

Das "*Estheria*" *tenella*-Problem
und zwei neue Conchostracen-Arten
aus dem Rotliegenden von Sulzbach
(Senke von Baden-Baden, Nordschwarzwald) *)

von H. Kozur & E. Sittig **)



*) Die Arbeit ist ein Beitrag der mikropaläontologischen Arbeitsgruppe der Internationalen Stratigraphischen Subkommission für das Permsystem

**) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion ut 14, H-1143 Budapest/Ungarn
Prof. Dr. Eberhard Sittig, Geologisches Institut der Universität Karlsruhe (T.H.), Kaiserstr. 12, D-7500 Karlsruhe 1, Bundesrepublik Deutschland

Zusammenfassung

Die Typuslokalität von "*Posidonomya*" *tenella* BRONN, 1850 wurde neu untersucht. Durch eine Bohrung konnte sogar das exakte stratum typicum wiedergefunden werden, das lithologisch deutlich von den unter- und überlagernden Schichten abweicht. Das Material aus dem stratum typicum stimmt lithologisch völlig mit dem nachuntersuchten Topotypenmaterial überein. Außer ähnlich schlecht erhaltenen Exemplaren von "*Posidonomya*" *tenella* wurden auch einige gut erhaltene Formen dieser Art gefunden.

Das einzige abgebildete "Exemplar" aus dem stratum typicum (JONES, 1862, Taf. 5, Fig. 6) ist eine kombinierte Zeichnung von verschiedenen Exemplaren. Die taxonomisch wichtige Struktur des großen anwachsstreifenfreien Wirbelbereichs konnte erst an dem neuen Topotypenmaterial vom stratum typicum geklärt werden.

"*Posidonomya*" *tenella* wurde emendiert und zu *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970, gestellt.

Eine neue Gattung, *Protolimnadia* n.gen. (Typusart: *Estheria calcarea* FRITSCH, 1901) und 2 neue Arten (*Pseudestheria fritschi* n.sp. und *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n.sp.) aus den "*Estherien*"-Schiefern von Sulzbach werden beschrieben. Die Sulzbacher "*Estherien*"-Schiefer sind aller Wahrscheinlichkeit nach mit der Mittleren Nahe-Gruppe des Saar-Pfälzischen Rotliegenden zu parallelisieren.

Summary

The type locality of "*Posidonomya*" *tenella* BRONN, 1850 was re-studied. By a borehole, even the exact stratum typicum could be found which is lithologically different from the under- and overlying beds. The material from the stratum typicum has the same lithological character as the re-studied toptype material, but beside of badly preserved specimens of "*Posidonomya*" *tenella* (as in the toptype material) also some well preserved specimens could be found.

The only figured "specimen" from the stratum typicum (JONES, 1862, pl. 5, fig. 6) is a combined drawing of different specimens. The syntypes were re-studied. The taxonomic important umbonal structure could be cleared only by the study of the better preserved toptype material of the stratum typicum.

"*Posidonomya*" *tenella* was emended and placed in the genus *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970.

One new genus, *Protolimnadia* n.gen. (type species: *Estheria calcarea* FRITSCH, 1901) and 2 new species (*Pseudestheria fritschi* n.sp., and *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n.sp.) are described from the "*Estheria*" shales of Sulzbach.

1. Einleitung

Bis heute werden fast alle Conchostracen des mittel- und westeuropäischen Rotliegenden zu "*Estheria*" *tenella* gestellt. Dabei ist aber die Taxonomie dieser Art gänzlich ungeklärt. Weder die Gattung noch die Art ließen sich nach der einzigen Abbildung von "*Estheria*" *tenella* aus dem locus typicus und stratum typicum bei Sulzbach (JONES, 1862, Taf. 5, Fig. 6) bestimmen. Aus diesem Grund wurden das Topotypenmaterial der Art und der locus typicus neu bearbeitet. Mit Hilfe einer Aufschlußbohrung konnte schließlich das sedimentologisch von den unter- und überlagernden Schichten stark abweichende stratum typicum wiedergefunden werden. Es gelang, daraus gut erhaltene Exemplare von "*Estheria*" *tenella* zu gewinnen, so daß hier erstmalig eine exakte Diagnose dieser Art gegeben werden kann.

Bei der Untersuchung des stratum typicum und anderer Schichten vom locus typicus wurden noch zwei weitere neue Arten gefunden, die im paläontologischen Teil zusammen mit "*Estheria*" *tenella* beschrieben werden.

An dieser Stelle möchten wir Herrn Prof. Dr. S.F. MORRIS, London, für die Übersendung des Typusmaterials von "*Estheria*" *tenella*, und Herrn Dr. G. PACAUD, Autun, für die Übersendung des Typusmaterials von *Lioestheria lallyensis* recht herzlich danken. Herrn Prof. Dr. J.A. BOY, Mainz, sind wir für die Einsichtnahme von Conchostracen -Neufunden aus dem Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes sehr dankbar.

2. Fundort und Stratigraphie

Der Fundpunkt von *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n.sp. liegt in der nord-östlichen Senke von Baden-Baden bei dem Dorf Sulzbach (heute ein Ortsteil der Stadt Gaggenau/Murg). Die genaue Lage ist am Fuß des Scheibenberges W Sulzbach an der alten Straße nach Gaggenau (gegenwärtig Müllsammelplatz) mit den Koordinaten r 34/5261 und h 54/0779 (TK 25, Bl. 7116/Malsch). Die Aufschlußsohle liegt bei ca. 203 m + NN. Von der 4 m hohen Aufschlußwand, in die auch zwei kurze, heute vermauerte Stollen hineinführen, werden söhlig lagernde rotbraune schiefrige Schluff- und Tonsteine angeschnitten, in welchen einige grünlich gefärbte Zonen und karbonatische Konkretionslagen auffallen (Abb. 1 und 7 sowie Profil I im Anhang 1). Ein 15 cm mächtiger Horizont von harten grünen Schiefertonen (Nr. 10 des Profils, stratum typicum von *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n.sp.) liegt an der Aufschlußbasis. Die Oberkante der Wand wird von einer gesimsartig vorstehenden sandigen Schluffsteinbank (Schicht Nr. 1) gebildet. Zwischen den grünlichen Lagen und den rotbraunen Schluff- und Tonsteinen vermitteln gewöhnlich geringmächtige rotviolette Übergangszonen, die, wie die grünlichen Lagen, häufig besonders gut erhaltene Conchostracen führen.

Es besteht kein Anlaß, daran zu zweifeln, daß diese Lokalität auch dem Originalfundpunkt von "*Posidonomya*" *tenella* BRONN, 1850 entspricht. BRONNs Stücke entstammen aber einem tieferen lithostratigraphischen Niveau, nämlich schwarzen Schiefern mehrere Meter unter dem heutigen Gelände, wo sie damals bei der Anlage eines Versuchsschachtes auf Kohle angefahren wurden (vgl. auch ECK, 1892, S. 334). Die alten Literaturangaben konnten inzwischen durch eine vom Geologischen Institut der Universität Karlsruhe ausgeführte Bohrung überprüft und bestätigt werden, eine genaue Bearbeitung des Profils ist im Gange (*). Dabei wurden die schwarze Tonsteinlage, das stratum

(*) Fußnote: Für die Bereitstellung von Mitteln zur Durchführung dieser Bohrung sei Herrn Prof. Dr. H. ILLIES, für die technische Ausführung den Herren Dipl.-Geol. H. BAUMANN, cand. geol. V. BRÄUER und cand. geol. W. LERCH in Karlsruhe, herzlich gedankt.

typicum von "*Posidonomya*" *tenella*, und diese Art selbst wiedergefunden. Der Vergleich mit dem Topotypenmaterial aus dem British Museum (Natural History), das uns Prof. Dr. S.F. MORRIS, London, freundlichst übersandte, zeigt eine vollständige lithologische Übereinstimmung bis ins kleinste Detail, selbst die weißlichen Kluffüllungen sind vorhanden. Auch die Conchostracena-faunen mit ihrer generell recht schlechten Erhaltung sind die gleichen. Glücklicherweise fanden sich daneben auch einzelne recht gut erhaltene Exemplare von "*Posidonomya*" *tenella*, die wichtige Details für die emendierte Diagnose lieferten. Eine weitere, wesentlich seltener in diesem Material auftretende Art, *Pseudestheria fritschi* n.sp., ist sicher mit "*Posidonomya*" *tenella* nicht identisch, da alle Exemplare aus dem Topotypenmaterial im Unterschied zu dieser neuen Art einen großen freien Wirbel besitzen. Außerdem stammten die Exemplare dieser Art nicht aus den schwarzen Schiefen (Schicht 36), sondern aus roten und grünen Schiefen (Schicht 32).

Die roten und grünen conchostracena-führenden Tonsteine von Sulzbach ("Estherien"-Schiefer) gehören in die Untere Tonsteinfolge (T 1) der Gliederung des Oberrotliegenden der Senke von Baden-Baden, innerhalb welcher sie lithostratigraphisch ein mittleres Niveau repräsentieren (SITTIG, 1974). Die T 1-Folge ist in der ganzen nordöstlichen Senke von Baden-Baden (TK 25 Bl. 7115/Rastatt, 7116/Malsch, 7215/Baden-Baden und 7216/Gernsbach) als durchgehende, max. 150 m mächtige, Schichtfolge vorhanden und enthält auch andernorts Lagen mit Conchostracena neben anderen Fossilien, wie aus der Verbreitungskarte der "Estherienschieferfazies" ersichtlich ist (SITTIG, 1974, Taf. 1). Innerhalb dieses Verbreitungsgebietes nimmt das Sulzbacher Vorkommen aber eine Sonderstellung ein, da hier die Zahl der pelitischen fossilführenden Horizonte, ihre Mächtigkeit und der Artenreichtum der Fossilien nach jetziger Kenntnis auffällig groß sind. Mit wachsender Entfernung vom Fundort nach SW (Bl. Baden-Baden) und SE (Bl. Gernsbach) ist ein Umsichgreifen größerer Klastika (bankige Schluffsteine, Arkosen und Sandsteine) zu beobachten, bis schließlich Fanglomerate das ganze Profil vertreten und anzeigen, daß der Beckenrand nicht mehr fern gewesen sein kann (vgl. dazu auch FRANK, 1935).

