigraphic use of conodonts (abstr.). *Bull. geol. Soc. Am.*, **36**: pp. 218-220.
- BERGSTRÖM, S. M. 1978. Middle and Upper Ordovician conodont and graptolite biostratigraphy of the Marathon, Texas, graptolite zone reference Standard. *Palaeontology*, **21**: pp. 723-758.
- BERGSTRÖM, S. M. 1981c. Families Phragmodontidae and Scolopodontidae, W129, W141. In: *CLARK, D. L. et al. Treatise on Invertebrate Paleontology, W, Supplement 2, Conodonta*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence. pp. 202.
- BERGSTRÖM, S. M. 1996b. Tentaculitoids. In: *FELDMANN, R. M. & HACKATHORN, M. (eds.), Fossils of Ohio*. Ohio Div. Geol. Surv. Bull., **70**: pp. 282-287.
- BHARGAVA, O. N., KUMAR, G. & GUPTA, S. S. 1982. Cambrian trace fossils from Spiti Valley, Himachal Himalaya. *J. Geol. Soc. Ind., V.*, **23**(4): pp. 183-191.
- BHARGAVA, O. N. & BASSI, U. K. 1986. Silurian reefal buildups, Spiti-Kinnaur, Himachal Himalaya, India. *Facies*, **15**: pp. 35-52.
- BHARGAVA, O. N. & BASSI, U. K. 1998. Geology of Spiti-Kinnaur Himachal Himalaya. *Mem. Geol. Surv. Ind., Calcutta*, **124**: pp. 1-210.
- BHATT, D. K. & KUMAR, G. 1980. Discovery of Conodonts in the Cambrian of Spiti, Tethys Himalaya. *Curr. Sci.*, **49**(9): 357-358.
- BOOGAARD, M. van den 1989. Isolated tubercles of some Palaeoscolecida. *Scripta Geol.*, **90**: pp. 1-12.

- BORDOLOI, S. 2002. Petrography of Pin Formation, Spiti, Tethyan Himalaya, Himachal Pradesh. Diploma thesis, Univ. Delhi, Delhi. pp. 43.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. 1933a. Conodonts from the Bainbridge (Silurian) of Missouri. *Univ. Mo. Stud.*, **8**: pp. 39-52.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. 1933b. Conodonts from the Plattin (Middle Ordovician) of Missouri. *Ibid.*, pp. 101-119.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. 1933c. Conodonts from the Maquoketa-Thebes (Upper Ordovician) of Missouri. *Ibid.*, pp. 121-132.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. & BRANSON, C. C. 1951. Richmond conodonts of Kentucky and Indiana. *J. Paleont.*, **25**: pp. 1-17.
- CALLAHAN, J. 1987. A nontoxic heavy liquid and inexpensive filters for separation of mineral grains. *J. Sed.*, **57**: pp. 765-766.
- CONWAY MORRIS, S. & ROBISON, R. A. 1986. Middle Cambrian priapulids and other soft bodied fossils from Utah and Spain. *Univ. Kansas Paleont. Contrib., Pap.*, **117**: pp. 1-22.
- DRAGANITS, E. 2000. The Muth Formation in the Pin Valley (Spiti, N-India): Depositional Environment and ichnofauna of a Lower Devonian Barrier Island System. PhD thesis, Univ. Vienna, Wien, pp. 144.
- DRAGANITS, E., GASEMANN, B. & BRADY, S. J. 1998. Discovery of giant arthropod trackways in the Devonian Muth Quartzite (Spiti, India): Implications for the depositional environment. *J. Asian Earth Sciences*, **16**: pp. 109-118.
- DRAGANITS, E., MAWSON, R., TALENT, J. A. & KRYSZYN, L. 2002. Lithostratigraphy, conodont biostratigraphy and depositional environment of the middle Devonian (Givetian) to Early Carboniferous (Tournaisian) Lipak Formation in the Pin Valley of Spiti (NW-India). *Riv. Ital. Paleont. Strat., Milano*, **108**(1): pp. 7-35.
- DRAGANITS, E., TALENT, J. A., MAWSON, R. & KRYSZYN, L. 2001. Lithostratigraphy and age of the Lipak Formation in the Pin Valley (Spiti, NW-India). *J. Asian Earth Sciences, Abstract Volume*, **19**(3a): pp. 14-15.
- EICHENBERG, W. 1930. Conodonten aus dem Culm des Harzes. *Paläont. Zeitschr.*, **12**: pp. 177-182.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B. & HARRIS, L. D. 1977. Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, **995**: pp. 1-20.
- ETHINGTON, R. L. 1959. Conodonts of the Ordovician Galena Formation. *J. Paleont.*, **33**: pp. 257-292.
- FISHER, D., W. & YOUNG, R. S. 1955. The oldest known tentaculitid – from the Chepultapec limestone (Canadian) of Virginia. *J. Palaeont.*, **29**: p. 871-875.

- FORTEY, R. A. 1984. Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. In: *BRUTON, D. L. (ed.), 1984. Aspects of the Ordovician System. Palaeont. Contr. Univ. Oslo. Oslo: Universitetsforlaget, 295: pp. 37-50.*
- FUCHS, G. 1967. Zum Bau des Himalaya. *Österr. Akad. Wiss., math. nat.-wiss. Kl., Denkschr., Wien, 113: pp. 1-211.*
- FUCHS, G. 1982. The geology of the Pin Valley in Spiti, H.E, India. *Jb. Geol. B.-A., Wien, 124: pp. 325-359.*
- FUREY-GREIG, T. 1999. Late Ordovician Conodonts from the Olistostromal Wisemans Arm Formation (New England Region, Australia). In: *FEIST, R., TALENT, J. A. & DAURER, A. (eds.), North Gondwana: Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota. Abh. Geol. B.-A., Wien, 54: pp. 303-321.*
- GANSSER, A. 1964. Geology of the Himalayas. Wiley, Interscience, New York, pp. 289.
- GARZANTI, E., ANGIOLINI, L. & SCIUNNACH, D. 1996a. The Permian Kuling Group (Spiti, Lahaul and Zaskar; NW Himalaya): Sedimentary evolution during rift/drift transition and initial opening of Neo-Tethys. *Riv. It. Paleont. Strat., Milano, 102: pp. 175-200.*
- GARZANTI, E., ANGIOLINI, L. & SCIUNNACH, D. 1996b. The mid-Carboniferous to lowermost Permian succession of Spiti (Po Group and Ganmachidam Formation; Tethys Himalaya, northern India): Gondwana glaciation and rifting of Neo-Tethys. *Geodin. Acta, Amsterdam, 9: pp. 78-100.*
- GERARD, J. G. 1832. Observations on the Spiti Valley and the circumjacent country within the Himalaya. *As. Res., 18: pp. 238-278.*
- GLENISTER, A. T. 1957. The conodonts of the Ordovician Maquoketa Formation in Iowa; *J. Paleont., 31: pp. 715-736.*
- GOEL, R. K. 1987. Conodonts in India. *Geol. Surv. Ind. Spec. Publ., 11(1): pp. 9-19.*
- GOEL, R. K. & NAIR, N. G. K. 1977. The Spiti Ordovician-Silurian succession. *J. Geol. Soc. Ind., Lucknow, 18: pp. 47-48.*
- GOEL, R. K. & NAIR, N. G. K. 1982. Lower Palaeozoic sequence in the Pin Valley, Spiti. *Geol. Surv. Ind. Misc. Publ., 41(2): pp. 13-15.*
- GRIESBACH, C.L. 1891. Geology of the central Himalayas. *Mem. Geol. Surv. Ind., Calcutta, 23: pp. 1-232.*
- HARPER, D. A. T. & OWEN, A. W. 1996. Fossils of the Upper Ordovician. *Palaeont. Ass. Field Guides to Fossils 7, Palaeont. Ass. Lond., pp. 312.*
- HASS, W. H. 1959. Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. *Ibid. 294-J, pp. 365-400.*
- HAY, Capt. W. C. 1850. Report on the valley of Spiti. *J. As. Soc. Beng., 19: pp. 429-448.*

- HAYDEN, H. H. 1904. The geology of Spiti with parts of Bashahr and Rupshu. Mem. Geol. Surv. Ind., Calcutta, **36**: pp. 1-129.
- HAYDEN, H. H. 1908. A sketch of the geography and geology of the Himalaya Mountains and Tibet. The geology of the Himalaya. Government of India Press, Calcutta, Part **4**: pp. 236.
- HIGGINS, A. C. & AUSTIN, R. L. 1985. A stratigraphical index of conodonts. Ellis Horwood Ltd. for British Micropalaeontological Society, pp. 263.
- HUTTON, T. 1841. Geological report on the valley of Spiti and on the route from Kotghur. J. As. Soc. Beng., **10**: pp. 198.
- JELL, P. A. & HUGHES, N. C. 1997. Himalayan Cambrian Trilobites. Pal. Ass. Lond., Spec. pap. palaeont., **58**: pp. 113.
- KLAPPER, G. & BERGSTRÖM, S. M. 1981. Family Icriodontidae, W125. In: CLARK, D. L. et al. *Treatise on Invertebrate Paleontology, W, Supplement 2, Conodonta*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence. pp. 202.
- KRISHNAN, M. S. 1956. Geology of India and Burma. chap. IX , pp. 233-252.
- KRUKOWSKI, S. T. 1988. Sodium metatungstate: a new heavy mineral separation medium for the extraction of conodonts from insoluble residues. J. Paleont., **62**: pp. 314-316.
- KUHN-SCHNYDER, E. & RIEBER, H. 1984. Paläozoologie: Morphologie und Systematik der ausgestorbenen Tiere. Thieme, Stuttgart, New York. pp. 390.
- KUMAR, G. & RAINA, B. K., BHARGAVA, O. N., MAITHY, P. K. & BABU, R. 1984. The Precambrian-Cambrian boundary problem and its prospects. Northwest Himalaya, India. Geol. Mag., **121**(3): pp. 221-229.
- LEGGETT, J. K., MCKERROW, W. S., COCKS, L. R. M. & RICKARDS, R. B. 1981. Periodicity in the early Palaeozoic marine realm. J. Geol. Soc. Lond., **138**: pp. 167-176.
- LEHMANN, U. & HILLMER, G. 1997. Wirbellose Tiere der Vorzeit: Leitfaden der systematischen Paläontologie der Invertebraten. 4., neu bearb. und erw. Aufl., Enke, Stuttgart. pp. 304.
- LINDSTRÖM, M. 1955. Conodonts from the lowermost Ordovician strata of south-central Sweden. Geol. För. Stockh. Förh., **76**: pp. 517-603.
- LINDSTRÖM, M. 1959. Conodonts from the Crug Limestone (Ordovician, Wales). Micropaleontology, **5**: pp. 427-452.
- LINDSTRÖM, M. 1970. A suprageneric taxonomy of the conodonts. Lethaia, **3**: pp. 427-445.
- LINDSTRÖM, M. 1971. Lower Ordovician conodonts of Europe. In: SWEET, W. C. & BERGSTRÖM, S. M. (eds.), *Symposium on conodont biostratigraphy*. Mem. geol. Soc. Am., **127**: pp. 21-61.
- LINDSTRÖM, M. 1976. Conodont palaeogeography of the Ordovician. In: BASSETT, M. G. (ed.), *The Ordovician System: proceedings of a Palaeontological Association symposium, Birmingham, September 1974*. Univ. Wales Press Nat. Mus. Wales, Cardiff, pp. 501-522.

LINDSTRÖM, M., RACHEBOEUF, P. R. & HENRY, J. L. 1974. Ordovician Conodonts from the Postolon nec Formation (Crozon peninsula, Massif Armoricain) and their stratigraphic significance. *Geol. et Pal.*, **8**: pp. 15-28.

LYASHENKO, G. P. 1955a. Devonskie tentakulity, novakii i stylioliny tsentralnoy chasti Russkoy Platformy: Akad. Nauk SSSR Leningrad, Geol. Inst., pp. 1-18, pl.1-2. [Devonian Tentaculitidae, Novakiidae, and Styliolinidae from the central part of the Russian Platform.]

LYASHENKO, G. P. 1955b. Novye dannye o sistematike tentakulitov, novakiy i stiliolii: Moskov. Obshch. Ispyt. Prir., Bull., **30(3)**: pp. 94-95. [New data concerning the systematics of tentaculitids, novakiids, and styliolinids.]

MALLET, F. R. 1865. On the gypsum of Lower Spiti with a list of minerals collected from the Himalayas. *Mem. Geol. Surv. Ind.*, **5(2)**: pp. 55-173.

MOORE, R. C. (ed.) 1952 ff. *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Lawrence, Univ. Kansas.

MÜLLER, K. J. 1973. *Milaculum* n. g., ein phosphatisches Mikrofossil aus dem Altpaläozoikum. *Paläont. Z.*, **47**: pp. 217-228.

MÜLLER, K. J. & MÜLLER, E. M. 1957. Early Upper Devonian (Independence) conodonts from Iowa, Part I. *J. Paleont.*, **31**: pp.1069-1108.

NANDA, M. M. & SINGH, M. P. 1977. Stratigraphy and sedimentation of the Zaskar area, Ladakh and adjoining parts of the Lahaul region of Himachal Pradesh. *Him. Geol.*, **5(6)**: pp. 365-388.

NOWLAND, G. S. & BARNES, C. R. 1981. Late Ordovician conodonts from the Vaureal Formation, Anticosti Island, Quebec. *Geol. Surv. Can., Bull.* **329(1)**: pp. 1-49.

PANDER, C. H. 1856. *Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der russisch-baltischen Gouvernements*. Akademie der Wissenschaften, St. Petersburg, pp. 1-91.

PASCOE, E. H. 1959. *A manual of the geology of India and Burma*. Government of India Press, Calcutta, **2**: pp. 485-1343.

PERCIVAL, J. G. 1992. Ordovician brachiopod biostratigraphy of the Central-Western New South Wales. In: WEBBY, B. D. & LAURIE, J. R. (eds.), 1992. *Global Perspectives on Ordovician Geology*. Balkema, Rotterdam. pp. 215-228.

PHILIP, G. M. 1966. The occurrence and palaeogeographic significance of Ordovician strata in northern New South Wales. *Austral. J. Science, Sydney*, **29(4)**: pp. 112-113.

REED, F. R. C. 1910. Pre-Carboniferous Life-Provinces, *Rec. Geol. Surv., India*, **XI(1)**: pp. 1-35.

REED, F. R. C. 1910. The Cambrian fossils of Spiti. *Mem. Geol. Surv. India, Palaeont. Indica, Calcutta, Ser. 15*, **7**: pp. 1-70.

REED, F. R. C. 1911. Devonian fossils from Chitral, Persia, Afghanistan and the Himalayas. *Rec. Geol. Surv. India, Calcutta*, **41**: pp. 86-114.

- REED, F. R. C. 1912. Ordovician and Silurian fossils from the central Himalayas. *Palaeont. Indica, Mem. Geol. Surv. India, Calcutta, Ser. 15, 7(2):* pp. 1-168.
- REED, F. R. C. 1921. *The Geology of the British Empire*. chap. 12, India and Burma, London, pp. 260-316.
- RHODES, F. H. T. 1953. Some British Lower Palaeozoic conodont faunas. *Phil. Trans. R. Soc. B237*, pp. 261-334.
- ROHR, D. M., DUTRO, J. J. T. & BLODGETT, R. B. 1992. Gastropods and brachiopods from the Ordovician Telsitna Formation, Northern Kuskokwim. *In: WEBBY, B. D. & LAURIE, J. R. (eds.), 1992. Global Perspectives on Ordovician Geology*. Balkema, Rotterdam. pp. 499-512.
- ROSS, J. R. P. & ROSS, C. A. 1992. Ordovician sea-level fluctuations. *In: WEBBY, B. D. & LAURIE, J. R. (eds.), 1992. Global Perspectives on Ordovician Geology*. Balkema, Rotterdam. pp. 327-335.
- SALTER, J. W. & BLANFORD, W. T. 1865. *Palaeontology of Niti in the Northern Himalayas being description and figures of the Palaeozoic and Secondary fossils collected by Col. Strachey*. Calcutta. pp. 112.
- SAVAGE, N. M. & BASSETT, M. G. 1985. Caradoc-Ashgill conodont faunas from Wales and the Welsh Borderland. *Palaeontology*, **28(4)**: pp. 679-713, pl. 80-86.
- SAVAGE, N. M. 1988. The use of sodium polytungstate for conodont separation. *J. micropalaeontol.*, **7(1)**: pp. 39-40.
- SCHLOTHEIM, E. F. von 1820. *Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinertes und fossiler Überreste des Thier- und Pflanzenreichs der Vorwelt erläutert*. pp. 437, pl. 15-29.
- SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. 1990. Revised world maps and introduction. In *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. *Geol. Soc. Lond. Mem.*, **12**: pp. 1-21.
- SCOTESE, C. R., BAMBACH, R. K., BARTON, C., VAN DER VOO, R. & ZIEGLER, A. M. 1979. Paleozoic base maps. *J. Geol.*, **87**: pp. 217-268.
- SHEEHAN, P. 1975. Brachiopod synecology in a time of crisis (Late Ordovician-Early Silurian). *Paleobiology*, **1**: pp. 205-212.
- SRIKANTIA, S. V. 1974. Geology of part of Lahaul and Spiti, H. P. with preliminary appraisal of phosphorite occurrence. *Geol. Surv. Ind. Rep. (Unpubl.)*
- SRIKANTIA, S. V. 1977. Sedimentary cycles in the Himalaya and their significance on the orogenic evolution of the mountain belt. *Colloques Internat. Centre Nat. Recherche Scientifique, Paris*, **268**: pp. 395-408.
- SRIKANTIA, S. V. 1981. The lithostratigraphy, sedimentation and structure of Proterozoic-Phanerozoic formations of Spiti Basin in the higher Himalaya of Himachal Pradesh, India. *In: SINHA, A. K. (ed.), Contemporary Geoscientific Researches in Himalaya*, Bishen Singh Mahendra Pal Singh, Dehra Dun, pp. 31-48.