Das Profil von Sulzbach liegt von diesem Beckenrand weiter entfernt an der Südostflanke des "Battersattels" (BILHARZ & HASEMANN, 1934), wo kristallines Grundgebirge als alte morphologische Erhebung in das jungpaläozoische Schichtenprofil aufragt, damals also eine Schwelle gebildet haben muß, was nicht ohne Einfluß auf die Sedimentation war. Der von einem Paläorelief überzogene Kristallinrücken taucht unmittelbar W von Sulzbach (Gewann Grafenrötel und Jägeracker) zwischen dem Rotliegenden auf und erreicht Höhen von mindestens 241 m + NN. Die Sulzbacher Fundhorizonte liegen also um wenigstens 40 m tiefer als die höchsten Aufragungen des alten Kristallinrückens der nächsten Umgebung. Da keine bruchtektonische Verstellung angezeigt ist, scheint die fossilführende Tonsteinfolge in einer Art Reliefmulde zur Ablagerung gekommen zu sein, was manche fazielle Eigenart der Fundstelle (Vorherrschen von Feinklastiten, die z.T. reduzierende Bedingungen anzeigende Sedimentfärbung, Anhäufung pflanzlicher und tierischer Fossilreste, deren Einbettung sowie das sedimentologisch wenig gestörte feine Schichtenprofil) erklären würde.

Nach oben wird die T 1-Folge zunehmend schluffreicher, auch schalten sich häufiger Sandsteinbänke ein, bis etwa 50 m über den "Estherien"-Schiefer die Grobklastite des F 2 (2. Fanglomeratfolge) einsetzen und die T 1-Tonsteinfolge abgelöst wird. In diesem stratigraphischen Niveau wurde auch die endgültige Überdeckung der Batterschwelle vollzogen, wenigstens im Bereich der nordöstlichen Baden-Badener Senke. (8 km weiter im SW bei Baden-Baden selbst transgredieren noch jüngere Gesteine wie die dritte Fanglomeratfolge auf das Kristallin).

Das höhere Oberrotliegendprofil der nordöstlichen Baden-Badener Senke zeigt denselben faziellen und lithostratigraphischen Aufbau: Mittlere Tonsteinfolge (T 2, Mächtigkeit 0 - 30 m), dritte Fanglomeratfolge (F 3, Mächtigkeit 30 - 50 m), Obere Tonsteinfolge (T 3, Mächtigkeit 20 - 100 m, nordwärts weiter zunehmend) und vierte Fanglomeratfolge (F 4, Mächtigkeit 20 - 50 m). Die im Hangenden anschließenden Sandsteine werden im Nordschwarzwald bereits zur Trias (Unterer Buntsandstein) gerechnet.

Das Liegende der "Estherien"-Schiefer von Sulzbach ist an der Typuslokalität noch nicht bekannt, da die 9 m tiefe Aufschlußbohrung in buntgefärbten Schluffsteinen stecken blieb. Wichtige Beobachtungen sind aber in der weiteren Umgebung zu machen. So transgredieren 3 km gegen SW am Amalienberg bei Gaggenau grobkörnige Arkosen und konglomeratische bis fanglomeratische Gesteine auf metamorphe Schiefer der Battertschwelle. Diese erste (oder basale) Fanglomeratfolge (F 1) unterlagert nun ganz sicher die T 1-Folge (SITTIG, 1974). Letztere wird aber am Amalienberg von untypischen Schluffsteinen vertreten. Erst 1 km weiter westlich finden sich wieder dünnschiefrige Pelite vom Sulzbacher Typ, die dort auf einen anderen, 180 - 200 m + NN aufragenden Kristallinrücken (Hummelberg) direkt (d.h. ohne Zwischenschaltung von basalen Fanglomeraten) übergreifen. Nur lokal ist ein geringmächtiges "Grundkonglomerat" (BILHARZ & HASEMANN, 1934) als quasi-autochthone Schuttdecke entwickelt. Die übergreifende Lagerung dieser "Estherien"-Schiefer ist nach SW bis in den Dreisbach zu verfolgen, wo sich dann in einer Paläoreliefmulde des Battertkristallins erneut die Äquivalente der ersten Fanglomeratfolge als Unterlage des T 1 nachweisen lassen (SITTIG, 1965, S. 169). Für die Verbreitung und lithostratigraphische Stellung der Sulzbacher "Estherien"-Schiefer ergibt sich damit, daß sie in der ganzen nordöstlichen Senke von Baden-Baden einen Bestandteil der ersten (oder unteren) Tonsteinfolge bilden, offenbar als besondere Faziesvariante (Stillwasserablagerungen). Ihre stete Position über den basalen Fanglomeraten erwies sich auch im Profil der Thermalwasserversuchsbohrung Rotenfels 1971 (4 km W Sulzbach), also schon NW der Battertschwelle im Bereich der Rotenfelsers Teilsenke, wo die T 1-Folge bereits 150 m Mächtigkeit erreicht (SITTIG, 1974, Taf. 1).

Die Parallelisierung der Rotliegend-Schichtenfolge in der Senke von Baden-Baden mit den Standardgliederungen benachbarter Permtröge (Saar-Nahe-, Saale-Trog usw.) stieß bisher auf Schwierigkeiten. Abgesehen von den Fossilfunden BRONNs waren es vorrangig lithofazielle Gesichtspunkte, die zur stratigraphischen Einstufung herangezogen wurden. So hat die (inzwischen als irrig erkannte) Korrelierung der Sulzbacher *tenella*-Fauna mit der Lebacher Gruppe des Saar-Nahetroges dazu geführt, die "Estherien"-Schiefer dem "Mittelrotliegenden" bzw. dem Unterrotliegenden zuzuordnen (zuletzt SCHNEIDER, 1966); denn auch ihre fazielle Eigenart schien diese Gleichstellung zunächst zu rechtfertigen. Übersehen wurde dabei freilich, daß diese vermeintliche Lebacher Fazies in engem stratigraphischem Verband mit den "Porphyrkonglomeraten" auftritt. Letztere gelten seit ECK (1892) als Oberrotliegendes. Erst der Nachweis, daß die "Estherien"-Schiefer nicht das Liegende des F 1 (= "Unteres Conglomerat", ECK, 1892), sondern sein Hangendes als Bestandteil des T 1 (= "Unterer Schiefert", ECK, 1892) bilden, weckte begründete Zweifel an der bisherigen stratigraphischen Einstufung, was schließlich zu der revidierten Gliederung des Oberrotliegenden von SITTIG (1974) führte.

Mit dieser lithostratigraphischen Korrektur klärte sich auch ein anderer bisher schwer deutbarer Befund, daß nämlich zwischen den "Estherien"-Schiefern und den ihr Hangendes bildenden Fanglomeraten keine Äquivalente eines vulkanogen beeinflussten "Mittelrotliegenden" vorhanden sind. Die in der südwestlichen Senke von Baden-Baden sehr verbreiteten Vulkanite (Quarz-

und Pinitporphyre und deren Tuffe) scheinen allgemein älter zu sein als die T 1-Folge. Zwar mutmaßten BILHARZ & HASEMANN (1934) eine Verzahnung der jüngeren Pinitporphyridecken mit den jüngeren der "Porphyrkonglomerate" (Pc2 und Pc3), die formal den F 2- und F 3-Folgen entsprechen könnten. Doch ist diese Parallelisierung keineswegs gesichert. Es könnte sich auch um ältere Grobklastite handeln, für deren Existenz es Beweise gibt (SITTIG, manuscr.). Außerdem sprechen auch die Geländebefunde im Bereich der südwestlichen Baden-Badener Senke gegen die angenommene Verzahnung (vgl. auch die Profile auf Bl. Baden der geologischen Spezialkarte 1:25 000 von Baden, Nr. 67, herausgegeben von der ehemaligen Badischen geologischen Landesanstalt, 1926).

Aufgrund dieser Befunde darf als gesichert gelten, daß die Sulzbacher "Estherien"-Schiefer ein stratigraphischer Horizont des Oberrotliegenden sind. Sie bilden offenbar eine spezifische Faziesvariante in dieser Schichtenfolge, deren Reichtum an Grobklastiten auf die unmittelbare Trograndnähe hindeutet (vgl. auch FRANK, 1935) und einen Vergleich mit den Waderner Schichten des Nahetroges geboten erscheinen läßt. Daß auch in den Waderner Schichten des Pfälzer Raumes lokale Milieubedingungen geherrscht haben, die den Verhältnissen in Sulzbach ähnlich gewesen sein dürften, konnte GEIB (1950) für die Lokalität Sobernheim W Bad Kreuznach zeigen. Doch sollen aus diesen faziellen Übereinstimmungen keine voreiligen stratigraphischen Schlüsse gezogen werden. Wie die hier vorgelegten paläontologischen Resultate von Sulzbach belegen, sind nunmehr zuverlässige Aussagen zur Altersstellung der "Estherien"-Schiefer (und damit der T 1-Folge) mit Hilfe der Conchostracen möglich, nachdem sich der biostratigraphische Wert dieser Gruppe im Zuge der fortgeschrittenen taxonomischen Bearbeitung immer klarer herauschält (MOLIN & NOVOŽILOV, 1965, NOVOŽILOV, 1970, HOLUB & KOZUR, in Druck, KOZUR & SEIDEL, in Druck). So wurde bei KOZUR & SEIDEL eine biostratigraphische Gliederung des Unteren und Mittleren Buntsandsteins nach Conchostracen erarbeitet, die detaillierter ist als die lithostratigraphische Formationsgliederung und sich nicht nur im gesamten germanischen Becken einschließlich seiner Randgebiete anwenden läßt, sondern darüber hinaus auch direkte Korrelationen mit untertriassischen Sedimenten auf Grönland, der Russischen Plattform und der Halbinsel Manganšlak erlaubt.