- STAMPFLI, G., BOREL, G. D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. E.P.S.L., Elsevier, **196**: pp. 17-33.
- STAMPFLI, G., MARCOUX, J. & BAUD, A. 1991. Tethyan margins in space and time. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, Amsterdam, **87**: pp. 373-409.
- STAUFFER, C. R. 1935. Conodonts from the Glenwood beds. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **46**: pp. 125-168.
- STOLICZKA, F. 1864. Fossils from Spiti. *Verhandl. K. K. Geol. Reichsanst.*, **14**: pp. 215.
- STOLICZKA, F. 1866. Geological section across the Himalayan Mountains, from Wangtu bridge on the River Sutlej to Sungdo on the Indus: with an account of the formations of Spiti, accompanied by a revision of all known fossils from that district. *Mem. Geol. Surv. India*, Calcutta, **5**: pp. 1-173.
- STONE, G. L. & FURNISH, W. M. 1959. Bighorn conodonts from Wyoming. *J. Paleont.*, **33**: pp. 211-228.
- SUTTNER, T., DRAGANITS, E., KRYSSTYN, L. 2001. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Pin formation type section (Spiti, NW India). *J. Asian Earth Sciences*, Abstract Volume, **19**(3a): pp. 65-66.
- SWEET, W. C. 1979b. Late Ordovician conodonts and biostratigraphy of the western Midcontinent Province. *In: SANDBERG, C. A. & CLARK, D. L. (eds.), Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains*. *Geology Stud.* Brigham Young Univ., **26**: pp. 45-86.
- SWEET, W. C. 1988. The Conodonta: Morphology, taxonomy, paleoecology and evolutionary history of a long-extinct animal phylum. Clarendon Press, Oxford, pp. 212.
- SWEET, W. C. & BERGSTRÖM, S. M. 1984. Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. *In: CLARK, D. L. (ed.), Conodont Biofacies and Provincialism*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **196**: 69-87.
- TALENT, J. A. 1982. Discussion: Lower Devonian ostracode fauna from Spiti and its palaeobiogeographical significance by S. B. BHATIA *et al.*: *Miscellaneous Publications of the Geological Survey of India*, **41**(2): pp. 292-293.
- TALENT, J. A., GOEL, R. K., JAIN, A. K., & PICKETT, J. W. 1988. Silurian and Devonian of India, Nepal and Bhutan: biostratigraphic and palaeobiogeographic anomalies. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, Frankfurt am Main*, **106**: pp. 1-57.
- THAKUR, V. C. 1992. *Geology of Western Himalaya. Physics and Chemistry of the earth*, Pergamon Press Ltd., U. K., **19**: pp. 168-172.
- THEOBALD, W. 1862. Notes of a trip from Simla to the Spiti Valley and Chomiviri Lake. *J. Asiat. Soc. Bengal*, **31**: pp. 480.
- VANNAY, J. C. 1993. *Geologie des chames du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW-Himalaya, Inde): Paleogeographie et tectonique*. *Univ. Lausanne, Mem. Geol.*, **16**: pp. 148.

- WADIA, D. N. 1975. Geology of India for Students. pp. 508.
- WANG, YIGANG 1987. Ordovician and Silurian system. *In: SU, ZONGWEI (ed.), 1987. Stratigraphy of the Mount Qomolangma area.* Science Press, Beijing, pp. 27-49.
- WALCOTT, C. D. 1886. Second contribution to the studies on the Cambrian faunas of North America. U.S. Geol. Survey, Bull., **30**: pp. 225, 33 pl..
- WEBBY, B. D. 1984. Ordovician reefs and climate: a review. *In: BRUTON, D. L. (ed.), 1984. Aspects of the Ordovician System.* Palaeont. Contr. Univ. Oslo. Oslo: Universitetsforlaget, **295**: pp. 81-88.
- WEBBY, B. D. 1992. Global biogeography of Ordovician corals and stromatoporoids. *In: WEBBY, B. D. & LAURIE, J. R. (eds.), 1992. Global Perspectives on Ordovician Geology.* Balkema, Rotterdam. pp. 261-276.
- WHITTARD, W. F. 1953. *Palaeoscolex piscatorum* gen. et sp. nov., a worm from the Tremadocian of Shropshire. Quart. Jour. Geol. Soc. London, **109**: pp. 125-135.
- WIESMAYR, G. 2000. Eohimalayan structural evolution of the fold and thrust belt in the Tethyan Himalaya (Spiti, N-India). Diploma thesis, Univ. Vienna, Wien. pp. 102.
- ZIEGLER, B. 1991. Spezielle Paläontologie: Protisten, Spongien und Coelenteraten, Mollusken. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, **2**: pp. 409.
- ZIEGLER, W. (ed.) 1973. Catalogue of Conodonts. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, **I**: pp. 504, pl. 27.
- ZIEGLER, W. (ed.) 1975. Catalogue of Conodonts. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, **II**: pp. 404, pl. 25.
- ZIEGLER, W. (ed.) 1977. Catalogue of Conodonts. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, **III**: pp. 574, pl. 39.
- ZIEGLER, W. (ed.) 1981. Catalogue of Conodonts. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, **IV**: pp. 445, pl. 41.
- ZIEGLER, W. (ed.) 1991. Catalogue of Conodonts. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, **V**: pp. 212, pl. 13.

13) Anhang

5 Tabellen, die sämtliche Rohdaten zu den gelösten Conodontenproben aus der Pin Formation bei Farka Muth beinhalten. Angegeben sind: die Probenbezeichnung, das Jahr der Probennahme, das Gewicht der Gesteinsprobe vor dem Lösvogang sowie das Gewicht der einzelnen Fraktionen nach der Säurebehandlung.

14 Tafeln, auf denen Dünnschliffe, Mikro- und Makrofauna (und „Flora“) abgebildet sind.

Liste der gelösten Proben aus der Pin Fm. bei Farka Muth; Pin Tal; Spiti				Gewicht der Fraktionen (in Gramm)	
Probenbezeichnung	Jahr der Pr.nahme	Gewicht vor dem Lösen	Fraktionen	CH3COOH	HCOOH
Sh/94	India 2001	1750g	> 500µm		1706,2
			500µm	minimaler	11,4
			250µm	Rückstand	2,3
			125µm	daher gleich in	2,6
			0,63µm	HCOOH	3,8
			< 0,63µm		2,0
P/1/01	India 2001	1000g	> 500µm		984,6
			500µm	minimaler	9,9
			250µm	Rückstand	1,4
			125µm	daher gleich in	1,4
			0,63µm	HCOOH	1,4
			< 0,63µm		1,3
P/2/112	India 2001	1450g	> 500µm		1404,7
			500µm	minimaler	4,9
			250µm	Rückstand	2,4
			125µm	daher gleich in	3,3
			0,63µm	HCOOH	3,5
			< 0,63µm		2,0
P/5/02	India 2001	2700g	> 500µm		2654,1
			500µm	96,3	26,1
			250µm	16,1	3,0
			125µm	15,1	3,6
			0,63µm	23,7	4,3
			< 0,63µm	14,1	2,2
P/5/27	India 2001	950g	> 500µm		928,8
			500µm	minimaler	11,4
			250µm	Rückstand	2,3
			125µm	daher gleich in	2,2
			0,63µm	HCOOH	2,8
			< 0,63µm		2,0
P/5/150	India 2001	1850g	> 500µm		1798,8
			500µm	minimaler	27,6
			250µm	Rückstand	4,3
			125µm	daher gleich in	4,0
			0,63µm	HCOOH	5,3
			< 0,63µm		8,1
P/5/169	India 2001	2500g	> 500µm		2420,2
			500µm	minimaler	8,3
			250µm	Rückstand	2,1
			125µm	daher gleich in	2,2
			0,63µm	HCOOH	2,2
			< 0,63µm		2,0
P/7/31	India 2000	etwa 1000g	> 500µm		400
			500µm	16,9	22,3
			250µm	11,6	5,5
			125µm	36,6	8,5
			0,63µm	45,9	10,3
			< 0,63µm	?	?
P/7/31	India 2001	4000g	> 500µm		687,6
			500µm	90,6	58,8
			250µm	31,6	22,7
			125µm	77,7	59,3
			0,63µm	106,3	73,6
			< 0,63µm	34,4	28,8

Liste der gelösten Proben aus der Pin Fm. bei Farka Muth; Pin Tal; Spiti				Gewicht der Fraktionen (in Gramm)	
Probenbezeichnung	Jahr der Pr.nahme	Gewicht vor dem Lösen	Fraktionen	CH3COOH	HCOOH
P/7/48	India 2000	Handstück <100g	> 500µm		42,6
			500µm		14,3
			250µm		6,0
			125µm		7,2
			0,63µm		9,3
			< 0,63µm		?
P/7/48	India 2001	5500g	> 500µm		1117,5
			500µm	63,2	41,5
			250µm	37,1	23,3
			125µm	38,6	36,1
			0,63µm	38,7	59,1
			< 0,63µm	49,8	52,2
P/7/93	India 2001	5000g	> 500µm		1340,0
			500µm	99,8	29,2
			250µm	28,3	5,7
			125µm	49,9	6,9
			0,63µm	65,4	8,5
			< 0,63µm	94,5	5,9
P/7/112	India 2001	1200g	> 500µm		960,3
			500µm	10,9	8,5
			250µm	1,6	1,4
			125µm	1,5	1,4
			0,63µm	1,5	1,5
			< 0,63µm	1,4	1,4
P/7/131	India 2001	3000g	> 500µm		318,2
			500µm	91,6	25,9
			250µm	37,7	9,4
			125µm	61,0	17,3
			0,63µm	69,2	23,6
			< 0,63µm	62,6	21,5
P/7/186	India 2001	3000g	> 500µm		291,6
			500µm	75,4	10,9
			250µm	21,4	2,5
			125µm	26,1	3,1
			0,63µm	45,6	3,8
			< 0,63µm	89,7	1,4
P/7/236	India 2001	5000g	> 500µm		459,4
			500µm	69,9	64,1
			250µm	39,0	19,3
			125µm	39,3	20,1
			0,63µm	30,3	31,0
			< 0,63µm	21,5	64,2
P/8/27	India 2001	4000g	> 500µm		394,5
			500µm	72,0	14,3
			250µm	24,9	5,6
			125µm	32,9	5,0
			0,63µm	34,0	7,8
			< 0,63µm	95,1	7,9
P/8/35	India 2000	100g	> 500µm		96,4
			500µm		0,9
			250µm		0,8
			125µm		0,8
			0,63µm		0,9
			< 0,63µm		?

Liste der gelösten Proben aus der Pin Fm. bei Farka Muth; Pin Tal; Spiti				Gewicht der Fraktionen (in Gramm)	
Probenbezeichnung	Jahr der Pr.nahme	Gewicht vor dem Lösen	Fraktionen	CH3COOH	HCOOH
P/8/69	India 2001	4000g	> 500µm		1202,0
			500µm	95,3	33,2
			250µm	27,4	9,2
			125µm	43,8	15,2
			0,63µm	70,2	19,0
			< 0,63µm	103,6	25,9
P/9/02	India 2001	1800g	> 500µm		1684
			500µm	71,6	16,7
			250µm	6,3	1,3
			125µm	4,3	1,3
			0,63µm	4,5	1,3
			< 0,63µm	7,7	1,3
P/9/25	India 2001	4500g	> 500µm		1270,0
			500µm	57,7	31,2
			250µm	26,4	18,6
			125µm	43,2	28,2
			0,63µm	58,4	38,4
			< 0,63µm	18,8	10,5
P/9/113	India 2001	2500g	> 500µm		37,2
			500µm	21,9	18,6
			250µm	54,3	29,5
			125µm	27,9	15,8
			0,63µm	24,2	15,9
			< 0,63µm	24,9	20,1
P/9/120	India 2000	etwa 750g	> 500µm		128,8
			500µm	7,3	8,9
			250µm	5,9	5,7
			125µm	7,8	6,6
			0,63µm	19,8	7,2
			< 0,63µm	?	?
P/10/4	India 2000	etwa 750g	> 500µm		39,9
			500µm		15,1
			250µm		7,4
			125µm		17,6
			0,63µm		36,0
			< 0,63µm		?
P/10/51	India 2000	Handstück <100g	> 500µm		7,4
			500µm		0,8
			250µm		0,8
			125µm		0,7
			0,63µm		7,6
			< 0,63µm		?
P/10/261	India 2000	Handstück <100g	> 500µm		0
			500µm		5,3
			250µm		1,5
			125µm		1,1
			0,63µm		6,0
			< 0,63µm		?
P/10/314	India 2001	3000g	> 500µm		361,2
			500µm	82,4	3,9
			250µm	30,7	1,3
			125µm	67,6	1,5
			0,63µm	119,2	2,4
			< 0,63µm	93,8	1,5

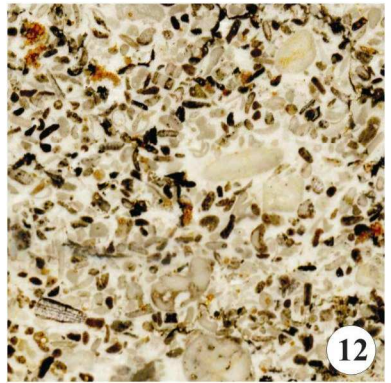
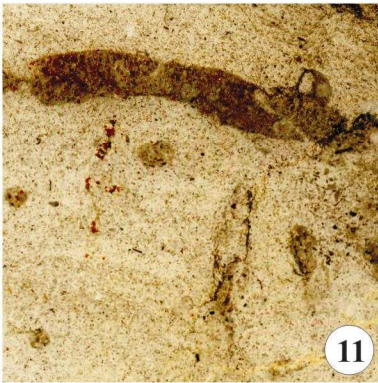
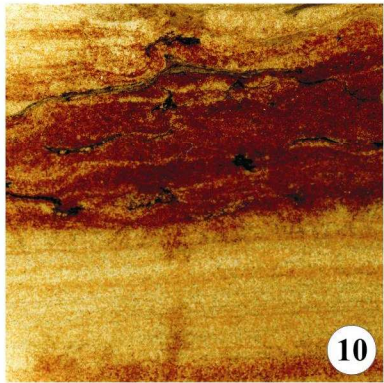
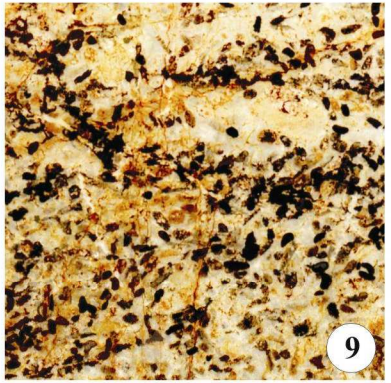
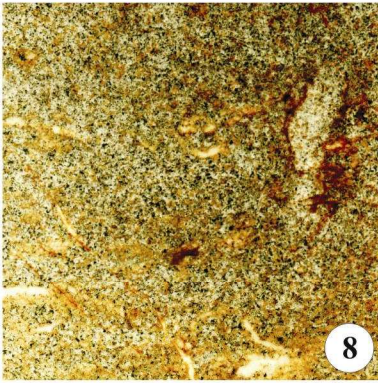
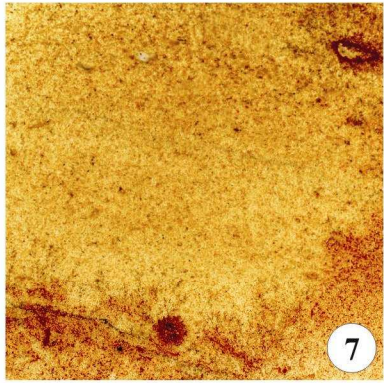
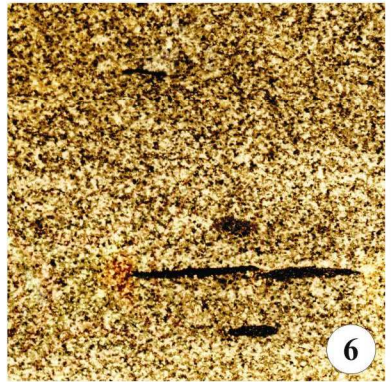
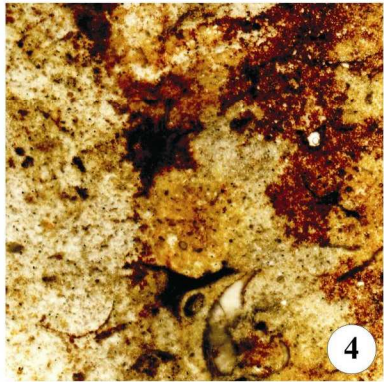
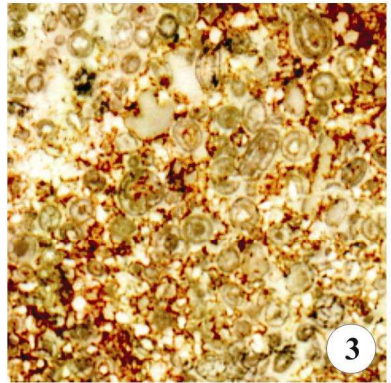
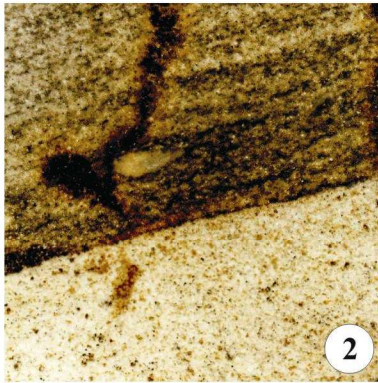
Liste der gelösten Proben aus der Pin Fm. bei Farka Muth; Pin Tal; Spiti			Gewicht der Fraktionen (in Gramm)		
Probenbezeichnung	Jahr der Pr.nahme	Gewicht vor dem Lösen	Fraktionen	CH3COOH	HCOOH
P/11/01	India 2000	etwa 400g	> 500µm		246,5
			500µm		1,0
			250µm		0,7
			125µm		1,0
			0,63µm		1,9
			< 0,63µm		?
P/11/78	India 2001	3500g	> 500µm		142,4
			500µm	33,0	30,9
			250µm	12,7	10,7
			125µm	32,2	26,2
			0,63µm	88,9	60,9
			< 0,63µm	60,4	44,4
P/11/80	India 2002	1500g	> 500µm		73,5
			500µm		20,9
			250µm		8,9
			125µm		17,7
			0,63µm		55,5
			< 0,63µm		?
P/12/9	India 2002	2500g	> 500µm		700
			500µm		53,7
			250µm		17,0
			125µm		36,6
			0,63µm		38,6
			< 0,63µm		?
P/13/117	India 2002	1500g	> 500µm		129,6
			500µm		10,6
			250µm		4,0
			125µm		4,6
			0,63µm		8,6
			< 0,63µm		?
P/13/136	India 2002	2000g	> 500µm		198,7
			500µm		162,6
			250µm		53,1
			125µm		51,4
			0,63µm		61,8
			< 0,63µm		?
P/13/170	India 2000	etwa 1500g	> 500µm		18,6
			500µm	9,4	3,1
			250µm	8,8	2,5
			125µm	11,8	2,7
			0,63µm	14,4	3,6
			< 0,63µm	?	?
P/13/283	India 2002	2500g	> 500µm		251,2
			500µm		40,9
			250µm		21,9
			125µm		135,2
			0,63µm		145,1
			< 0,63µm		?
P/13/299	India 2001	2700g	> 500µm		133,9
			500µm	113,5	67,2
			250µm	108,1	13,4
			125µm	133,2	12,2
			0,63µm	52,5	14,9
			< 0,63µm	51,7	29,5

Liste der gelösten Proben aus der Pin Fm. bei Farka Muth; Pin Tal; Spiti				Gewicht der Fraktionen (in Gramm)	
Probenbezeichnung	Jahr der Pr.nahme	Gewicht vor dem Lösen	Fraktionen	CH3COOH	HCOOH
P/14/3	India 2002	350g	> 500µm		275,5
			500µm		27,7
			250µm		7,5
			125µm		5,8
			0,63µm		5,3
			< 0,63µm		?
P/14/4	India 2002	1000g	> 500µm		740,2
			500µm		15,8
			250µm		2,3
			125µm		2,8
			0,63µm		4,1
			< 0,63µm		?
P/14/10	India 2000	150g	> 500µm		136,9
			500µm		0,6
			250µm		0,5
			125µm		0,4
			0,63µm		0,4
			< 0,63µm		?
P/14/19	India 2001	3000g	> 500µm		2241,6
			500µm	35,4	15,4
			250µm	6,0	1,8
			125µm	4,5	1,9
			0,63µm	6,6	2,4
			< 0,63µm	8,4	2,1
P/14/81	India 2001	2000g	> 500µm		1425,0
			500µm	14,6	17,2
			250µm	2,6	2,4
			125µm	1,9	2,7
			0,63µm	1,9	4,2
			< 0,63µm	2,1	4,5
P/14/190	India 2000	etwa <50g	> 500µm		45,2
			500µm		0,8
			250µm		0,8
			125µm		0,8
			0,63µm		0,8
			< 0,63µm		?
P/17/01	India 2001	2800g	> 500µm		2044,9
			500µm		32,0
			250µm		14,4
			125µm		15,6
			0,63µm		17,2
			< 0,63µm		12,3
P/17/20	India 2001	1500g	> 500µm		1295,2
			500µm	52,4	15,3
			250µm	12,4	4,5
			125µm	12,4	4,4
			0,63µm	22,4	5,5
			< 0,63µm	21,3	3,1

TAFEL 1

Dünnschliffe aus den Schichtkomplexen: P/1 bis P/7

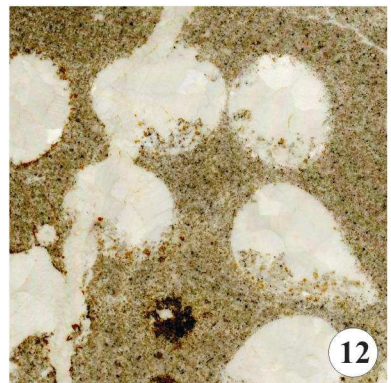
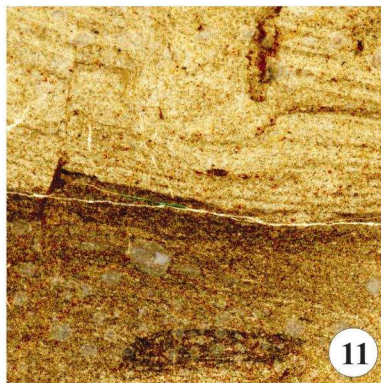
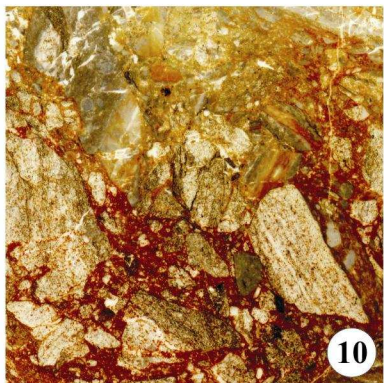
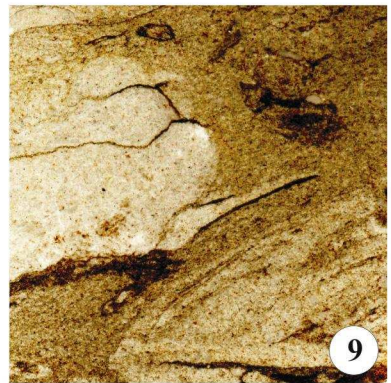
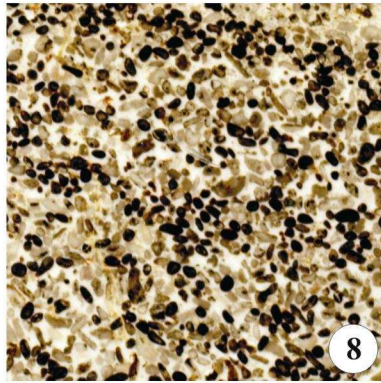
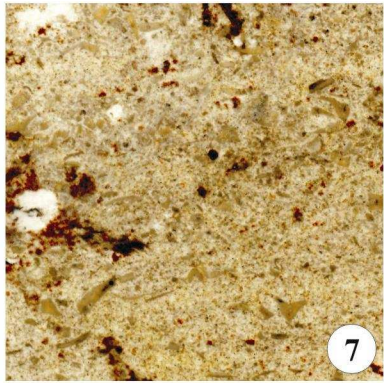
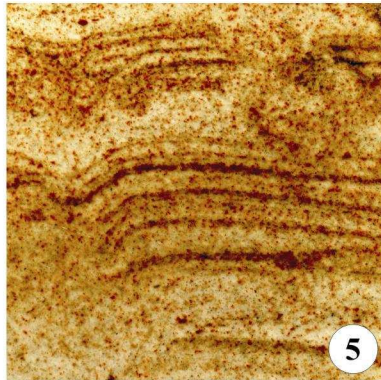
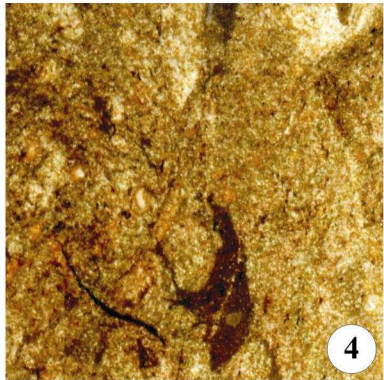
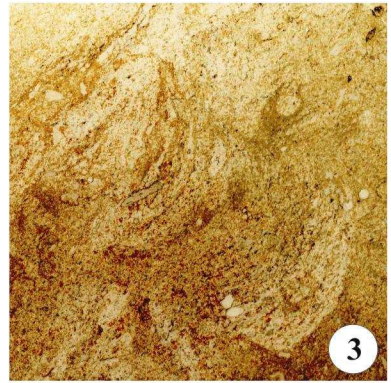
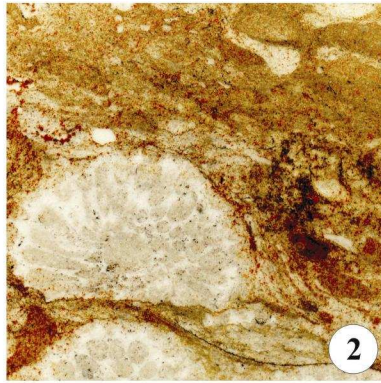
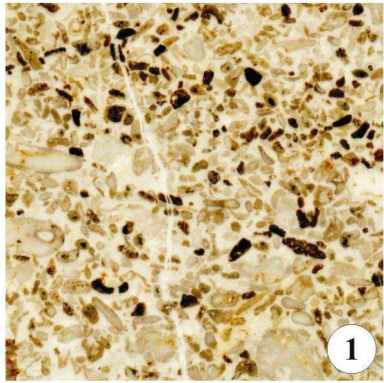
- Fig. 1: feinkörniger, unreifer Quarzarenit; P/1/1, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 2: Grenzbereich von hellem, zu laminierten tonreichen Quarzarenit mit Bryozoenfragment; P/2/1, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 3: dolomitisierter Oosparit; P/2/15, Vergr.: 10 x.
Fig. 4: Siltstein mit Schalenfragmenten; P/2/96, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 5: feinkörniger, reifer Quarzarenit; P/3/5, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 6: feinkörniger, unreifer Quarzarenit mit flachen, tonreichen Linsen (Grabgänge?); P/4/1, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 7: Siltstein mit gut abgerollten und teilweise eisenimprägnierten Crinoidenfragmenten; P/5/117, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 8: Muskovit führender Glaukonitsandstein; P/6/43, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 9: teilweise dolomitisierter bioklastischer Grainstone, bestehend aus großteils eisenimprägnierten und gut abgerollten Crinoidenresten, mit einzelnen Glaukonitkörnern; P/6/86, Vergr.: 5 x.
Fig. 10: Siltstein wobei die obere tempestitisch, aufgewühlte Partie aus schlecht sortiertem und tonreichen Sediment mit dünnen Muskovit Lagen und eisenimprägnierten Bereichen besteht; P/7/2, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 11: stark bioturbierter und Muskovit reicher sandiger Biopelsparit; P/7/31, Vergr.: 2,5 x.
Fig. 12: bioklastischer Grainstone, bestehend aus teilweise eisenimprägnierten Bryozoen und Kalkalgenresten und relativ großen gut abgerollten Crinoidenresten und anderen Schalenresten; P/7/48, Vergr.: 5 x.