Die (von oben nach unten durchnummerierte) Schichtenfolge der Sulzbacher "Estherien"-Schiefer mit ihren stratigraphisch wichtigsten Conchostracen-Niveaus ist auf Abb. 7 dargestellt und in Anhang 1 ausführlich beschrieben. Als tiefste Form wurde *Megasitum tenellum* (BRONN) in schwärzlichen Schluff- bis Tonsteinen (Schicht 36) erbohrt. Dieser Horizont dürfte mit den von BRONN, 1850, beschriebenen schwarzen Schiefen identisch sein. Höher folgt, ebenfalls nur durch Bohrung erschlossen, *Pseudestheria fritschi* n.sp. (Schicht 32). Jüngste Form ist *Protolimnadia ? sulzbachensis* n.sp., deren Hauptlager und stratum typicum sich bereits im zutage ausstreichenden Profilabschnitt befindet. (Schicht 9 und 10). *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850) schließt sich eng an *Lioestheria oboraensis* HOLUB & KOZUR aus dem Rotliegenden von Obora (Boskovicer Furche) an, die bei HOLUB & KOZUR beschrieben wird und die offensichtlich die Vorläuferform von *M. tenellum* ist. Andererseits ist *M. tenellum* die unmittelbare Vorläuferform von *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp., die noch Übergangscharakter zur Gattung *Megasitum* NOVOŽILOV zeigt. *P. ? sulzbachensis* n. sp. ist wiederum die Vorläuferform von *P. calcarea* (FRITSCH).

Die Conchostracen- und Insektenfundschrift von Obora ist nach der Auswertung der Conchostracen- und Insektenfaunen etwas jünger als die Oberhof-Formation des Thüringer Waldes und damit auch etwas jünger als die Sötern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes.

Protolimnadia calcarea stammt aus dem Hejtmánkovice-Kalk der Martínkovice-Formation bei Broumov (ČSSR). Im wenig höher folgenden Jeřichov-

Kalk tritt eine neue Unterart von *P. calcarea* auf, die zu einer Form überleitet, die in der obersten Hornburg-Formation des SE-Harzvorlandes vorkommt. Diese Schichten entsprechen nach ihren Fährtenfaunen (vgl. HOLUB & KOZUR, in Druck) etwa der oberen Standenbühl-Formation (obere Rötelschiefer, Niveau Nierstein) des Saar-Nahe-Gebietes. Danach müßten die "Estherien"-Schiefer von Sulzbach deutlich jünger als die Sötern-Formation, aber auch deutlich älter als die obere Standenbühl-Formation (obere Rötelschiefer) sein.

Für den Hauptanteil der unteren Tonsteinfolge (beginnend mit den "Estherien"-Schiefern von Sulzbach) ergibt sich aus diesen Zusammenhängen ein Vergleich mit der oberen Wadern-Formation und der unteren Standenbühl-Formation (untere Rötelschiefer), d.h. mit dem mittleren Abschnitt der Nahe-Gruppe des saarpfälzischen Ablagerungsraumes (FALKE, 1974).*)

Untermuert wird diese Einstufung auch durch den vereinzelt nachweis von *Pseudestheria fritschi* n. sp. zusammen mit *Megasitum tenellum* (BRONN). *P. fritschi* n. sp. ist etwas höher entwickelt als *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA, 1968) aus dem Tambacher Sandstein des Thüringer Waldes und aus dem Unterperm von Zentralkasachstan, die einen etwas größeren Wirbel aufweist, sonst aber völlig übereinstimmt. Übergangsformen zu dieser Art kommen im tieferen Teil der Bohrung vereinzelt vor. Der Tambacher Sandstein wird bei HOLUB & KOZUR (in Druck) mit der obersten Wadern-Formation (Oberes Sakmarian) korreliert, woraus sich eine Korrelation der etwas jüngeren "Estherien"-Schiefer mit der unteren Standenbühl-Formation (untere Rötelschiefer) und die ungefähre Lage der "Estherien"-Schiefer von Sulzbach in der internationalen stratigraphischen Skala ergäbe (Sakmarian/Artinskian-Grenzbereich oder basales Artinskian). Auch die große Ähnlichkeit von *Pseudestheria fritschi* n. sp. mit der oberartinskischen *P. brevis* RAYMOND, 1946, stützt die letztere Einstufung.

3. Paläontologischer Teil

Das "Estheria" tenella-Problem

BRONN, 1850, gab eine erste Beschreibung der Art als *Posidonomya tenella*, für die er eine Länge von 3-4 mm, ein Längen/Höhen-Verhältnis von 4:3 und 8-15 Anwachsstreifen angibt. Bezug genommen wurde dabei auf Material aus der Lebacher Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes und auf dunkle, fast schwarze glimmerige Schiefertone mit Pyrit und Kalkknauern vom Tal des Ittersbaches unterhalb des Dorfes Sulzbach. In beiden Fällen wird als begleitendes Faunenelement *Uronectes fimbriatus* (JORDAN) verzeichnet.

Hinsichtlich der Autorschaft von "*Posidonomya*" *tenella* besteht bisher keine einheitliche Meinung. Teils wurde JORDAN, 1850, teils BRONN, 1850 als Autor angegeben. Die erste Beschreibung der Art gab BRONN, 1850. Er setzte sich dabei mit unpublizierten Ansichten von JORDAN auseinander und benannte die Art. Ohne den Artnamen JORDAN zuzuschreiben, verwendete er dabei eine Bezeichnung, die auch JORDAN dieser Art hätte geben wollen, falls er sie publiziert hätte. BRONN schreibt dazu: "Die Art würde ganz passend den von JORDAN vorgeschlagenen Artnamen behalten und *Posidonomya tenella* heißen können". Unter diesen Umständen ist BRONN, 1850, ganz eindeutig der Erstautor, der auch die erste Beschreibung gab und den Namen erstmalig in der Literatur erwähnte. Die Auffassungen JORDANs liegen nicht in publizierter Form vor und BRONN folgte bei der Aufstellung der neuen Art auch nicht ausdrücklich JORDAN. Überdies bezeichnete er die Art auch

*) Siehe auch Anhang 2!

nicht als *Posidonomya tenella* JORDAN.

Die ersten Abbildungen von "*Posidonomya*" *tenella*, nun schon unter der später allgemein üblichen Bezeichnung "*Estheria*" *tenella*, gibt JONES, 1862. Davon gehört "*Estheria*" *tenella* aus dem Karbon von Lancashire (JONES, 1862, Taf. 2, Fig. 39 und Taf. 5, Fig. 7) ganz sicher nicht zu dieser Art. Das gleiche gilt für "*Estheria*" *tenella* aus dem Karbon bei Manchester (JONES, 1862, Taf. 4, Fig. 1-4) sowie für die gleichfalls karbonischen Formen von Astley, Lancashire (JONES, 1862, Taf. 4, Fig. 5), wobei die letzteren Formen kaum von der Zeichnung der echten *tenella* zu unterscheiden sind. Da die echte *tenella* aber zeichnerisch nicht exakt dargestellt ist, dürfte die Ähnlichkeit subjektiv bei der Anfertigung der Zeichnungen entstanden sein.

Wohl zur Gruppe der *Limnesteria muensteriana* (JONES & WOODWARD, 1893) (= *Euestheria autumnensis* RAYMOND, 1946 = *Pseudestheria tenelloides* ZASPELOVA, 1968), gehören jene Formen von "*Estheria*" *tenella*, die JONES, 1862, auf Taf. 1, Fig. 26, 27 abbildet. Sie stammen aus dem "Brandschiefer" (Unterrotliegendes) von Salhausen bei Oschatz.

Die einzige sichere "*Estheria*" *tenella* bildet JONES, 1862, auf Taf. 5, Fig. 6 ab. Diese Zeichnung wurde nach Material aus Sulzbach, also einer der beiden Lokalitäten, aus denen "*Posidonomya*" *tenella* ursprünglich verzeichnet wurde, angefertigt.

PRUVOST, 1919, wählte aus den Abbildungen bei JONES, 1862, zurecht das Exemplar aus Sulzbach (einziger bis zu diesem Zeitpunkt abgebildeter Topotypus) als Holotypus aus. Da BRONN, 1850, keinen Holotypus festgelegt hatte und auch nicht bestimmte, ob der Holotypus aus den Vorkommen bei Sulzbach oder aus den Vorkommen in den Lebacher Toneisensteingeoden ausgewählt werden sollte, erfolgte damit in der Arbeit von PRUVOST, 1919, eine erste und damit gültige Festlegung des Typus. Von diesem Zeitpunkt an existierte damit auch automatisch eine eindeutige Festlegung von Sulzbach als locus typicus für "*Posidonomya*" *tenella*.

Offenbar in Unkenntnis der Festlegung bei PRUVOST, 1919 legte GUTHÖRL, 1934 nochmals einen Lectotypus für "*Estheria*" *tenella* fest (GUTHÖRL, 1934, Taf. 1, Fig. 3), der aus der Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes stammt. Diese Festlegung ist nach der Erstfestlegung bei PRUVOST, 1919, ungültig. Davon abgesehen, ist diese Form als Holotypus wenig geeignet und das genaue stratum typicum ist nicht rekonstruierbar, da es sich um eine gebrannte Toneisensteingeode handelt.