TAFEL 2

Dünnschliffe aus den Schichtkomplexen: P/7 bis P/10

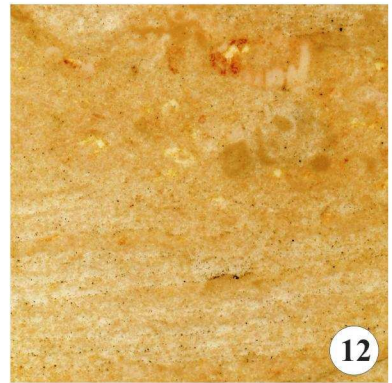
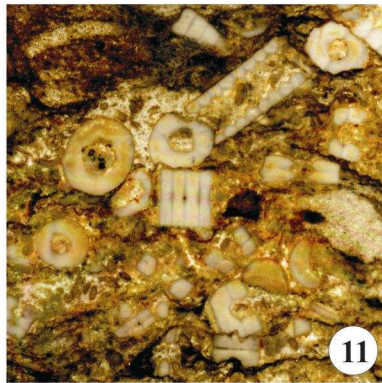
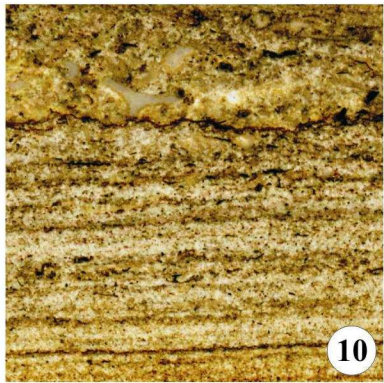
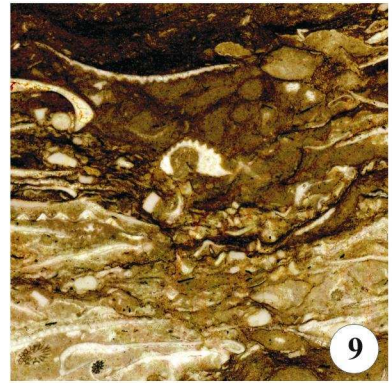
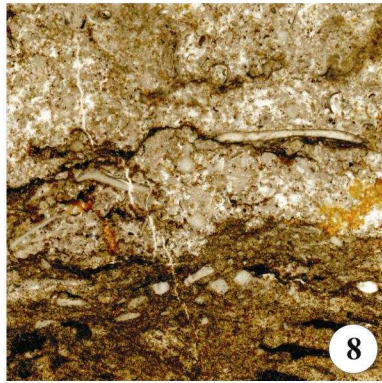
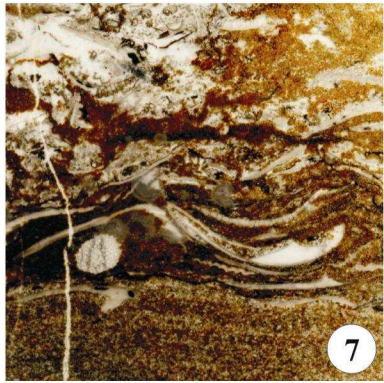
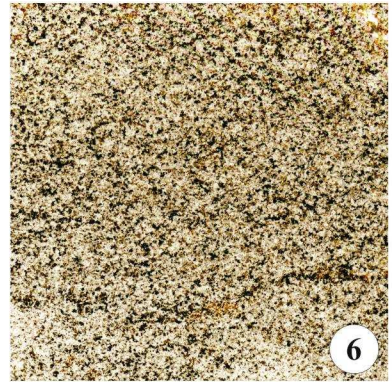
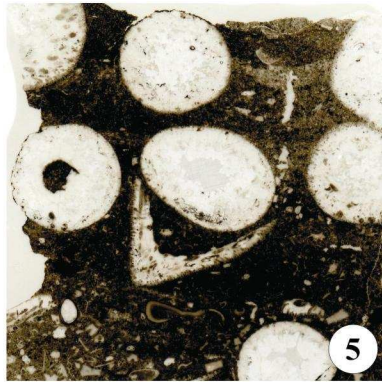
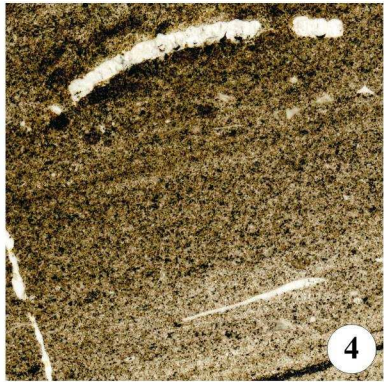
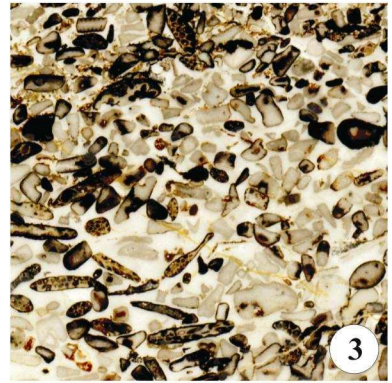
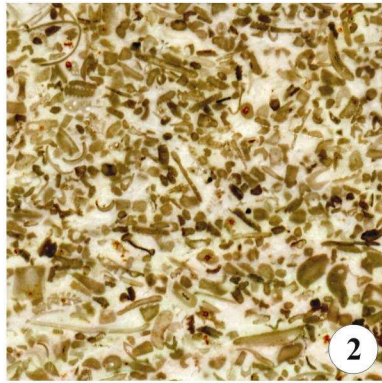
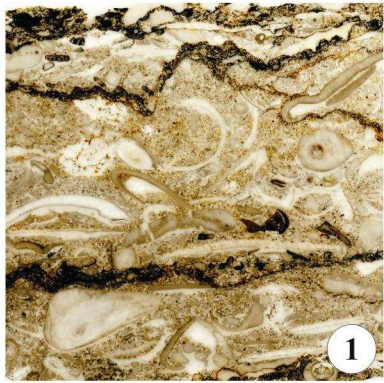
- Fig. 1: bioklastischer Grainstone, bestehend aus vereinzelt eisenimprägnierten Bryozoen- und Kalkalgenresten und größeren, gut abgerollten Crinoidenresten, Brachiopoden und Ostrakodenschalen; P/7/57, Vergr.: 5 x.
- Fig. 2: terrigen beeinflusstes Bioklasten reiches Karbonatgestein; P/8/35a, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 3: terrigen beeinflusstes Karbonatgestein mit Bioturbation; P/8/98, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 4: bioturbierter, Hellglimmerreicher, Brachiopoden und Tentakuliten führender Siltstein; P/9/1, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 5: teilweise aufgrund von Bioturbation entschichteter kalkhaltiger, laminiertes feinkörniger Sandstein, Muskovit führend; P/9/23, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 6: terrigen beeinflusstes Karbonatgestein mit Bioturbation; P/9/60, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 7: peloidaler Wackestone; Bioklasten sind Brachiopoden und Trilobitenreste, Kalkalgen und Fragmente von Crinoiden; P/9/93, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 8: bioklastischer Grainstone, bestehend aus bis zu 50 % eisenimprägnierten Rindenkörner (eigentlich schon als Ironstone zu bezeichnen), deren Kern entweder Crinoiden oder Kalkalgenfragmente sind; P/9/113, Vergr.: 5 x.
- Fig. 9: terrigen beeinflusstes teilweise entschichtetes Karbonatgestein; P/9/131, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 10: Extraklasten reiche Breckie mit feinkörniger Matrix; P/10/1, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 11: Grenzbereich von tonreichem zu feinkörnigem laminierten Sandstein. Beide Schichten sind bioturbiert, Drucklösung und Deformation bemerkbar anhand von Stylolithen und versetzten Gesteinsgrenzen; P/10/5-6, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 12: von Kalzitadern durchzogener pelmikritischer Wacke- bis Packstone mit großen kugeligen Bioklasten (vermutlich Echinodermaten) deren Hohlräume teilweise mit Mikrit gefüllt (Geopetalgefüge) sind. Die Außenwand ist bei einigen Kugeln mikritisiert; P/10/82, Vergr.: 2,5 x.



TAFEL 3

Dünnschliffe aus den Schichtkomplexen: P/10 bis P/17

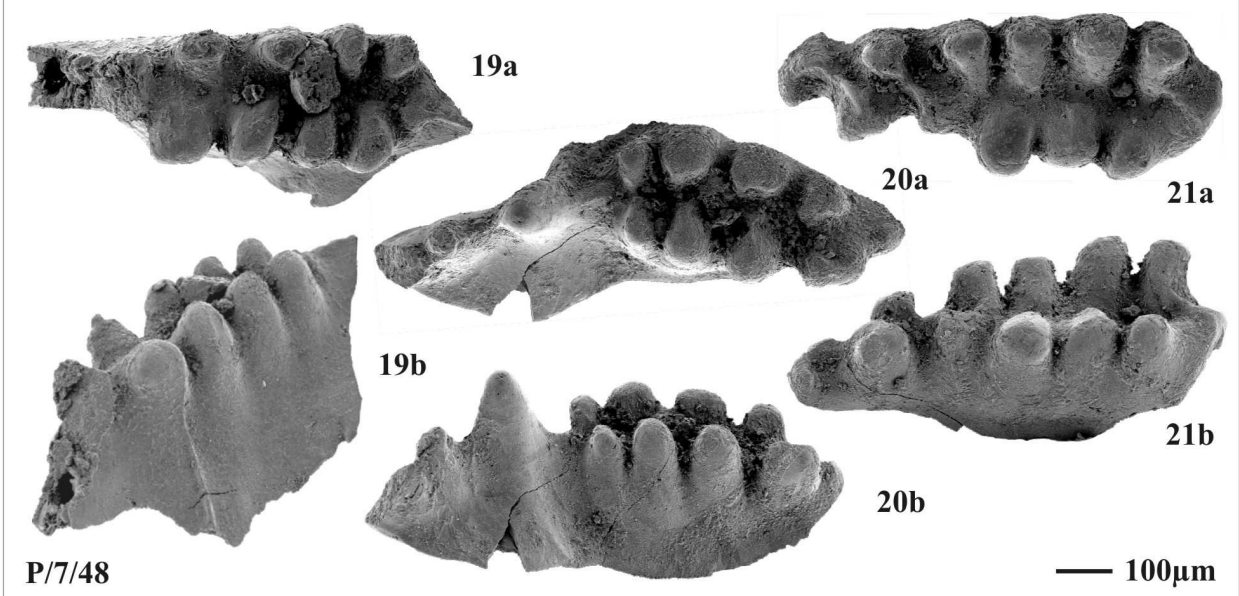
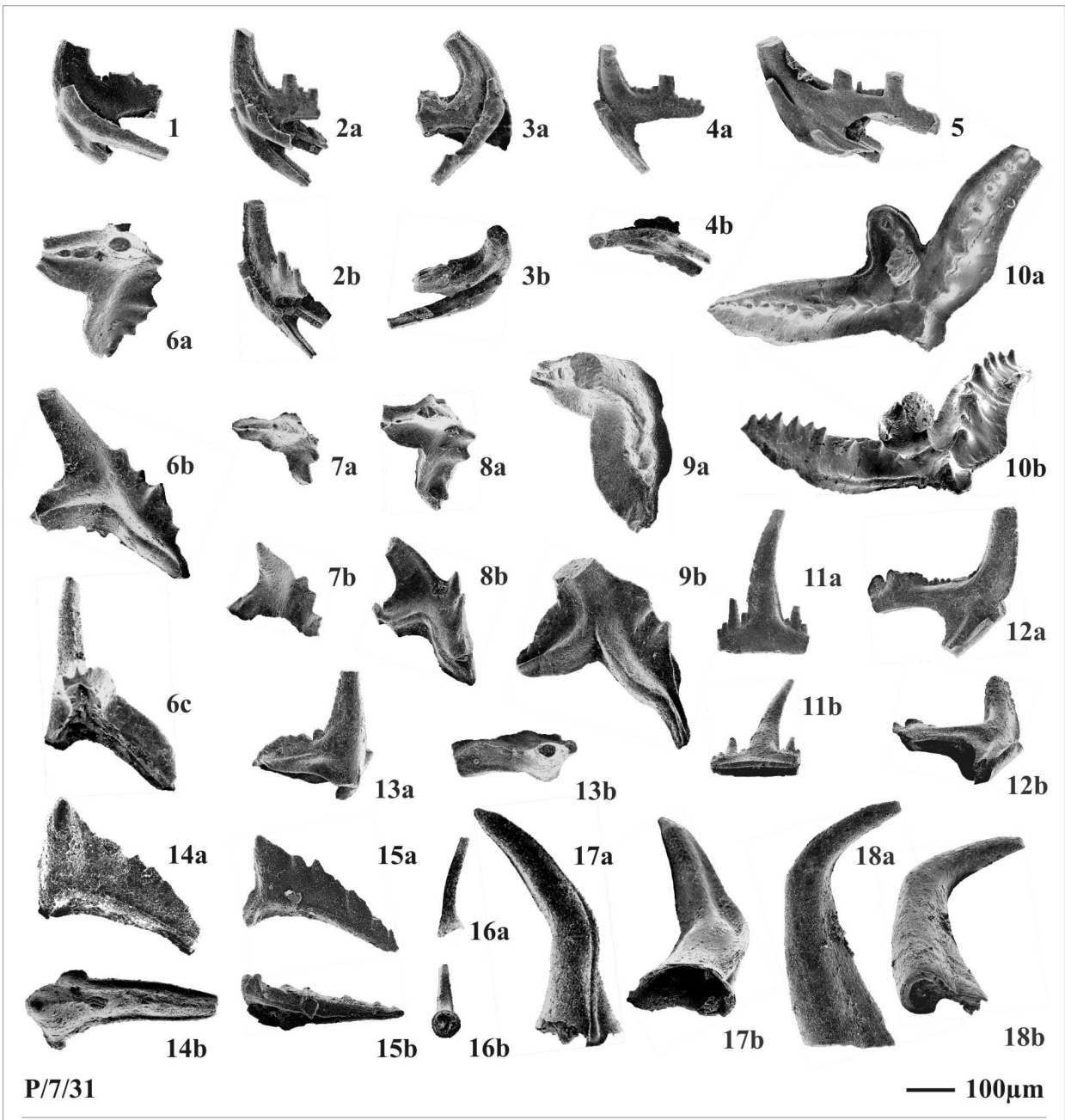
- Fig. 1: peloidaler Wackestone mit großen Bioklasten, vor allem Brachiopoden und Trilobiten, Gastropoden und Crinoiden, untergeordnet Bryozoen und Ostrakoden. markant sind die auf Drucklösung und Deformation zurückzuführenden Stylolithen; P/10/154, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 2: bioklastischer Grainstone, bestehend aus Bruchstücken von Bryozoen und Kalkalgen, Ostrakoden Crinoiden, Brachiopoden, Tentakuliten und anderen Schalenfilamenten; P/10/158, Vergr.: 5 x.
- Fig. 3: bioklastischer Grainstone, bestehend aus einer Crinoiden und länglichen Bryozoen Vergesellschaftung, wobei ein Großteil der Bryozoen mit Eisen imprägniert ist; P/10/168, Vergr.: 5 x.
- Fig. 4: peloidaler Packstone mit kleinen Crinoidenfragmenten und stark rekristallisierten Schalenresten (Brachiopoden ?); P/11/11, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 5: biogenreicher Wackestone mit Trilobiten, Ostrakoden, Kalkalgen und Fragmenten von Crinoiden, sowie in der Matrix schwimmenden großen sphärisch bis subsphärische Echinodermaten deren Hohlraum vollkommen von Kalzit erfüllt ist. Der Schalenrand dieser Kugeln ist perforat und die Außenseite teilweise mikritisiert; P/11/29a, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 6: feinkörniger, unreifer Quarzarenit; P/12/21, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 7: Schillreicher Wacke- bis Packstone, über laminiertem feinen Sandstein. Bioklasten sind vorwiegend Brachiopodenschalen und Crinoidenreste; P/12/24, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 8: bioturbierter peloidaler Packstone mit vereinzelt großen Schalenresten von Brachiopoden. Stylolithe weisen auf Drucklösung und Deformation der Bank hin; P/13/40, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 9: bioturbierter, peloidaler bioklastischer Wackestone mit überwiegend Schalenresten von Brachiopoden (oder Bivalven ?), vereinzelt Gastropoden und Crinoidenresten; P/14/79, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 10: feingeschichteter karbonatischer Sandstein mit unbestimmbaren Bioklasten im oberen Drittel und Stylolithe; P/14/242, Vergr.: 5 x.
- Fig. 11: silizifizierter Crinoidenspatkalk mit Stylolithen; P/16/19, Vergr.: 2,5 x.
- Fig. 12: silizifizierter, feingeschichteter Karbonatsandstein mit vereinzelt Crinoidenstielgliedern; P/17/01, Vergr.: 2,5 x.



TAFEL 4

Conodonten aus den Bänken: P/7/31 und P/7/48

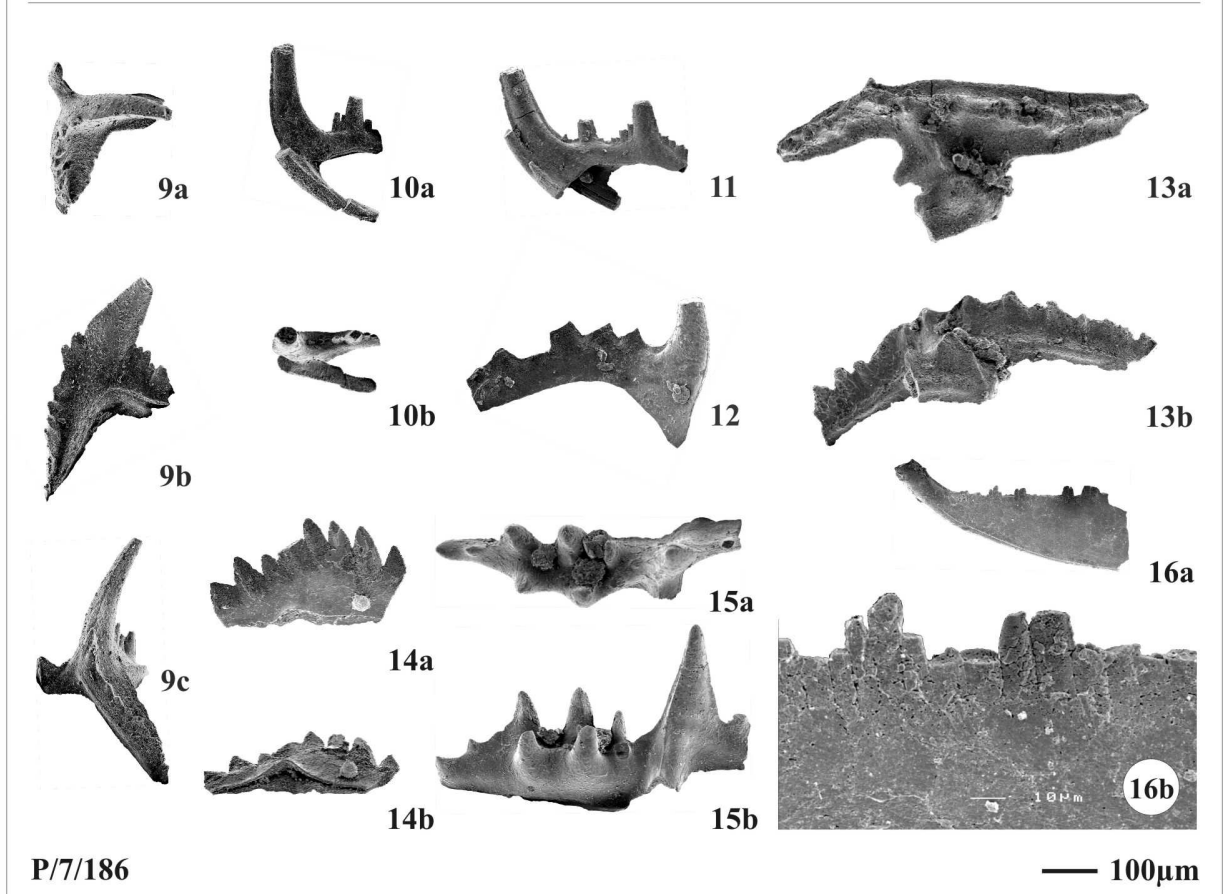
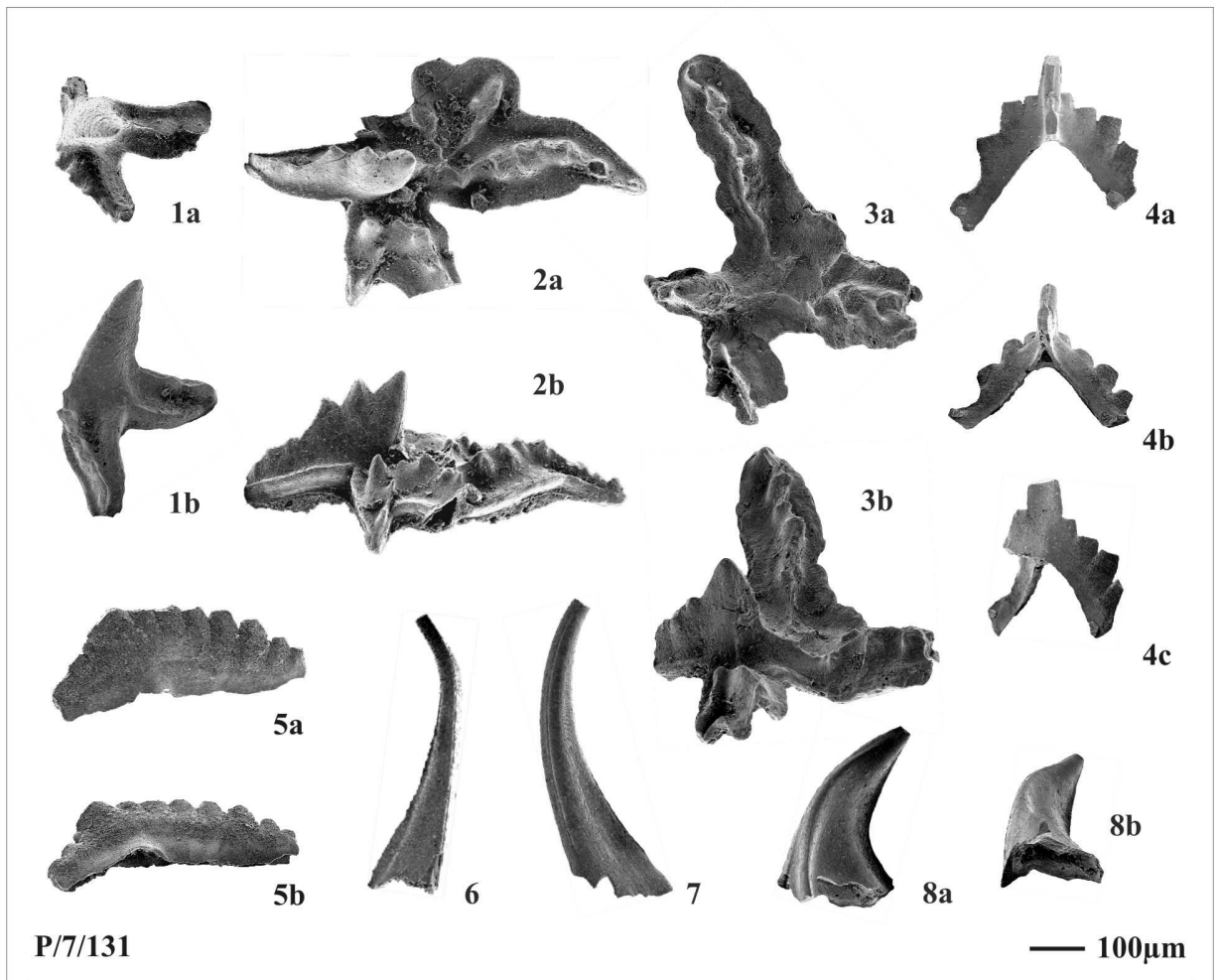
- Fig. 1: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), ramiformes Element; laterale Ansicht.
Fig. 2: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), ramiformes Element; a: laterale Ansicht, b: schräg laterale Ansicht.
Fig. 3: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), ramiformes Element; a: laterale Ansicht, b: orale Ansicht.
Fig. 4: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), ramiformes Element; a: laterale Ansicht, b: orale Ansicht.
Fig. 5: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), ramiformes Element; laterale Ansicht.
Fig. 6: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), ambalodiformes Element; a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht, c: Basalhöhle.
Fig. 7: ? , ambalodiformes Element, a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
Fig. 8: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), ambalodiformes Element; a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
Fig. 9: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), ambalodiformes Element; a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
Fig. 10: *Amorphognathus superbus* (Rhodes, 1953), rechtes amorphognathiformes Element; a: orale Ansicht, b: Ansicht des anterioren Astes.
Fig. 11: ? ; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
Fig. 12: ? Element of *Amorphognathus* sp.; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
Fig. 13: ? ; a: laterale Ansicht, b: orale Ansicht.
Fig. 14: ? ; a: laterale Ansicht, b: orale Ansicht.
Fig. 15: ? ; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
Fig. 16: ? ; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
Fig. 17: ? ; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
Fig. 18: ? *Panderodus* sp; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
Fig. 19: *Icriodella superba* Rhodes, 1953, linkes Pa Element; a: orale Ansicht, b: innere laterale Ansicht.
Fig. 20: *Icriodella superba* Rhodes, 1953, linkes Pa Element; a: orale Ansicht, b: innere laterale Ansicht.
Fig. 21: *Icriodella superba* Rhodes, 1953, rechtes Pa Element; a: orale Ansicht, b: innere laterale Ansicht.



TAFEL 5

Conodonten aus den Bänken: P/7/131 und P/7/186

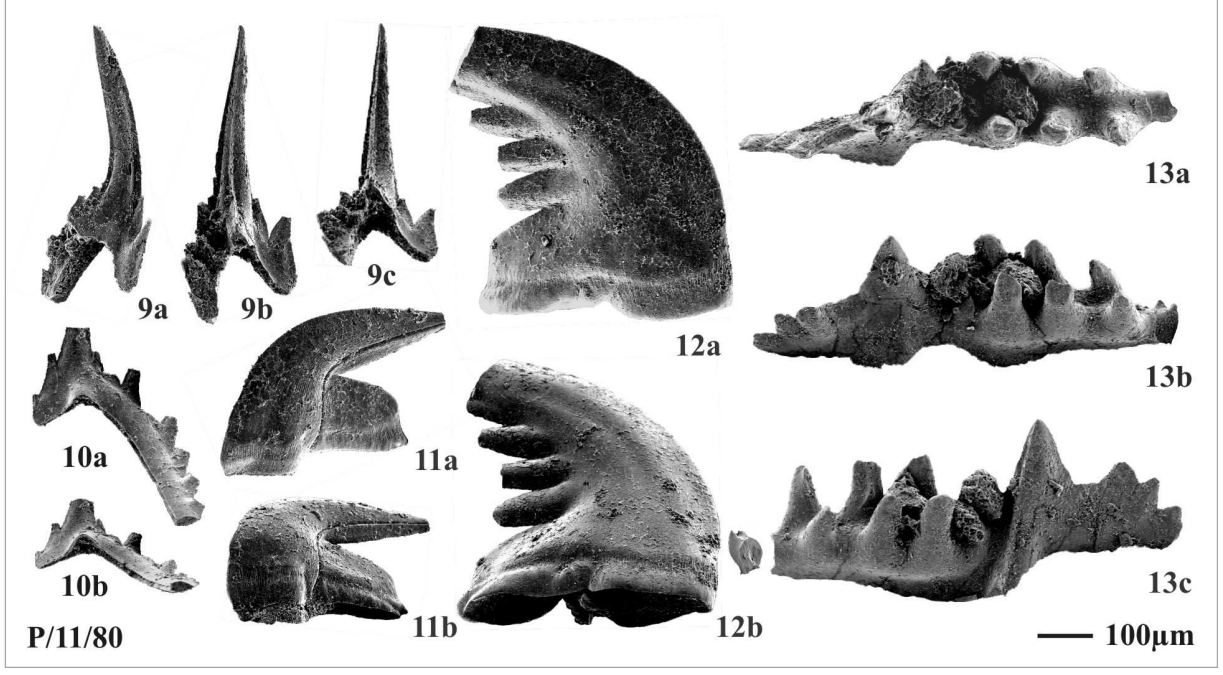
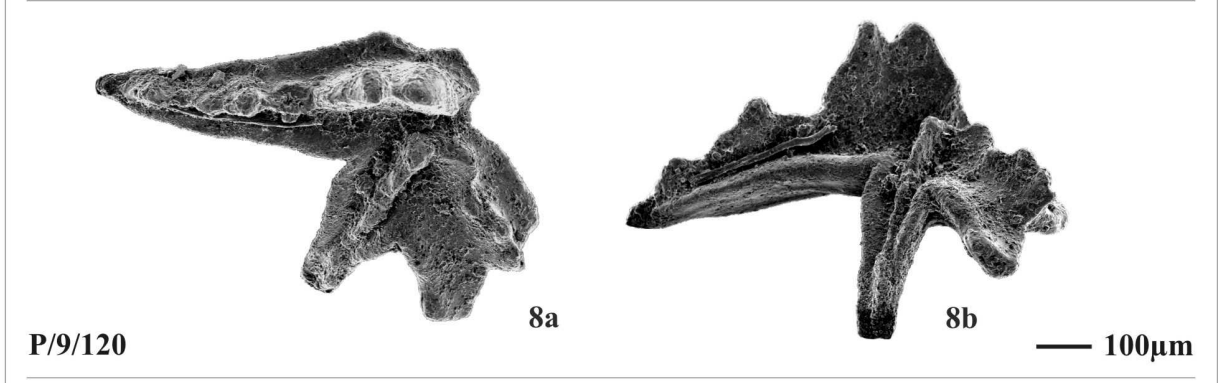
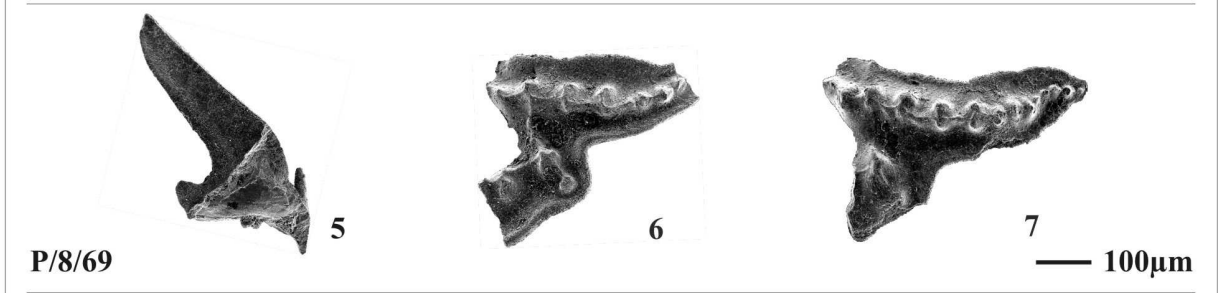
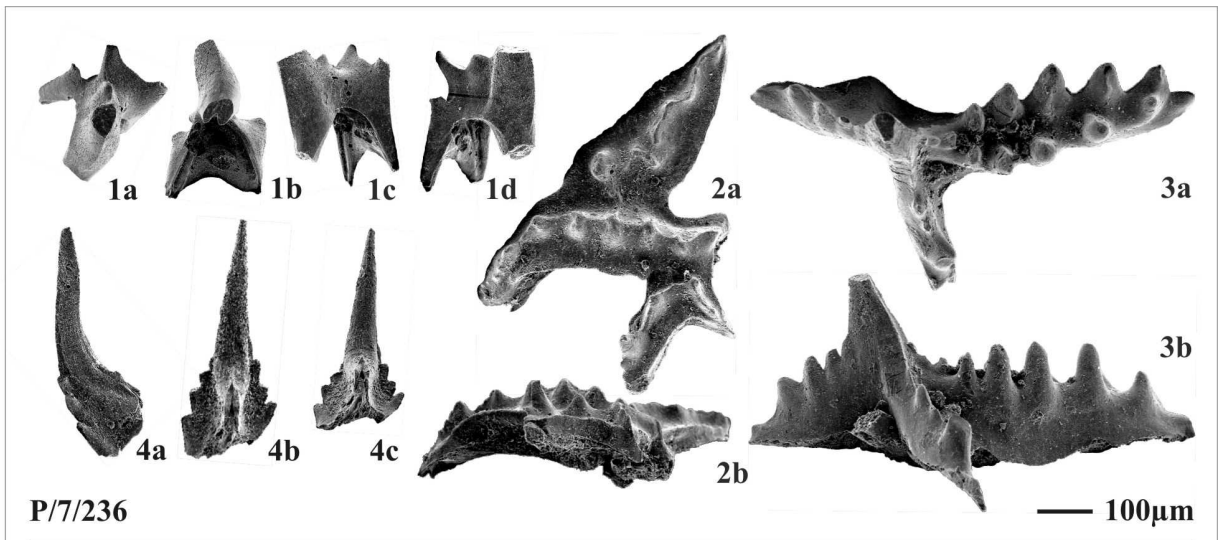
- Fig. 1: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, ambalodiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 2: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 3: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 4: ? *Plectodina* sp. , Sa Element; a: Ansicht des posterioren Astes, b: Basalhöhle,
c: laterale Ansicht.
- Fig. 5: ? *Ozarkodina pseudofissilis* (Lindström, 1959), ozarkodiniformes Element;
laterale Ansicht.
- Fig. 6: ? ; laterale Ansicht.
- Fig. 7: *Panderodus* sp., a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 8: ? ; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 9: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, ambalodiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht, c: Ansicht des anterioren Astes.
- Fig. 10: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, ramiformes Element; a: laterale
Ansicht, b: orale Ansicht.
- Fig. 11: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, ramiformes Element; laterale
Ansicht.
- Fig. 12: ? *Plectodina* sp. , Sc Element; laterale Ansicht.
- Fig. 13: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 14: ? Element von *Ozarkodina* sp. oder *Plectodina* sp.; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 15: *Icriodella* sp., linkes Pa Element; a: orale Ansicht, b: äußere laterale Ansicht.
- Fig. 16: ? Element von *Pseudobelodina* sp. oder *Icriodella* sp.; a: laterale Ansicht,
b: vergrößerte Ansicht der Zähnechen.