Schließlich legte WARTH, 1963, die bei PRUVOST, 1911, Abb. 1 abgebildete Form als Typus für "*Palaeestheria*" *tenella* fest. Auch diese Festlegung muß gemäß der Erstfestlegung bei PRUVOST, 1919, verworfen werden. Soweit erkennbar, entspricht diese Form der "*Estheria*" *tenella* im Sinne von GUTHÖRL, 1934.

Durch das freundliche Entgegenkommen von Prof. Dr. S.T. MORRIS, London, konnte das Topotypenmaterial von Sulzbach, das JONES, 1862, bearbeitet hatte, aus dem British Museum (Natural History) zur Bearbeitung ausgeliehen werden. Nach Auskunft von Prof. Dr. S.F. MORRIS basierte die Abbildung bei JONES, 1862, Taf. 5, Fig. 6 nicht auf einem einzigen Exemplar, sondern sie ist eine kombinierte Abbildung, die aus mehreren Syntypen des Topotypenmaterials zusammengestellt wurde.

Die Erhaltung der Syntypen ist recht schlecht. Folgende wichtige Details konnten aber trotzdem erkannt werden:

Die Länge der Formen beträgt 2,2 - 3,3 mm. Der Dorsalrand ist lang, aber deutlich kürzer als die Gesamtlänge, und völlig gerade. Der Vorder- rand ist deutlich, der Hinterrand sehr scharf gegen den Dorsalrand abgesetzt. In der oberen Hälfte ist der Hinterrand abgeschrägt, seine untere Hälfte ist anscheinend kräftig gerundet. Es ist zweifelsohne eine recht große,

anwachsstreifenfreie Wirbelregion vorhanden, auf der bei einigen Exemplaren eine flache große Aufragung zu erkennen ist, ohne daß man entscheiden könnte, ob das ein primäres Merkmal oder ein sekundär durch Verdrückung entstandenes Merkmal ist. Die Zahl der Anwachsstreifen schwankt zwischen 4 und 9, meist treten nur 4-7 auf. Sie sind ziemlich breit und randlich z.T. durch zartere Anwachsstreifen unterteilt, wodurch die Zahl der Anwachsstreifen dann bis auf 15 ansteigen kann. Leider ist die Erhaltung der Syntypen schlecht, sodaß einige taxonomisch wichtige Details nicht eindeutig zu erkennen waren (Vorhandensein und genaue Form und Größe der Aufragung auf dem Wirbel, Ausbildung des unteren Teils des Hinterrandes, genaue Ausbildung des Vorder- und Ventralrandes). Damit war aber zunächst die Frage offen, ob es sich um *Lioestheria* (in der emendierten Fassung eine Gattung mit großem anwachsstreifenfreien Wirbel, der eine kleine Aufragung und ein Radialelement aufweist), *Megasitum* oder *Protolimnadia* handelt, die alle einen großen anwachsstreifenfreien Wirbelbereich besitzen und sich bei ähnlichem Umriß vor allem durch das Vorhandensein oder Fehlen einer Aufragung sowie deren Form und Größe unterscheiden.

Zur Klärung dieser wichtigen taxonomischen Fragen mußte erst weiteres Topotypenmaterial gefunden werden. Dies war aber zunächst insofern unmöglich, weil die bei der Anlage eines Versuchsschachtes Mitte vorigen Jahrhunderts angefahrenen schwarzen Tonschiefer heute nirgends anstehen. In dem am locus typicus anstehenden grünen und roten Tonschiefern kommt aber nur *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp. vor, eine Form, die schon wegen ihrer Größe nicht mit "*Estheria*" *tenella* identisch sein kann.

In der Aufschlußbohrung am locus typicus konnte nun das stratum typicum exakt wiedergefunden werden (Schicht 36). Es handelt sich um schwarze, z.T. etwas schluffige Tonsteine mit dünnen hellen sekundären Spaltenfüllungen und kleinen Brauneisenkugeln (wohl primär Pyrit). In diesen Schichten treten zahlreiche Conchostracen auf, welche die gleiche Größe wie "*Posidonomya*" *tenella* aus dem Typusmaterial besitzen. Neben ähnlich schlecht erhaltenen Formen wie bei dem Typusmaterial treten auch einige gut erhaltene Formen auf, die alle Gattungs- und Artmerkmale an jeweils einem Exemplar gut erkennen lassen. Alle jene Merkmale, die sich schon an den Syntypen (allerdings nicht alle an einem Exemplar) erkennen ließen, finden sich auch an dem vorliegenden Material aus der Aufschlußbohrung. Es kann also gar kein Zweifel daran bestehen, daß es sich um das stratum typicum von "*Posidonomya*" *tenella* und bei den darin vorkommenden Conchostracen um diese Art selbst handelt.

An dem neuen, wesentlich besser erhaltenen Material konnte erkannt werden, daß "*Posidonomya*" *tenella* eine sehr große, flache, oben zugespitzte Aufragung besitzt. Auch die Ausbildung des Hinterrandes konnte detailliert studiert werden. Der Dorsalrand ist scharf vom Hinterrand abgesetzt, der in seinem oberen Teil gerade und mitunter sogar ganz schwach konkav ist. Sowohl diese Ausbildung des Hinterrandes als auch die große, flache, oben zugespitzte Aufragung auf der sonst glatten Wirbelfläche entsprechen voll und ganz der Gattungsdiagnose von *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970. Eine andere Frage ist, ob diese Gattung definitiv von *Lioestheria* (in ihrer emendierten Fassung) getrennt werden kann, deren stratigraphisch jüngere Vertreter auch ziemlich große Aufragungen auf der Wirbelfläche besitzen und kaum noch das Radialelement erkennen lassen. Hier werden in Anlehnung an NOVOŽILOV, 1970, alle Formen mit großer, flacher, oben zugespitzter Aufragung auf der Wirbelfläche zu *Megasitum* gestellt und nur die Formen mit kleiner bis mäßig großer, flach halbkugel- bis kegelförmiger, länglicher oder elliptischer Aufragung bei *Lioestheria* belassen. In dieser Fassung ist *Megasitum* eine Leitgattung des Perms. Sie hat sich offensichtlich aus *Lioestheria* entwickelt, zu der es Übergangsformen gibt, die aus dem Niveau Obora der Boskovicser Furche bekannt sind. Diese bei HOLUB & KOZUR (diese Zeit-

schrift, in Druck) als *Lioestheria oboraensis* n.sp. beschriebenen Formen stehen *Megasitum tenellum* schon sehr nahe und unterscheiden sich vor allem durch die geringere Größe der Wirbelfläche und die noch deutlich kleinere, aber schon längliche Aufragung auf der Wirbelfläche.

Die nachfolgend beschriebene *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp. hat sich offensichtlich aus *Megasitum tenellum* entwickelt. Es ist anscheinend auch noch eine Übergangsform zu *Megasitum* und unterscheidet sich von *M. tenellum* durch ihre Größe und den praktisch glatten Wirbel.

Nach der sehr großen Ähnlichkeit zu den oberpermischen *Megasitum*-Arten könnte *M. tenellum* auch die Vorläuferform dieser Arten sein. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand ist aber eine iterative Entstehung dieser oberpermischen *Megasitum*-Arten aus anderen Formen nicht ganz auszuschließen.

In dem Material aus der Bohrung Sulzbach, allerdings nicht in den schwarzen Tonsteinen, kommt noch eine weitere Art vor, die aber ganz sicher nicht mit *Megasitum tenellum* der ursprünglichen Fassung identisch ist. Es handelt sich dabei um *Pseudestheria fritschi* n. sp., die nur noch einen sehr kleinen anwachsstreifenfreien Wirbel besitzt und alle Merkmale von *Pseudestheria* aufweist. Da *Megasitum tenellum* stets einen sehr großen, freien Wirbelbereich aufweist, kann sie nicht mit dieser Art identisch sein. Ganz untergeordnet kommen in der Bohrung Formen vor, die Übergangscharakter zu *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA, 1968) zeigen. Diese Formen besitzen zwar noch einen deutlichen freien Wirbel, er ist jedoch viel kleiner als bei den Syntypen und dem neuen Topotypenmaterial von *Megasitum tenellum*. Eine so große Aufragung wie bei *M. tenellum* hätte auf diesem kleinen freien Wirbel gar keinen Platz.

Durch die obigen Ausführungen geht klar hervor, daß nur die in dem Bohrungsmaterial dominierend auftretende *Megasitum*-Art mit "*Posidonomya tenella* BRONN, 1850, identisch sein kann. Durch die Untersuchung der reichen Neufunde wurde nun erstmalig der taxonomische Umfang einer Art geklärt, die in der Rotliegend-Literatur sehr häufig erwähnt wurde, deren wahres Aussehen und deren taxonomische Stellung aber bisher weitgehend unbekannt war. Fast alle der aus dem Rotliegenden bisher verzeichneten "*Estheria*" *tenella* haben mit dieser Art nichts zu tun.

Die taxonomische Revision der karbonischen und permischen Conchostracren wird sicher eine ähnlich gute stratigraphische Verwertbarkeit dieser Fossilgruppe bringen, wie in der Untertrias, wo bei KOZUR & SEIDEL (in Druck) vom Bröckelschiefer der basalen Nordhausen-Formation an der unmitttelbaren Trias-Basis bis zur Hardeggen-Formation 10 Conchostracren-Zonen ausgeschieden werden könnten. Auch im Rotliegenden wurden bei HOLUB & KOZUR (diese Zeitschrift, in Druck) bereits 8 Conchostracren-Zonen ausgeschieden, die z.T. noch in Subzonen untergliedert werden können. Diese Gliederung kann zweifelsohne noch weiter verfeinert und nach oben durch weitere Zonen im Oberrotliegenden ergänzt werden.

Nachfolgend werden *Megasitum tenellum* sowie zwei neue Arten, *Protolimnadia ? sulzbachensis* und *Pseudestheria fritschi* beschrieben.