TAFEL 6

Conodonten aus den Bänken: P/7/236, P/8/69, P/9/120 und P/11/80

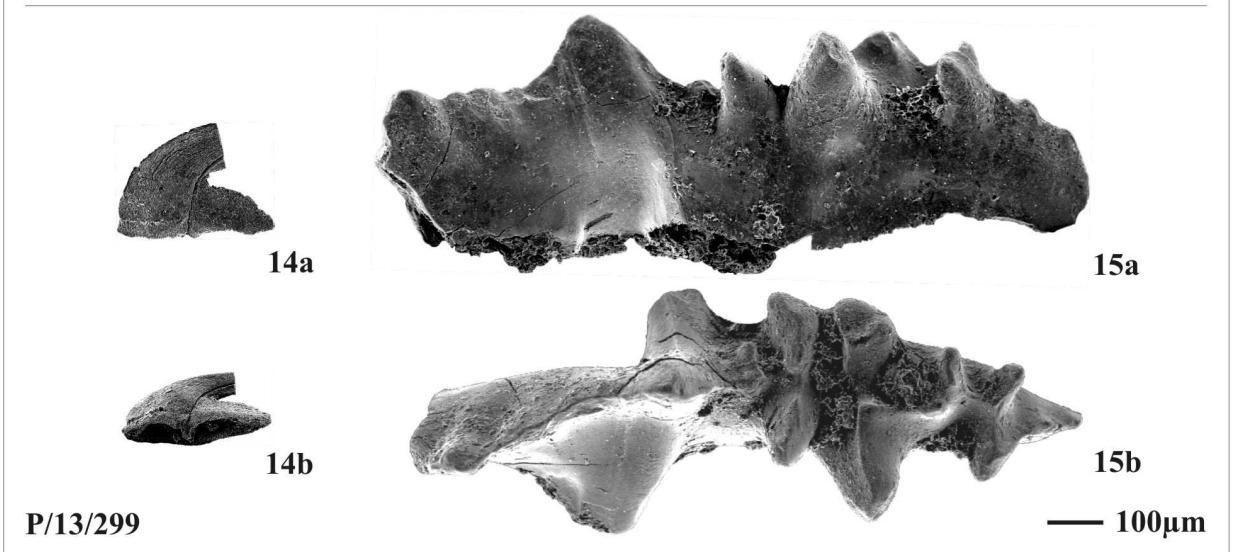
- Fig. 1: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, holodontiformes Element;
a: orale Ansicht, b: Basalhöhle, c und d: laterale Ansicht.
- Fig. 2: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 3: ? *Icriodella superba* Rhodes, 1953, ? rechtes Pa Element; a: orale Ansicht,
b: äußere laterale Ansicht.
- Fig. 4: ? ; a: lateral view, b: posteriore Ansicht, c: Basalhöhle.
- Fig. 5: ? *Aphelognathus* sp., ? cyrtioniodiform Element ; laterale Ansicht.
- Fig. 6: ? *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
orale Ansicht.
- Fig. 7: ? *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
orale Ansicht.
- Fig. 8: ? *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 9: ???? zygognathiformes Element of *Icriodella* sp.; a: laterale Ansicht, b: posteriore
Ansicht, c: Basalhöhle.
- Fig. 10: ? *Plectodina* sp.; a: posteriore Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 11: *Belodina confluens* Sweet, 1979b, gefurchte Seite eines eobelodiniformen Elements;
a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 12: *Belodina confluens* Sweet, 1979b, ungefurchte Seite eines compressiformen Elements;
a: laterale Ansicht w, b: Basalhöhle.
- Fig. 13: ? *Icriodella superba* Rhodes, 1953, ? linkes Pa Element; a: orale Ansicht,
b: innere laterale Ansicht, c: äußere laterale Ansicht.



TAFEL 7

Conodonten aus den Bänken: P/13/117 und P/13/299

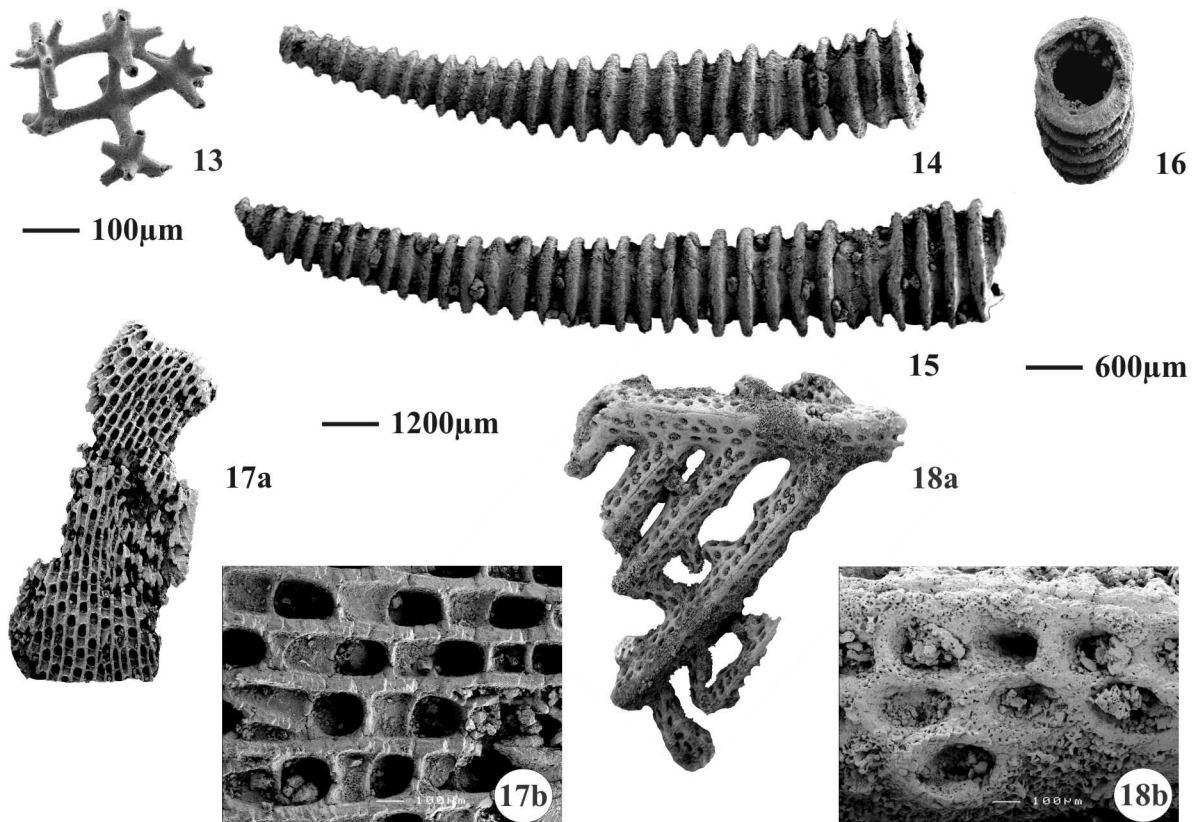
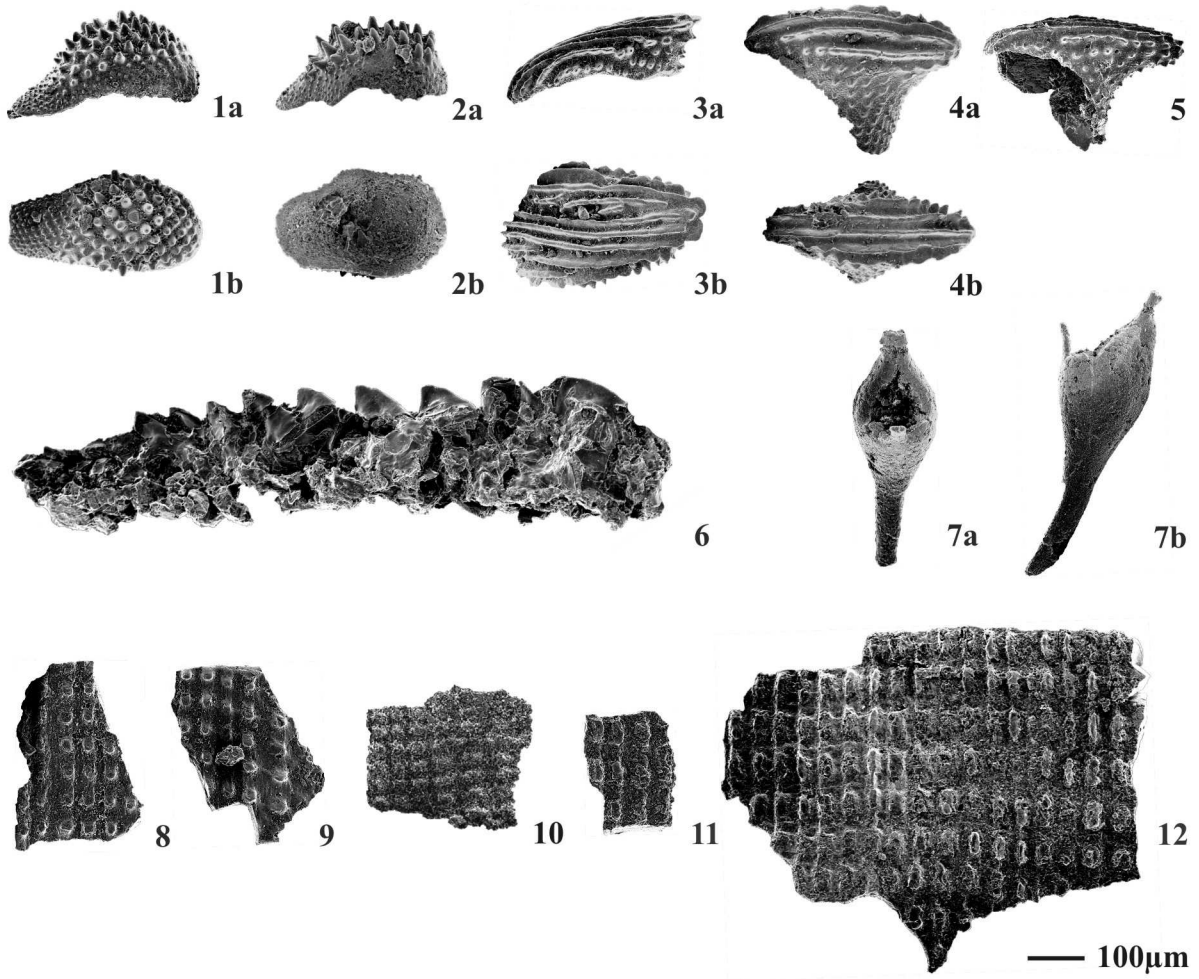
- Fig. 1: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, ambalodiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 2: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, ambalodiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 3: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, ramiformes Element;
a: laterale Ansicht, b: orale Ansicht.
- Fig. 4: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, ramiformes Element;
a: laterale Ansicht, b: orale Ansicht.
- Fig. 5: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 6: *Amorphognathus ordovicicus* Branson and Mehl, 1933, amorphognathiformes Element;
a: orale Ansicht, b: laterale Ansicht.
- Fig. 7: ? *Icriodella* cf. *I. praecox* Lindström, Racheboeuf and Henry, 1974, linkes Pa Element;
a: orale Ansicht, b: äußere laterale Ansicht.
- Fig. 8: ? ; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 9: ? ; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 10: *Drepanoistodus suberecta* (Branson and Mehl, 1933b); a: laterale Ansicht,
b: Basalhöhle.
- Fig. 11: *Pseudobelodina dispansa* (Glenister, 1957), gefurchte Seite eines compressiformen
Elements; a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 12: *Belodina confluens* Sweet, 1979b, gefurchte Seite eines compressiformen Elements;
a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 13: *Belodina confluens* Sweet, 1979b, gefurchte Seite eines grandiformen Elements;
a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 14: *Belodina* sp. Sweet, 1979b, gefurchte Seite eines eobelodiniformen Elements;
a: laterale Ansicht, b: Basalhöhle.
- Fig. 15: ? *Icriodella superba* Rhodes, 1953, ? linkes Pa Element; a: innere laterale Ansicht,
b: orale Ansicht.



TAFEL 8

Weitere Mikrofossilien der Pin-Formation

- Fig. 1: *Milaculum* sp. Müller, 1973, a: Seitenansicht, b: Aufsicht; P/7/131.
Fig. 2: *Milaculum* sp. Müller, 1973, a: Seitenansicht, b: Basalansicht; P/7/131.
Fig. 3: *Milaculum* sp. Müller, 1973, a: Seitenansicht, b: Aufsicht; P/7/31.
Fig. 4: *Milaculum* sp. Müller, 1973, a: Seitenansicht, b: Aufsicht; P/7/131.
Fig. 5: *Milaculum* sp. Müller, 1973, Seitenansicht; P/7/31.
Fig. 6: Zahnleiste eines Scloecodonten, Seitenansicht; P/7/31.
Fig. 7: Gen. et spec. indet.; a: periorale Ansicht (?), b: Seitenansicht; P/7/131.
Fig. 8: Plattenfragmente von Agnathen (?), knötchenförmige Skulpturelemente; P/9/120.
Fig. 9: Plattenfragmente von Agnathen (?), knötchenförmige Skulpturelemente; P/9/120.
Fig. 10: Plattenfragmente von Agnathen (?), rechteckige Skulpturelemente; P/9/120.
Fig. 11: Plattenfragmente von Agnathen (?), rechteckige Skulpturelemente; P/9/120.
Fig. 12: Plattenfragmente von Agnathen (?), rechteckige Skulpturelemente; P/9/120.
Fig. 13: Porifera, hexactinellider Gittertyp; 100 µm-Balken; P/13/170.
Fig. 14: *Tentaculites* sp. SCHLOTHEIM, 1820, Seitenansicht; 600 µm-Balken; P/11/80.
Fig. 15: *Tentaculites* sp. SCHLOTHEIM, 1820, Seitenansicht; 600 µm-Balken; P/11/80.
Fig. 16: *Tentaculites* sp. SCHLOTHEIM, 1820, schräge Ansicht der Apertur; 600 µm-Balken; P/11/80.
Fig. 17: inkrustierende Bryozoenkolonie, a: Zoarium, b: Detailansicht der Zooecien; 1200 µm-Balken; P/11/80.
Fig. 18: astförmige Bryozoenkolonie, a: Zoarium, b: Detailansicht der Zooecienmündungen; 1200 µm-Balken; P/12/9.



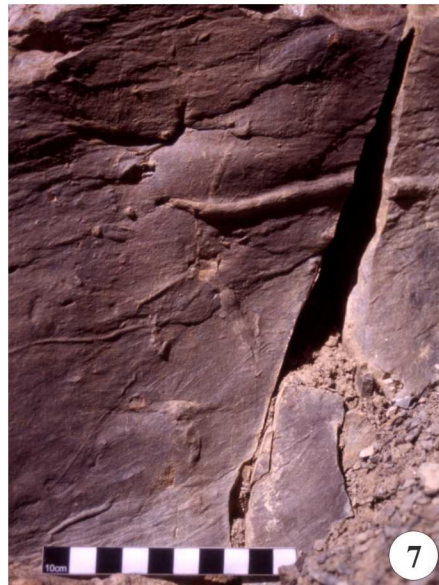
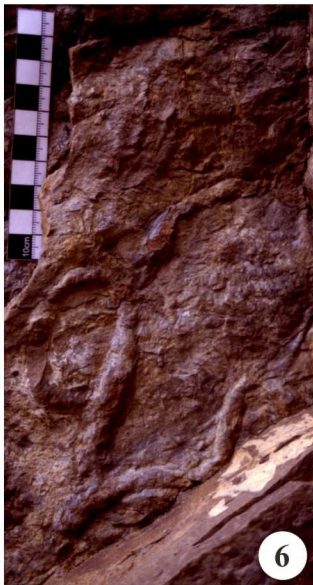
TAFEL 9

Ichnofossilien der Pin-Formation

- Fig. 1: Trilobitenfährten an eine Basisfläche; 1 cm–Balken; P/5/Basis.
- Fig. 2: untere Hälfte der Bank stark bioturbiert; die zylindrischen Steinkerne der ehemaligen Gänge ? oder Röhren sind leicht gewunden und lassen auf eine Lumenweite von 1-2mm schließen; 1 cm–Balken; P/7/56.
- Fig. 3: ein dem *Rhizocorallium* ähnliches Ichnofossil – U-förmiger Spreitenbau; 1 cm–Balken; P/8/90.
- Fig. 4: 20cm mächtige Bank mit komplex verzweigten Gangsystem; P/5/117.
- Fig. 5: Spreitenstrukturen, wobei das Sediment am Rand nicht verdichtet wurde und deshalb die U-förmige Umfassung (wie es bei der *Rhizocorallium* ähnlichen Bioturbation zu sehen ist) fehlt; P/7/92.
- Fig. 6: Schichtfläche mit übereinander liegenden Gängen von *Planolites*; P/5/52.
- Fig. 7: *Planolites* ähnliches Ichnofossil, zeigt eine interne Gliederung, in Form von spitz zulaufenden Einschnürungen an der Oberfläche; P/5/120.
- Fig. 8: stark bioturbierte Basisfläche mit verschiedenen Spurentypen; P/5/52.