Beschreibung der Taxa

Gattung *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970

Typusart: *Megasitum harmonicum* NOVOŽILOV, 1970

Megasitum tenellum (BRONN, 1850) emend.
(Taf. 2, Fig. 1-3, Taf. 3, Fig. 1-4; Taf. 4, Fig. 1,2)

1850 *Posidonomya tenella* - BRONN, S. 577-579

1862 *Estheria tenella* JORDAN, sp. - JONES, S. 31-37, nur Taf. 5, Fig. 6

1919 *Estheria tenella* JORDAN - PRUVOST, S. 58-59

1946 *Pseudestheria tenella* (BRONN) - RAYMOND, S. 250-251

1953 *Pseudestheria tenella* (BRONN) 1850 - KAMARÁD, S. 8-10, alle abgebildeten Formen gehören zu anderen Arten, der Bezug erfolgte jedoch auf die Syntypen von JONES, 1862

Emendierte Diagnose: Kleine bis mittelgroße Conchostracen mit geradem Dorsalrand, der deutlich gegen den Vorder- und Hinterrand abgesetzt ist. Freie Wirbelfläche groß, mit deutlicher, flacher, sehr großer, nach oben spitz bzw. spitz gerundet zulaufender Aufragung. Meist 4-7, seltener bis 9 breite Anwachsstreifen, die gelegentlich, vor allem randlich, zweigeteilt sind, wodurch ihre Zahl bis 15 ansteigen kann.

Beschreibung: Meist 2,5-3,3 mm, selten bis 3,5 mm lang. Die meisten Exemplare sind ca. 3 mm lang. Die Höhe beträgt 1,8-2,2 mm. Der Dorsalrand ist gerade, aber deutlich kürzer als die Gesamtlänge. Gegen den Vorder- und Hinterrand ist er deutlich, gegen den Hinterrand sehr scharf abgesetzt. Der Vorderrand ist etwa gleich hoch wie der Hinterrand oder etwas niedriger als dieser. Er ist wenig gerundet und unten etwas nach hinten abgesehen. Der Hinterrand ist in der oberen Hälfte gerade abgesehen, in der unteren Hälfte kräftig gerundet, wodurch eine deutliche Asymmetrie bedingt ist. Seine größte Rundung liegt meist unter, selten in der Mitte.

Die freie Wirbelregion ist recht groß und umfaßt meist 2/3, selten nur ca. die Hälfte der Länge des Dorsalrandes. Auch seine Höhe ist beträchtlich (oft etwa die Hälfte der Gesamthöhe der Exemplare). In seinem vorderen Drittel liegt eine deutliche, sehr große Aufragung. Sie ist flach, unten gerade abgestumpft oder breit gerundet und oben zugespitzt bzw. spitz gerundet. Bei den meisten Exemplaren scheint diese Aufragung durch eine anwachsstreifenähnliche Aufwulstung gegen den freien Wirbel abgesetzt (durch Verdrückung vorgetäuscht?). Dieser umlaufende Anwachsstreifen hat einen deutlich anderen Verlauf als die übrigen Anwachsstreifen. Vereinzelt ist der obere Teil der Aufragung umgebogen, wodurch Anklänge an *Curvacornutus* TASCH, 1961, entstehen.

Die Anwachsstreifen sind sehr breit und verlaufen annähernd parallel zum Vorder-, Ventral- und Hinterrand. Meist sind 4-7, seltener bis 9 Anwachsstreifen vorhanden. Gelegentlich sind sie in der Mitte durch einen weiteren, meist etwas schwächeren Anwachsstreifen zweigeteilt, wodurch dann bis zu 15 Anwachsstreifen nachgewiesen werden können.

Vorkommen: Bisher nur vom locus typicus bekannt (Oberrotliegendes, mittlere Nahe-Gruppe, Sakmarian/Artinskian-Grenzbereich oder basales Artinskian, tieferes Unterperm). Die meisten bisher als *Estheria tenella* bezeichneten Formen gehören weder zu dieser Art noch zur Gattung *Megasitum*.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Gattung *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970, unterscheidet sich nur durch die Größe der Aufragung und der freien Wirbelfläche von der Gattung *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912 emend. KOZUR, MARTENS & PACAUD. Des weiteren ist der oben gerade abgesehrägte, unten kräftig gerundet asymmetrische Hinterrand für *Megasitum* recht bezeichnend, doch tritt dergleiche Umriß schon bei den stratigraphisch jüngeren *Lioestheria*-Arten auf. Das Übergangsfeld zu *Lioestheria* ist stark belegt. Ob beide Gattungen wirklich definitiv zu trennen sind bzw. ob die sehr ähnlichen oberpermischen *Megasitum*-Arten wirklich näher mit *M. tenellum* verwandt sind oder eine iterative Neuentwicklung aus anderen Formen anzeigen, müssen weitere Untersuchungen zeigen.

Megasitum tenellum (BRONN, 1850) entspricht voll der Gattungsdiagnose von *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970. Ihre Vorläuferform *Lioestheria oboransis* HOLUB & KOZUR aus dem Rotliegenden von Obora ist eine Übergangsform zwischen *Lioestheria emend.* und *Megasitum*.

Durch ihren auffälligen Umriß sind die *Megasitum*-Arten untereinander sehr ähnlich. Sie unterscheiden sich voneinander vor allem durch die Größe des freien Wirbelbereichs sowie durch die Gesamtgröße der Formen und die Zahl und Breite der Anwachsstreifen. Außerordentlich ähnlich ist *Megasitum volgaense* NOVOŽILOV, 1970, aus dem Tatarian des oberen und mittleren Wolga-Gebietes. Nach der Zeichnung ist der Paratypus dieser Art nicht von *M. tenellum* zu unterscheiden, die Aufragung auf der freien Wirbelfläche bei *M. volgaense* NOVOŽILOV scheint aber oben stärker zugespitzt zu sein (bei *M. tenellum* mehr spitz gerundet). Auch *Megasitum kastianum* NOVOŽILOV, 1970, aus dem Tatarian der gleichen Region ist recht ähnlich, aber durchschnittlich kleiner und vor allem die freie Wirbelfläche ist viel kleiner. Ähnlichkeit besteht auch mit *Megasitum iaroslavense* NOVOŽILOV, 1970, aus dem Tatarian des oberen Wolgabereiches, bei der aber die Aufragung oben deutlich länger ausläuft als bei *M. tenellum* (BRONN, 1850).

Ähnlich mit *M. tenellum* ist auch *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp., die sich aus der ersteren Art entwickelt hat. Bei gleichem Umriß ist *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp. größer (3.5–5.3 mm) als *M. tenellum* (2.5–3.5 mm), es treten bis zu 22 Anwachsstreifen auf und die freie Wirbelfläche ist annähernd glatt. Nur bei einigen Exemplaren (Taf. 7, Fig. 1) tritt noch eine ganz undeutliche Aufwölbung als Anklang an *Megasitum* auf, so daß *Protolimnadia ? sulzbachensis* als Übergangsform zu *Megasitum* gedeutet werden kann. Weitere Untersuchungen müssen klären, ob sich *Protolimnadia ? sulzbachensis* schon so deutlich von *Megasitum* abgrenzen läßt, wie es jetzt scheint. Der glatte oder fast völlig glatte Wirbelbereich könnte auch durch die Erhaltung vorgetäuscht sein (keine vollkörperlich erhaltenen Formen, sondern nur flache plattgedrückte Exemplare aus Tonschiefern). So läßt sich zur Zeit noch nicht mit letzter Sicherheit ausschließen, daß *Protolimnadia ? sulzbachensis* doch zu *Megasitum* gehört, weshalb die Gattungszugehörigkeit noch etwas fraglich bleiben muß. Allerdings weisen die ähnlich erhaltenen, ebenfalls plattgedrückten und nicht vollkörperlich erhaltenen Vertreter von *Megasitum tenellum* nicht nur in den schwarzen Schiefern, sondern auch in den roten und grünen Schiefern aus der Aufschlußbohrung stets ein deutlich abweichendes Feld auf der freien Wirbelfläche auf, das der Aufragung bei unverdrückten Exemplaren entspricht. Selbst Formen, die schlechter erhalten sind als *Protolimnadia ? sulzbachensis*, zeigen dieses Merkmal noch recht deutlich. So gesehen müßte die Aufragung bei *Protolimnadia ? sulzbachensis*, falls sie überhaupt noch bei allen Exemplaren auftritt, auf jeden Fall wesentlich schwächer und undeutlicher sein als bei *Megasitum tenellum*.

Ganz vereinzelt kommen Exemplare von *Megasitum tenellum* (BRONN) vor, bei denen das zugespitzte obere Ende der Aufragung umgebogen ist. Diese Formen zeigen Anklänge an *Curvacornutus* TASCH, 1961. Es hat den Anschein, als wäre *Megasitum tenellum* eine wichtige Ausgangsform für permische Conchostracen (*Megasitum*, *Protolimnadia-Palaeolimnadia*, *Curvacornutus*?).

Gattung *Protolimnadia* n. gen.

Derivatio nominis: Nach der vermuteten phylogenetischen Position innerhalb der Limnadoidea mit glattem großem freiem Wirbel

Typusart: *Estheria calcarea* FRITSCH, 1901

Diagnose: Mittelgroße bis große (3,5–6 mm, meist 4–5 mm) Conchostracen. Dorsalrand lang, gerade, mit mehr oder weniger deutlich abgesetzten Ecken. Vorder- und Hinterrand breit gerundet. Hinterrand im oberen Teil vereinzelt gerade oder in Ausnahmefällen sogar ganz schwach konkav.

Der glatte Wirbelbereich ist ziemlich lang, niedrig bis mäßig hoch. Vorn reicht er nicht ganz bis zur anterodorsalen Ecke. Vereinzelt ist eine flache, kaum erkennbare rundliche Aufbeulung zu beobachten.