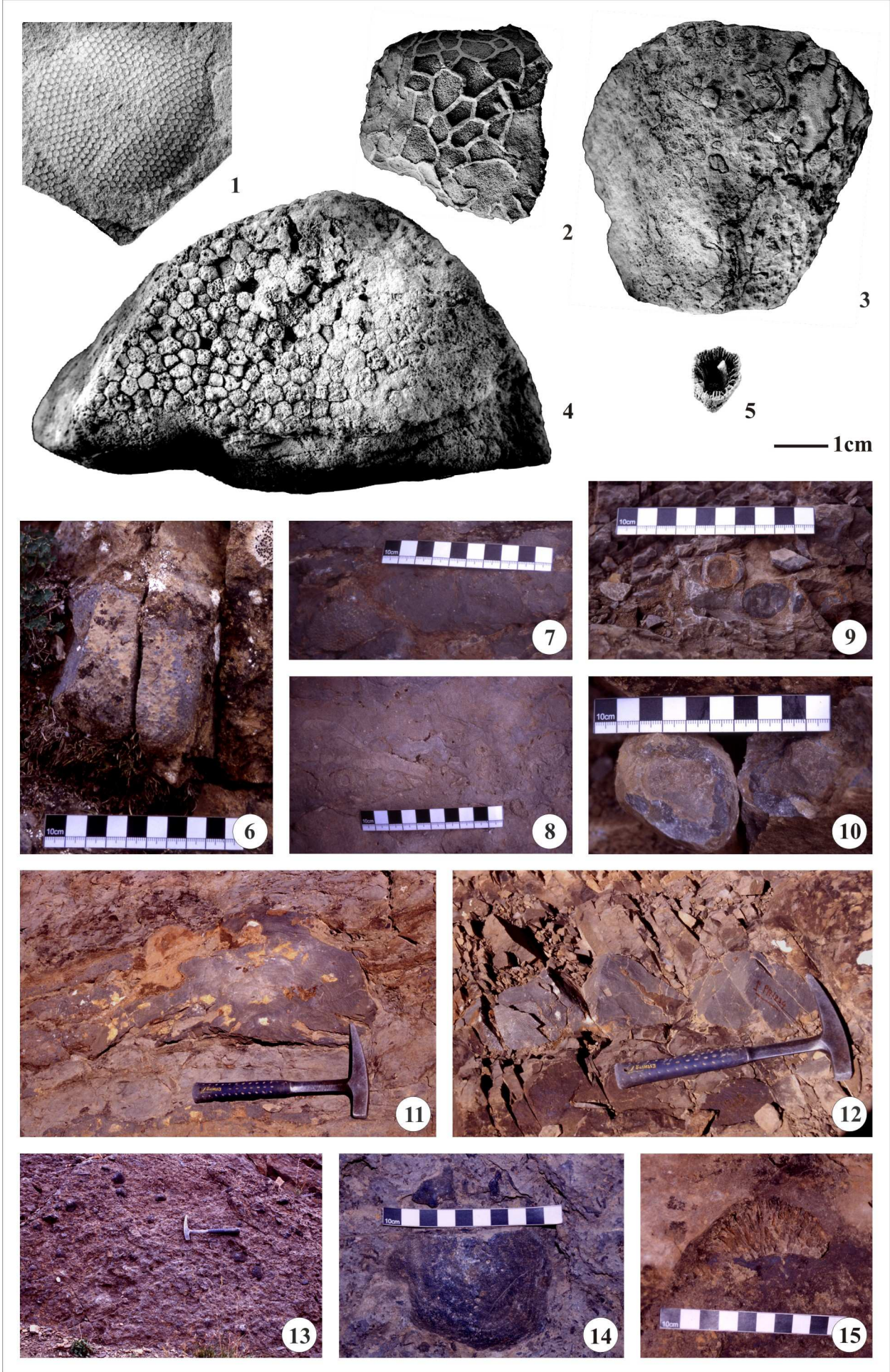
— 1cm



TAFEL 10

Korallen und Stromatoporen der Pin-Formation

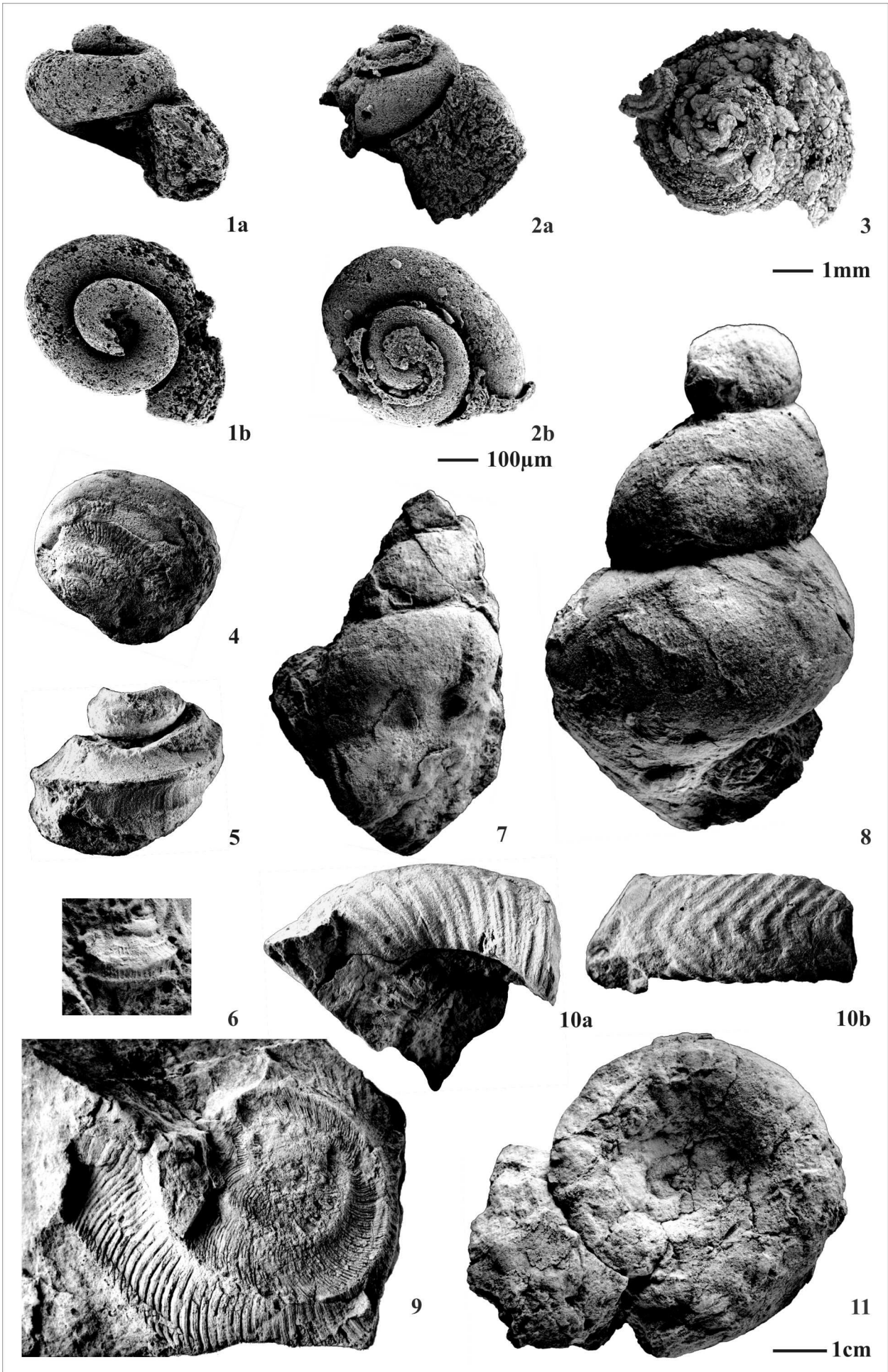
- Fig. 1: Negativabdruck einer tabulaten Korallenkolonie, möglicherweise *Favosites* sp.; 1 cm-Balken; Hangschutt.
- Fig. 2: Tabulate Koralle, *Halysites* sp.; 1 cm-Balken; Hangschutt.
- Fig. 3: Tabulate Koralle, ? *Heliolites* sp.; 1 cm-Balken; P/9/5.
- Fig. 4: polygonale Corallite einer tabulaten Koralle; 1 cm-Balken; Hangschutt.
- Fig. 5: solitäre rugose Koralle; 1 cm-Balken; P/11/80.
- Fig. 6: faustgroße tabulate Koralle; P/7/213.
- Fig. 7: 10cm mächtige Bank mit Korallenschutt von *Halysites* sp. und *Favosites* sp.; P/13/217-220.
- Fig. 8: Riffschuttkalk mit vielen verschiedenen Korallentypen; P/13/158.
- Fig. 9: 2 normal zum sedimentären S. liegende rugose Korallen; P/7/237.
- Fig. 10: Tabulate Koralle *in situ*; Ansicht der Unterseite; P/8/96.
- Fig. 11: etwa 50 cm große Stromatoporenkolonie; P/8/25-27.
- Fig. 12: etwa 50 cm große Stromatoporenkolonie, die eine tabulate Kolonie überwachsen hat (links im Bild); P/7/234.
- Fig. 13: Topfläche mit vielen zum Teil faustgroßen tabulaten Kolonien und Stromatoporen; P/10/314.
- Fig. 14: Detail aus Fig. 13: phosphatisierte Stromatoporen (?) Kolonie; P/10/314.
- Fig. 15: silifizizierte Kolonie einer tabulaten Koralle; P/16/17.



TAFEL 11

Gastropoden der Pin-Formation

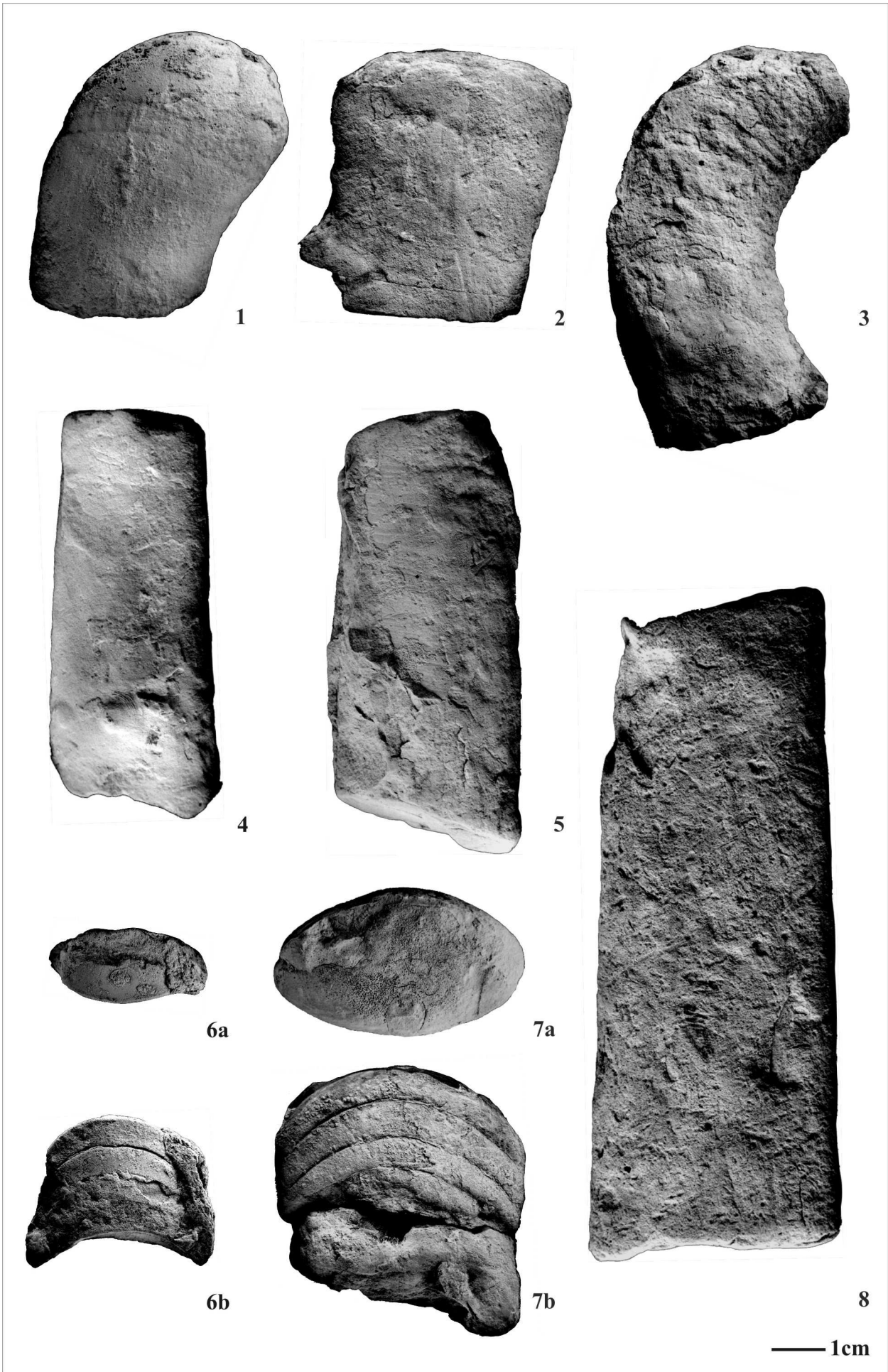
- Fig. 1: trochiformer Steinkern eines Gastropodengehäuses, a: Seitenansicht, b: Apikalansicht; 100 μm -Balken; P/7/48.
- Fig. 2: trochiformer Steinkern eines Gastropodengehäuses, a: Seitenansicht, b: Apikalansicht; 100 μm -Balken; P/7/48.
- Fig. 3: trochiformer Steinkern eines Gastropodengehäuses, Apikalansicht; 1 mm-Balken; P/11/80.
- Fig. 4: trochiformer noch mit Schalenresten besetzter Steinkern eines Gastropoden; 1 cm-Balken; Hangschutt bei P/10/30.
- Fig. 5: trochiformer Steinkern eines Archaeogastropoden, Seitenansicht; 1 cm-Balken; Hangschutt bei P/8/23.
- Fig. 6: stark skulpturiertes Gehäuse eines Archaeogastropoden; 1 cm-Balken; Hangschutt bei P/11.
- Fig. 7: hochtrochospiraler Steinkern eines Caenogastropoden mit 4 Windungsumgängen; 1 cm-Balken; Hangschutt bei P/7.
- Fig. 8: hochtrochospiraler Steinkern eines Caenogastropoden mit 3 Windungsumgängen; 1 cm-Balken; P/8/67.
- Fig. 9: Abdruck eines feinberippten, Archaeogastropoden, möglicherweise den Euomphaliden zugehörig; 1 cm-Balken; Hangschutt.
- Fig. 10: planspiral aufgerolltes Gastropodengehäuse mit prominenten Rippen, möglicherweise den Euomphaliden zugehörig, a:Seitenansicht, b: Ansicht der Externseite; 1 cm-Balken; Hangschutt.
- Fig. 11: planspiral aufgerolltes Gastropodengehäuse, möglicherweise den Euomphaliden zugehörig, Seitenansicht, 1 cm-Balken; Hangschutt (Block Knollenkalk).



TAFEL 12

Cephalopoden der Pin-Formation

- Fig. 1: leicht gekrümmter Steinkern mit Wohnkammer eines actinosiphonaten Oncoceriden; Hangeschutt.
- Fig. 2: abgeflachter Teil eines Nautiloideen, Hangeschutt.
- Fig. 3: cyrthocones Gehäuse eines Nautiloideen mit Wohnkammer; Hangeschutt.
- Fig. 4: orthoconer Teil eines Nautiloideen; Hangeschutt.
- Fig. 5: etwas flachgedrückter, orthoconer Teil eines Nautiloideen; Hangeschutt.
- Fig. 6: orthoconer Teil eines Nautiloideen, a: Querschnitt mit leicht subzentralem Siphon, b: Seitenansicht; Hangeschutt.
- Fig. 7: orthoconer Teil eines Nautiloideen, a: Querschnitt mit randständigem Siphon, b: Seitenansicht; P/13/27.
- Fig. 8: Flachgedrückte Wohnkammer eines orthoconen Nautiloideen; Hangeschutt.