Anwachsstreifen zahlreich (14 bis mehr als 30), vielfach durch schwächere Streifen unterteilt. Sonst ist die Schalenoberfläche selbst bei hohen Vergrößerungen völlig glatt.

Schließmuskelfeld im vorderen unteren Teil des freien Wirbelfeldes gelegen. Es besteht aus 3 großen, querovalen Narben, die in einer Reihe übereinander liegen und je einer vor der oberen und unteren Narbe liegenden kleineren Narbe. Unter den 3 großen querovalen Narben kann auch noch eine kleinere Narbe liegen.

Vorkommen: Perm von Eurasien.

Bemerkungen und Beziehungen: Neben der Typusart und der nachfolgend beschriebenen neuen Art gehört auch noch *Protolimnadia* ? sp. aus der oberen Hornburg-Formation des SE-Harzrandes zu der neuen Gattung. Diese Form schließt sich sehr eng an *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n. sp. an, von der sie sich bei etwas geringer Größe (1 bis 3,7 mm) nur durch den schwächer asymmetrischen Hinterrand unterscheidet. Vermutlich ist es eine neue Unterart von *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n. sp. Die geringere Größe könnte auch dadurch vorgetäuscht sein, daß es sich auch bei den größten Formen noch um subadulte Formen handelt.

Megasitum NOVOŽILOV, 1970, stimmt im Umriß sehr gut mit *Protolimnadia* n. gen. überein und auch der große freie Wirbelbereich ist bei beiden Gattungen vorhanden. *Megasitum* besitzt aber stets eine große, nach oben mehr oder weniger zugespitzte Aufragung im vorderen Teil der freien Wirbelfläche. Bei *Protolimnadia* n. gen. konnte dagegen nur gelegentlich eine ganz flache kleine rundliche Aufragung nachgewiesen werden. Lediglich die nachfolgend beschriebene Art, die eine Übergangsform zu *Megasitum* ist, besitzt vereinzelt noch eine große, aber sehr undeutliche Aufragung (siehe auch Bemerkungen zu *Megasitum tenellum*).

Lioestheria DEPÉRET & MAZERAN, 1912 emend. KOZUR, MARTENS & PACAUD ist kleiner, besitzt meist weniger Anwachsstreifen und auf dem freien Wirbelbereich befindet sich eine kleine, meist halbkugelförmige, bei stratigraphisch jüngeren Formen auch kegelförmige oder elliptische Aufragung und ein meist undeutliches Radialelement.

Wegen der schlechten Erhaltung des Holotypus der untertriassischen "*Estheria*" *wianamattensis* MITCHELL, 1927, der Typusart von *Palaeolimnadia* RAYMOND, 1946, war lange Zeit nicht nur der Umfang von *Paleolimnadia*, sondern auch ihre Abgrenzung gegen andere Gattungen unklar. Besser erhaltenes Material von *Palaeolimnadia wianamattensis* (MITCHELL), das bei TASCH & JONES, 1979, abgebildet wurde, zeigt eine kleinwüchsige Art mit sehr großem freien Wirbelbereich und bis zu 4 breiten Anwachsstreifen. Der freie Wirbelbereich ist offensichtlich glatt. Der Dorsalrand ist nicht deutlich konvex, wie man nach der bisher vorliegenden Abbil-

dung bei MITCHELL, 1927, erwarten konnte, sondern gerade oder nur schwach konvex. Der Hinterrand ist gerundet und im oberen Teil nicht konkav eingezogen, wie bei *Falsisca* NOVOŽILOV, 1970, die ebenfalls einen großen freien Wirbelbereich ohne Knoten oder andere Aufragungen besitzt.

Fast alle bei NOVOŽILOV, 1970, zu *Limnadia* gestellten oberpermischen und triassischen Arten lassen sich nicht von *Palaeolimnadia* trennen, während sie sicher nicht zu *Limnadia* BRONGNIART, 1820, mit ihrer rezenten Typusart gehören. Sie sind alle schwach grubig, im Unterschied zu *Protolimnadia* n. gen., bei der selbst vorzüglich erhaltenes Material bei hohen Vergrößerungen im SEM glatt ist. Die bei FRITSCH, 1901, angegebene Skulptur bei "*Estheria*" *calcareo*, der Typusart von *Protolimnadia*, konnte bei Nachuntersuchungen am Typusmaterial nicht bestätigt werden. Selbst das noch weit besser erhaltene neu aufgesammelte Material dieser Art zeigte auch bei großen Vergrößerungen im SEM keine Skulptur. Bei *Eulimnadia* sensu NOVOŽILOV, 1970, ist der Beginn des freien Wirbels etwas zurückverlegt, wie auch bei *Protolimnadia* n. gen. Es ist unklar, ob diesem Merkmal generische Bedeutung zukommt. Selbst dann wäre aber *Protolimnadia* n. gen. kein jüngeres Synonym von *Eulimnadia* PACKARD, 1883, weil deren rezente Typusart völlig abweicht (kräftig konvexer Dorsalrand). Auch die bei NOVOŽILOV, 1970, abgebildeten Formen gehören nicht zu *Eulimnadia*. Da sie alle feingrubig oder noch kräftiger skulpturiert sind (stratigraphisch jüngere Formen zeigen eine Verstärkung der Skulptur), gehören sie aber auch nicht zu *Protolimnadia* n. gen., sondern wohl zu *Palaeolimnadia* (außer *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899), die NOVOŽILOV, 1970, auch zu *Eulimnadia* stellte).

Momentan ergibt sich als wesentlicher Unterschied zwischen *Protolimnadia* und *Palaeolimnadia*, daß erstere eine glatte, letztere eine grubige Schale aufweist. Sicherlich sind noch weitere Unterschiede vorhanden (Größe des Wirbels und seine genaue Position), die aber z.T. bei dem jüngeren Material (*Palaeolimnadia*) noch nicht untersucht wurden, wie die Zahl und Anordnung der Schließmuskelflecken.

Falsisca NOVOŽILOV, 1970, ist ebenfalls stets skulpturiert (grubig, z.T. retikuliert) und weicht außerdem durch die konkave Einziehung im oberen Teil des Hinterrandes ab. Bei *Protolimnadia* ist der Hinterrand im allgemeinen gerundet. Nur bei *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n. sp. ist der Hinterrand oben abgeschrägt und ganz vereinzelt sogar angedeutet konkav.

Der große freie Wirbel bei der karbonischen *Limnetheria* WRIGHT, 1920, ist offensichtlich nur erhaltungsbedingt vorgetäuscht. Die Anwachsstreifen dieses Bereichs sind nur stark abgeschwächt, was für typische Vertreter dieser Gattung recht charakteristisch ist. Etwas größer als bei *Pseudestheria* RAYMOND, 1946, ist der freie Wirbel allerdings bei den meisten Arten. Zu *Limnetheria* in dieser emendierten Fassung werden hier alle karbonischen *Pseudestheria*-ähnlichen Arten gestellt, z.B. "*Estheria*" *limbata* GOLDENBERG, 1877, "*E.*" *rimosa* GOLDENBERG, 1877; "*E.*" *cebennensis* GRAND'EURY, 1890 = "*E.*" *triangularis* FRITSCH, 1901, ? "*E.*" *cyanea* FRITSCH, 1901, "*E.*" *simoni* PRUVOST, 1911, "*Palaeestheria*" *papulata* WARTH, 1963. Hierzu gehören auch die Arten aus dem karbonischen Anteil des Rotliegenden (unteres und mittleres Asselian). "*E.*" *palaeoniscorum* FRITSCH, 1901 und "*E.*" *muensteriana* JONES & WOODWARD, 1893 = "*Euestheria*" *autunensis* RAYMOND, 1946. Alle diese Arten stimmen in Größe, Umriß und der hohen Zahl der Anwachsstreifen mit *Protolimnadia* n. gen. weitgehend überein. Sie besitzen jedoch nur einen kleinen freien Wirbel. Bei einigen der genannten Arten sind die Anwachsstreifen auf einem größeren Wirbelbereich stark abgeschwächt, so daß der

Eindruck eines großen freien Wirbels entsteht. Diese Formen können *Protolimnadia* n. gen. sehr ähnlich werden, vor allem bei ungünstiger Erhaltung, wo nicht zu erkennen ist, ob die Anwachsstreifen nur abgeschwächt sind oder ein großer echter freier Wirbelbereich vorliegt wie bei *Protolimnadia*.

Die genannten *Limnesteria*-Arten können nicht zu *Pseudestheria* RAYMOND, 1946, gestellt werden, da sich die Typusart von *Pseudestheria*, *P. brevis* RAYMOND, 1946, aus *Lioestheria* entwickelt. Allerdings stammt *Pseudestheria* von einer Entwicklungslinie innerhalb *Lioestheria* ab, die größere Arten mit etwas kleinerem freien Wirbel umfaßt. Wegen der iterativen Entwicklung von Formen mit sehr kleinem freien Wirbel kann *Pseudestheria* nicht als jüngeres Synonym von *Limnesteria* betrachtet werden, deren Arten aber sehr ähnlich sein können.

Die Gattung *Bilimnadia* NOVOŽILOV, 1957, ist eine verdrückte *Palaeolimnadia*. Abgrenzung gegen *Protolimnadia* siehe oben.

Die Gattungen *Tigjanum* NOVOŽILOV, 1958, und die wohl identische Gattung *Sedovia* NOVOŽILOV, 1958, weisen eine grobe Retikulation auf, während sie sonst *Palaeolimnadia* RAYMOND, 1946, ähnlich sind.

Die Gattung *Leptolimnadia* NOVOŽILOV, 1954, besitzt ebenfalls eine kräftige, 5- bis 6-eckige Skulptur.

Protolimnadia ? *sulzbachensis* n. sp.

(Abb. 2-5; Taf. 6, Fig. 1-4; Taf. 7, Fig. 1,2)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen bei Sulzbach.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 6, Fig. 1, Slgs.-Nr. KoSi 1981 I-1.