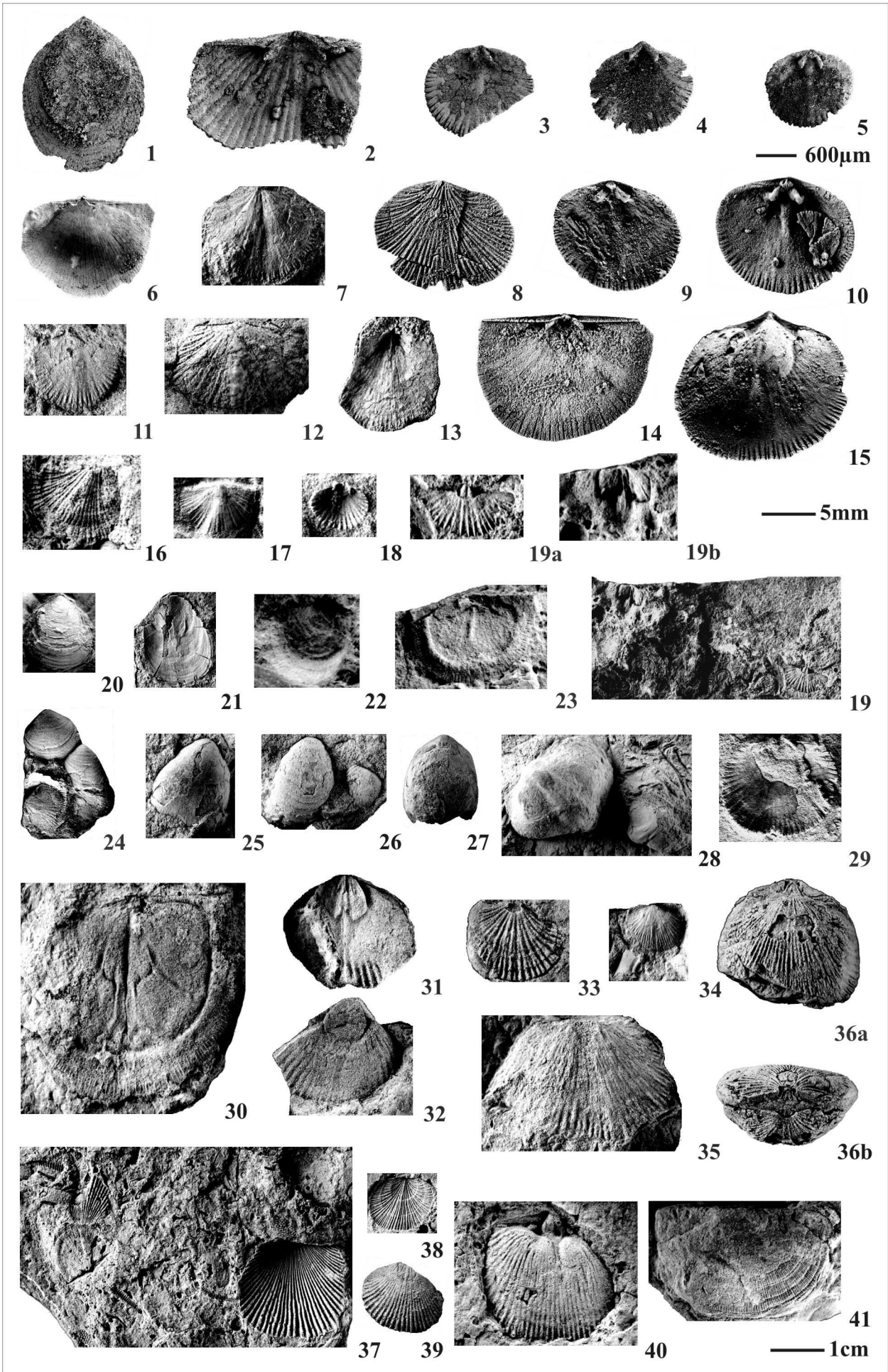
TAFEL 13

Brachiopoden der Pin-Formation

- Fig. 1: Brachiopod (möglicherweise Lingulat), mit kalkiger Schale - Außenseite, 600 µm-Balken; P/12/9.
- Fig. 2: Articulata, Strophomenida (oder Orthida?) Armklappe - Innenseite, 600 µm-Balken; P/11/80.
- Fig. 3: Articulata, Orthida, Armklappe - Innenseite, 600 µm-Balken; P/11/80.
- Fig. 4: Articulata, Orthida, Armklappe - Innenseite, 600 µm-Balken; P/12/9.
- Fig. 5: Articulata, Orthida, Armklappe - Innenseite, 600 µm-Balken; P/12/9.
- Fig. 6: Articulata, Strophomenida, Armklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; P/11/80.
- Fig. 7: Articulata, Orthida, Stielklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; P/8/69.
- Fig. 8: Articulata, Orthida, Armklappe - Außenseite, 5 mm-Balken; P/12/9.
- Fig. 9: Articulata, Orthida, Armklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; P/12/9.
- Fig. 10: Articulata, Orthida, Armklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; P/12/9.
- Fig. 11: Articulata, Orthida, Negativabdruck einer Armklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; P/8/69.
- Fig. 12: Articulata, Strophomenida (oder Orthida?), Stielklappe - Außenseite, 5 mm-Balken; P/8/Mitte.
- Fig. 13: Articulata, Orthida, Stielklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; P/7/93.
- Fig. 14: Articulata, Strophomenida, Armklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; P/11/80.
- Fig. 15: Articulata, Strophomenida (?), Armklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; P/12/9.
- Fig. 16: Articulata, Strophomenida (oder Orthida?), Armklappe - Außenseite, 5 mm-Balken; P/9/1.
- Fig. 17: Articulata, Strophomenida, Stielklappe - Außenseite, 5 mm-Balken; P/9/25.
- Fig. 18: Articulata, Orthida, Armklappe - Innenseite, 5 mm-Balken; Hangschutt.
- Fig. 19: a: Articulata, Strophomenida, Negativabdruck der Armklappe - Innenseite,
b: Articulata, Strophomenida, Abdruck der Armklappe - Innenseite, 5 mm-Balken;
P/9/Basis.
- Fig. 20: Lingulata, Lingulida, hornig - phosphatische Klappe - Außenseite, 1 cm-Balken; P/14/4.

Brachiopoden der Pin-Formation

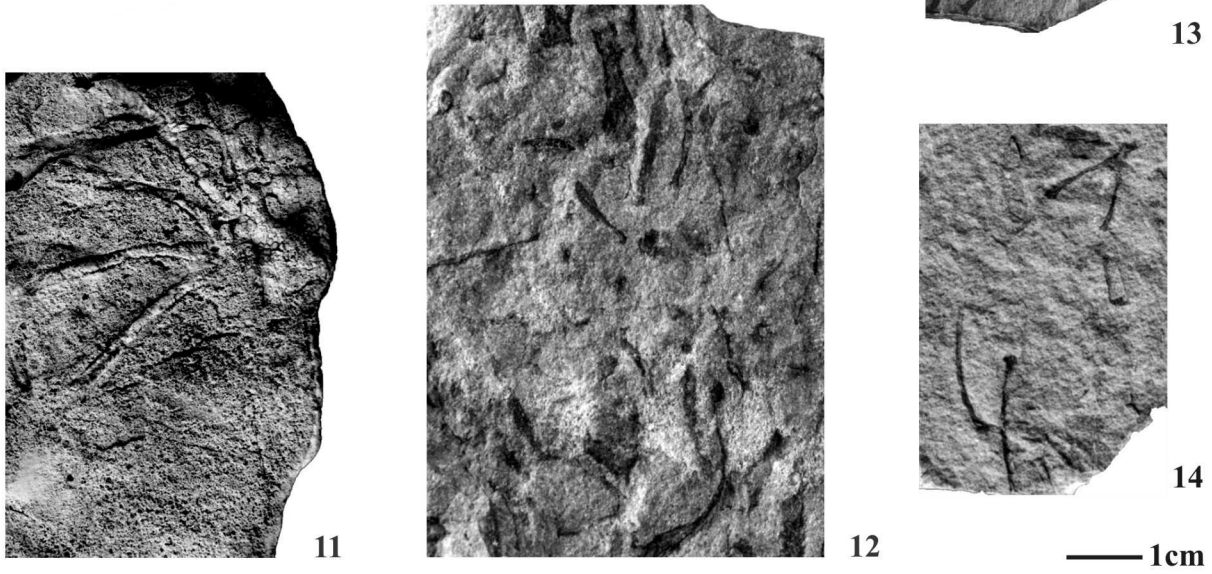
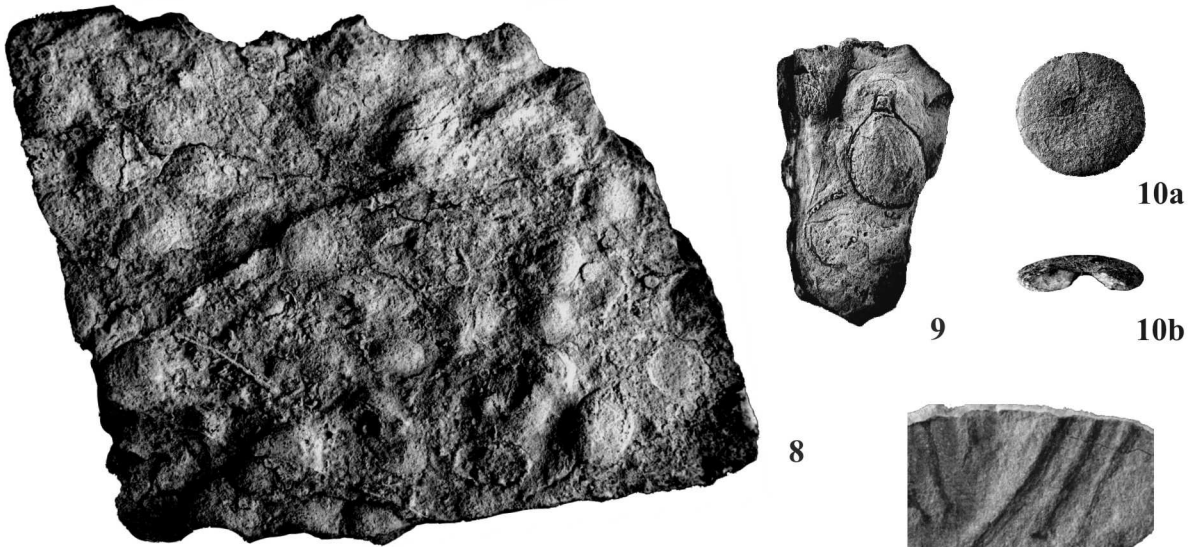
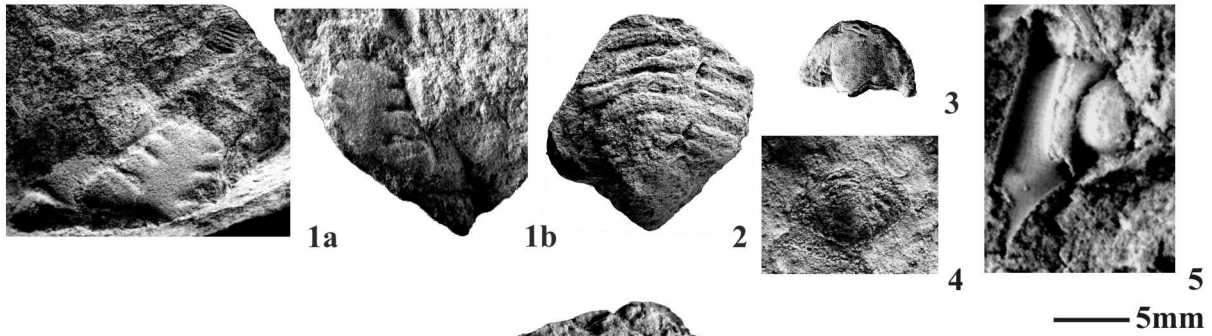
- Fig. 21: Lingulata, Lingulida, hornig – phosphatische Klappe - Innenseite, 1 cm–Balken; Hangschutt.
- Fig. 22: Articulata, Strophomenida, *Leptaena* sp., Stielklappe - Außenseite, 1 cm–Balken; P/9/25.
- Fig. 23: Articulata, Strophomenida, Stielklappe - Innenseite, 1 cm–Balken; P/11/9-11b.
- Fig. 24: Zwei Bivalvenschalen (?) und ein Abdruck einer Brachiopoden Armklappe – Innenseite, 1 cm–Balken; Hangschutt.
- Fig. 25: Articulata, Stielklappe - Außenseite, 1 cm–Balken; Hangschutt.
- Fig. 26: Articulata, Stielklappe - Außenseite, 1 cm–Balken; Hangschutt.
- Fig. 27: Articulata, Armklappe - Außenseite, 1 cm–Balken; Hangschutt.
- Fig. 28: Articulata, Stielklappe – Außenseite, 1 cm–Balken; P/7/53.
- Fig. 29: Articulata, Orthida, Armklappe – Innenseite, 1 cm–Balken; Hangschutt.
- Fig. 30: Articulata, Strophomenida, Negativabdruck der Armklappe – Innenseite, 1 cm–Balken; P/5/54.
- Fig. 31: Articulata, Orthida, Abdruck der Armklappe – Innenseite; 1 cm–Balken; P/7/112.
- Fig. 32: Articulata, Orthida, Abdruck der Armklappe – Innenseite; 1 cm–Balken; P/9/4.
- Fig. 33: Articulata, Orthida, Armklappe – Außenseite, 1 cm–Balken; Hangschutt.
- Fig. 34: Articulata, Orthida, Abdruck der Armklappe – Außenseite, 1 cm–Balken; P/9/25.
- Fig. 35: Articulata, Orthida, *Kinnella* sp. (?), Abdruck der Armklappe – Außenseite, 1 cm–Balken; P/8/Mitte.
- Fig. 36: Articulata, a: Ansicht der Armklappe – Außenseite, b: Ansicht des Deltidiums, oben: Stielklappe, unten: Armklappe; 1 cm–Balken; Hangschutt.
- Fig. 37: Links: Articulata, Strophomenida, Abdruck der Stielklappe – Innenseite, rechts: Articulata, Orthida (?), Abdruck der Stielklappe – Außenseite; 1 cm–Balken; P/9/Basis.
- Fig. 38: Articulata, Orthida, Abdruck der Armklappe – Außenseite, 1 cm–Balken; P/9/Basis.
- Fig. 39: Articulata, Orthida, Abdruck der Armklappe – Innenseite; 1 cm–Balken; P/9/4.
- Fig. 40: Articulata, Orthida, Abdruck der Armklappe – Innenseite; 1 cm–Balken; P/9/4.
- Fig. 41: Articulata, Strophomenida (?), Armklappe – Außenseite; 1 cm–Balken; Hangschutt.



TAFEL 14

Trilobiten, Bryozoen, Echinodermaten und Pflanzenreste der Pin-Formation

- Fig. 1: Cephalon eines Trilobiten, a: Negativabdruck, b: Positiv; 5 mm–Balken; P/5/170.
Fig. 2: Pygidium eines Trilobiten; 5 mm–Balken; P/5/223.
Fig. 3: Cephalon eines Trilobiten; 5 mm–Balken; P/7/236.
Fig. 4: Pygidium eines Trilobiten, Negativabdruck; 5 mm–Balken; Hangschutt.
Fig. 5: Cephalon eines Trilobiten (Schalenerhaltung); 5 mm–Balken; P/9/25.
Fig. 6: astförmige Bryozoenkolonie; 1 cm–Balken; Hangschutt.
Fig. 7: a: inkrustierende und verzweigt-astförmige Bryozoen, b: Detail verzweigt-astförmiger Bryozoen; 1 cm–Balken; Hangschutt.
Fig. 8: dichte Lage sphärisch-kugeliger Echinodermaten (Cystoideen?); 1 cm–Balken; Hangschutt bei P/11.
Fig. 9: flachgedrückter kugeliger Echinodermat mit Ansatz eines Stielgliedes; 1 cm–Balken; Hangschutt.
Fig. 10: scheibenförmiger Teil eines Echinodermaten, kein Zenralkanal ist ausgebildet, a: Aufsicht, b: Seitenansicht; 1 cm–Balken; P/7/46.
Fig. 11: Die Abbildung zeigt Krone mit Brachialia und Columnalia des Stieles (verläuft rechts von der Mitte nach Unten) eines Crinoiden; 1 cm–Balken; Hangschutt.
Fig. 12: Schichtfläche mit länglich bis blattförmig verbreiteten Resten von Pflanzen (?) oder Algen (?Phaeophyceen); 1 cm–Balken; P/6/8-12.
Fig. 13: halmartige Pflanzenreste (?) mit endständigen Verdickungen; 1 cm–Balken; P/6/44.
Fig. 14: dünne, dichotom verzweigte Reste von Pflanzen (?) mit endständigen, runden Verdickungen; 1 cm–Balken; P/7/7.



Curriculum vitae

02.11.1975 Geboren als Sohn von Wolfgang und Marie Suttner in Wien

1981-1985 Volksschule Hoefftgasse, Wien 11

1985-1994 AHS Schwechat , Nö.

14.06.1994 Reifeprüfung

1994-1995 Zivildienst

1995-2003 Studium Biologie/ Paläontologie

seit 1998 Tutorien