Locus typicus: Anschnitt an der alten Straße von Ottenau nach Sulzbach, TK 25, Bl. Malsch Nr. 7116 (r 34/5261; h 54/0779.)

Stratum typicum: Rotliegendes, "Estherien"-Schiefer innerhalb der Unteren Tonsteinfohle (T 1-Folge, SITTIG, 1974), 15 cm mächtige Lage von grünlichen Schiefertönen an der Aufschlußbasis (Schicht 10), 3,65-3,80 m unterhalb einer härteren Schluffsteinbank am oberen Aufschlußrand. Basales Artinskian.

Diagnose: Mittelgroß, durchschnittliche Länge 4-5 mm (sämtliche Meßwerte 3,5-5,3 mm). Dorsalrand lang, gerade, mit deutlich abgesetzten Ecken. Vorderrand breit gerundet, etwas niedriger als Hinterrand. Dieser ist in der oberen Hälfte gerade oder sogar geringfügig konkav mit leicht geschwungenem Verlauf (ähnlich, aber nicht so deutlich ausgeprägt wie bei *Palaeolimnadiopsis* RAYMOND und *Falsisca* NOVOŽILOV). Der glatte Wirbelbereich ist ziemlich groß, reicht aber vorn nicht ganz bis zur anterodorsalen Ecke.

Anwachsstreifen schwach gegeneinander abgesetzt, ziemlich breit, aber in der Mitte meist noch durch schwächere Anwachsstreifen unterteilt. Zum Teil sind auch alle Anwachsstreifen gleich ausgebildet. Bei guter Erhaltung sind 14-22 Anwachsstreifen zu erkennen.

Vorkommen: "Estherien"-Schiefer des Rotliegenden in der Senke von Baden-Baden (T 1-Folge nach SITTIG, 1974). Basales Artinskian.

Bemerkungen und Beziehungen: Die neue Art hat sich aus *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850) entwickelt, die deutlich kleiner ist, weniger Anwachsstreifen besitzt und auf dem freien Wirbelbereich eine sehr große, deutliche, oben spitz auslaufende Aufragung besitzt. Bei *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n. sp. ist höchstens noch bei ganz wenigen kleinwüchsigen Vertretern im unteren Verbreitungsbereich eine ganz undeutliche Aufragung vorhanden (siehe auch Diskussion unter *Megasitum tenellum*). *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n. sp. ist ihrerseits wiederum die Vor-

läuferform von *Protolimnadia calcarea* (FRITSCH, 1901) emend. HOLUB & KOZUR, 1981 (Abb. 6, Taf. 8, Fig. 1-3). Diese Art weist etwa die gleiche Größe auf, der Hinterrand ist aber ähnlich wie der Vorderrand breit und gleichmäßig gerundet und in der oberen Hälfte niemals auch nur andeutungsweise geschwungen. Der glatte Wirbel (z.T. ist eine ganz flache, rundliche Aufwölbung darauf zu erkennen) ist bei *Protolimnadia calcarea* etwas kleiner und die Zahl der Anwachsstreifen ist meist deutlich größer als bei der vorliegenden Art.

Gattung *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912 emend.
KOZUR; MARTENS & PACAUD

Typusart: *Estheria paupera* FRITSCH, 1901 = *Estheria (Lioestheria) lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN, 1912

Emendierte Diagnose: Kleinwüchsige Conchostraca mit geradem Dorsalrand und einem im Verhältnis zum adulten Carapax großen anwachsstreifenfreien Wirbelfeld. In dessen vorderer Hälfte befindet sich eine knoten- bis halbkugelförmige Aufwölbung. Zwischen dieser Aufwölbung und dem Hinterrand des anwachsstreifenfreien Bereichs ist ein radiales Element erkennbar (meist undeutlich ausgebildet), das schräg in posteroventrale Richtung des Carapax orientiert ist und dabei nicht den Rand des anwachsstreifenfreien Bereichs berührt oder gar kreuzt. Der Carapax ist mehr oder weniger stark gewölbt. Der Bereich zwischen den Anwachsstreifen ist schwach bis deutlich grubig. Die Zahl der Anwachsstreifen ist meist gering.

Vorkommen: Oberstes Karbon bis Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Gattung *Pemphicyclus* RAYMOND, 1946, ist ein jüngeres Synonym von *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912. Die letztere Gattung wurde bisher in einem völlig falschen Umfang verwendet. Erst die Revision der Typusart *Euestheria (Lioestheria) lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, die ein jüngeres Synonym von *Estheria paupera* FRITSCH, 1901 ist, bei KOZUR; MARTENS & PACAUD (in Druck) konnte den taxonomischen Umfang von *Lioestheria* klären (siehe bei KOZUR; MARTENS & PACAUD, in Druck).

Lioestheria andreevi (ZASPELOVA, 1968)
(Taf. 1, Fig. 1-4)

1968 *Pseudestheria andreevi* ZASPELOVA sp. nov. - ZASPELOVA, S. 232, Taf. 58, Fig. 6

Beschreibung: Mittelgroße Art (adulte Formen 3-3,9 mm, juvenile 2,3-2,8 mm lang). Umriß gedrunken rechteckig, recht hoch und dabei relativ kurz. Dorsalrand gerade, deutlich kürzer als die Gesamtlänge. Schlecht erhaltene oder leicht verdrückte Formen können dadurch fast rundlich wirken, die posteroventrale Asymmetrie ist aber auch bei diesen Formen deutlich. Vorderrand nur wenig gerundet, deutlich niedriger als der Hinterrand. Ventralrand gerundet, im mittleren Teil oftmals fast gerade, im hinteren Teil etwas ausgezogen. Hinterrand asymmetrisch gerundet, im oberen Teil abgeschrägt und unter einem Winkel von 120-135° scharf gegen den Dorsalrand abgesetzt, im unteren Teil kräftig gerundet. Die 5-10 (bei adulten Formen meist 7-9) Anwachsstreifen sind sehr breit. Die konzentrischen Rippen treten sehr stark hervor. Ihre Umbiegung ist hinten entsprechend dem Verlauf des Hinterrandes ziemlich abrupt und

asymmetrisch. Im mittleren Teil verlaufen sie dagegen häufig fast oder völlig gerade. Die Schale ist im Bereich der Anwachsstreifen schwach grubig.

Der freie Wirbelbereich ist 0,8-1,4 mm lang. Bei kleinen (juvenilen) Formen ist er relativ zur geringeren Schalenlänge größer als bei adulten Formen, aber auch bei diesen ist er stets etwas mehr als 1/3 so lang wie die Gesamtlänge des Carapax. Auf der freien Wirbelfläche befindet sich bei adulten Formen ein oft undeutlicher ovaler Knoten, während bei juvenilen Formen eine längliche deutliche Aufragung zu verzeichnen ist, hinter der nach einer flachen, meist undeutlichen Einsenkung ein ebenfalls im allgemeinen recht undeutliches Radialelement zu erkennen ist.

Vorkommen: Kijminskaja svita im nordwestlichen Teil von Zentral-Kazachstan (UdSSR), Unterperm; Tambacher Sandstein der Tambach-Formation vom Bromacker bei Tambach. Übergangsformen zur Nachläuferform *Pseud-estheria fritschi* n.sp. kommen in der Bhrg. Sulzbach vereinzelt vor.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Formen aus Kazachstan und aus dem Tambacher Sandstein stimmen in allen Einzelheiten überein. Selbst der für die meisten Exemplare aus dem Tambacher Sandstein charakteristische annähernd gerade Verlauf der hohen konzentrischen Rippen im mittleren Abschnitt und ihr scharfes Umbiegen im hinteren Abschnitt ist bei den Formen aus Kazachstan zu verzeichnen. Auch die Größe des freien Wirbelfeldes, das asymmetrisch gerundete Hinterende und der gerade Dorsalrand, der deutlich kürzer als die Gesamtlänge ist, stimmen sehr gut überein. Die Meßwerte für den Holotypus der Art aus Kazachstan stimmen mit den Meßwerten der größten Exemplare aus dem Tambacher Sandstein überein.

Lioestheria reinachii (JONES & WOODWARD, 1893) ist sehr ähnlich. Diese Art wird bei JONES & WOODWARD, 1893, S. 531, aus den "oberen Lebach-Schichten" verzeichnet. Das charakteristische scharfe Umbiegen der konzentrischen Berippung im hinteren Abschnitt nach einem fast geraden Verlauf im mittleren Abschnitt scheint bei *Lioestheria reinachii* noch zu fehlen. Das Längen/Höhen-Verhältnis bei *Lioestheria reinachii* ist deutlich größer als selbst bei den schlankesten Vertretern von *L. andreevi*. Bei *Lioestheria tasleri* HOLUB & KOZUR aus dem tieferen Rotliegenden ist der freie Wirbelbereich relativ größer und die Anwachsstreifen sind hinten nicht so asymmetrisch umgebogen. Der Hinterrand dieser Art ist mehr symmetrisch gerundet.

Lioestheria extuberata (JONES & WOODWARD, 1899) emend. HOLUB & KOZUR aus der oberen Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes, der oberen Goldlauter- und unteren Oberhof-Formation des Thüringer Waldes und der Schichten von Zboněk in der Furche von Boskovice (ČSSR) besitzt mehr (12-16) und schmalere Anwachsstreifen. Der freie Wirbelbereich ist etwas größer.

Gattung *Pseudestheria* RAYMOND, 1946

Typusart: *Pseudestheria brevis* RAYMOND, 1946

Pseudestheria fritschi n. sp.
(Taf. 4, Fig. 3; Taf. 5, Fig. 1-4)

- Derivatio nominis: Zu Ehren von A. FRITSCH, der schon um die Jahrhundertwende die artliche Vielfalt der Conchostracen des Rotliegenden erkannte.
- Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 5, Fig. 1,2, Slgs.-Nr. KoSi 1981, 1-4.
- Locus typicus: Fuß des Scheibenbergs W Sulzbach, Aufschlußbohrung Sulzbach, TK 25 Bl. 7116-Malsch, r 34/5261; h 54/0779.
- Stratum typicum: Schicht 32, roter Tonstein der unteren Tonsteinfolge, basales Artinskian.
- Diagnose: Mittelgroße *Pseudestheria* mit 6-12 breiten, sehr kräftig abgesetzten Anwachsstreifen und etwas asymmetrisch gerundetem Hinterrand.
- Beschreibung: 2,5-3,8 mm lange und 1,8-2,8 mm hohe Conchostracen. Dorsalrand lang, gerade, gegen den Vorderrand deutlich, gegen den Hinterrand sehr scharf abgesetzt. Vorderrand steil abfallend und wenig gerundet, bei einem Teil der Exemplare gleich hoch oder sogar geringfügig höher als der Hinterrand, bei anderen deutlich niedriger (? Sexualdimorphismus). Der Hinterrand ist leicht asymmetrisch gerundet, wobei er unten stärker gerundet ist als oben, wo er vielfach sogar gerade abgeschrägt ist.
- Die 6-12 Anwachsstreifen sind breit und sehr scharf gegeneinander abgesetzt. Die Schalenoberfläche ist in diesem Bereich deutlich grubig. Der freie Wirbelbereich ist klein; seine Länge ist stets unter 1/3 der Gesamtlänge des Carapax.
- Vorkommen: Selten in den "Estherien"-Schiefern der unteren Tonsteinfolge der Senke von Baden-Baden.
- Bemerkungen und Beziehungen: Größe, Umriß und die sehr scharf abgesetzten breiten Anwachsstreifen stimmen weitgehend mit *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA, 1968) überein. Der einzige definitive Unterschied liegt in der Größe des freien Wirbelbereiches. Bei *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA) ist er stets zumindest etwas länger als 1/3 der Gesamtlänge des Carapax. Übergangsformen kommen in der Aufschlußbohrung Sulzbach ganz vereinzelt vor.
- Die Abgrenzung zwischen *Lioestheria* und *Pseudestheria* wird hier so vorgenommen, daß alle Formen, die den sonstigen Gattungsmerkmalen von *Lioestheria* bzw. *Pseudestheria* entsprechen, zu *Lioestheria* gestellt werden, wenn ihre freie Wirbelfläche mindestens 1/3 der Gesamtlänge des Carapax ausmacht bzw. zu *Pseudestheria* gerechnet werden, wenn dieses Verhältnis kleiner als 1/3 ist. (jeweils bei adulten Formen).
- Sehr große Ähnlichkeit besteht auch mit *Pseudestheria brevis* RAYMOND, 1946, der Typusart von *Pseudestheria* RAYMOND, 1946. Der Holotypus hat etwas mehr Anwachsstreifen (generell werden für die Art etwa 15 Anwachsstreifen angegeben), die wie der Hinterrand symmetrisch gebogen sind. Der abgebildete Paratypus mit weniger Anwachsstreifen ist kaum noch von *Pseudestheria fritschi* n. sp. zu unterscheiden. Er weicht lediglich durch den gleichmäßig gebogenen Verlauf der Anwachsstreifen, die nicht so scharf abgesetzt sind wie bei *P. fritschi* n.sp., von dieser Art ab.

Literaturverzeichnis

- BILHARZ A. & W. HASEMANN (1934): Erläuterungen zu Blatt Baden (Nr.67 der Geologischen Spezialkarte von Baden). - 144 S., 8 Abb., 2 Taf., Freiburg i. Br.
- BRONN, H.G. (1850): Über *Gamponyx fimbriatus* JORDAN aus der Steinkohlen-Formation von Saarbrücken und vom Murg-Thal.- N.Jb.Min.etc., Jg. 1850, S. 575-583, Stuttgart.
- DEPÉRET, Ch. & P. MAZERAN (1912): Les *Estheria* du Permien d'Autun.- Bull.soc.hist.nat.d'Autun, 25, S. 165-174, 1 Taf.,
- ECK, H. (1892): Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb.- Abh.k.preuß.geol.L.-A.,N.F., 6, I-XLVI, 1-686, 1 Kte, Berlin.
- FALKE, H. (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes.- Jber.u.Mitt. oberrh.geol.Verh., N.F., 56, S. 1-14, Stuttgart.
- FEYS, R. (1960): Sur *Estheria tenella* et les *Estheria* du Permien inférieur.- Bull.Soc.géol. France, 7. sér., 2, S. 610-620, 8 Abb., 1 Taf.,
- FRANK, M. (1935): Gliederung und Bildung des Rotliegenden in der Baden-Badener Mulde (Oös-Trog).- Mitt.geol.Abt.Württ.Statist. L.-A., Nr.16, S. 1-46, 3 Abb., 3 Taf., Stuttgart.
- FRITSCH, A. (1901): Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens, 4 (3), S. 65-101, 25 Abb., 11 Taf., Prag.
- GEIB, K.W. (1950): Über eine Pflanzenreste-führende Schichtfolge in den Waderner Schichten des Oberrotliegenden bei Sobornheim im Nahebergland.- Notizbl.hess.Landesamt f.Bodenforsch., 6, 193-200, 1 Abb., Wiesbaden.
- GUTHÖRL, P. (1934): Die Arthropoden aus dem Carbon und Perm des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes.- Abh.preuß.geol.L.-A., N.F., 164, S. 1-219, 116 Abb., 30 Taf., Berlin.
- HASEMANN, W. (1934): Erläuterungen zu Blatt Malsch (Nr. 62).- Geologische Spezialkarte von Baden, 69 S., 1 Abb., (Badische geologische Landesanstalt) Freiburg im Breisgau.
- HOLUB, V. & H. KOZUR: Revision einiger Conchostracen-Faunen des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Conchostracen.- Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 11 (in Druck).
- HOLUB, V. & H. KOZUR: Revision einiger Tetrapodenfährten des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Tetrapodenfährten des europäischen Rotliegenden.- Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 11 (in Druck).
- HOLUB, V. & H. KOZUR: Arthropodenfährten aus dem Rotliegenden der ČSSR.- Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 11 (in Druck).
- HOLUB, V. & H. KOZUR: Korrelation des Rotliegenden Europas.- Geol. Paläont.Mitt.Innsbruck, 11, (in Druck).
- JONES, R.T. (1862): A monograph of the fossil Estheriae.- Palaeont.soc. London, 14 (5), S. 1-134, 5 Taf., London.
- JONES, T.R. & H. WOODWARD (1893): The fossil Phyllopora of the Palaeozoic rocks.- Geol.Mag., n.s., dec. 3, vol. 10 (12), S. 529-534, 1 Taf., London.
- JONES, R.T. & H. WOODWARD (1899): Contribution to fossil Crustacea.- Geol.Mag., dec. 4, vol. 6 (9), 388-395, 1 pl., London
- KAMARÁD, L. (1953): Revise českých permokarbonských Pseudestherií (Conchostraca).- Rozpr. II. Třídý České Akad., roč., 61 (17), S.1-27, 3 Taf., Praha.
- KOZUR, H. (1980): Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil III: Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mitteleuropa (2).- Freiburger Forsch.-H.,C 348, S. 69-172, 13 Tab., Leipzig.

- KOZUR, H., MARTENS, Th. & G. PACAUD: Revision von "*Estheria*" (*Lioestheria*) *lallyensis* DEPERET & MAZERAN, 1912, und "*Estheria*" *autunensis* RAYMOND, 1946.- Z.geol.Wiss. (in Druck).
- KOZUR, H. & G. SEIDEL (1981): Biostratigraphische Auswertung der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins.- Tagungsführer der GGW der DDR zur Tagung: Der Buntsandstein und seine Nutzung in der Baustoffindustrie, Berlin (in Druck).
- MITCHELL, J. (1927): The fossil *Estheriae* of Australia, Part 1.- Proc. Linn. soc. New South Wales, 52, S. 105-112, 3 Taf., Sydney.
- MOLIN, V.A. & N.I. NOVOŽILOV (1965): Dvustvorčatye listonogie permi i triasa Severa SSSR.- AN SSSR, Komi filial, inst.geol., 117 S., 118 Abb., 4 Tab., 12 Taf., Moskva-Leningrad ("Nauka").
- NOVOŽILOV, N.I. (1970): Vymeršie Limnadiodei.- 236 S., 214 Abb., 10 Taf., Moskva ("Nauka")
- PRUVOST, P. (1911): Note sur les Entomostracés bivalves du terrain houiller du Nord de la France.- Ann.Soc.géol. Nord, 40, S. 60-80, 2 Taf.
- PRUVOST, P. (1919): La faune continentale du terrain houiller du Nord de la France.- Mém. carte géol.dét. France, 584 S., 8 Tab., 29 Taf., Paris.
- RAYMOND, P.E. (1946): The genera of fossil Conchostraca - an order of bivalved Crustacea.- Bull.mus.comp.zoll., 96, (3), S. 217-311, 6 Abb., 6 Taf., Cambridge.
- SCHNEIDER, H. (1966): Sedimentation und Tektonik im Jungpaläozoikum der Baden-Badener Senke.- Unveröff.Diss., Univ. Heidelberg.
- SITTIG, E. (1965): Der geologische Bau des variszischen Sockels nordöstlich von Baden-Baden (Nordschwarzwald).- Oberrh.geol.Abh., 14, S. 167-207, 4 Abb., 1 Taf., Karlsruhe.
- SITTIG, E. (1974): Die Schichtenfolge des Rotliegenden der Senke von Baden-Baden (Nordschwarzwald).- Oberrh.geol.Abh. 23, S. 31-41, 1 Abb., 1 Taf., Karlsruhe.
- TASCH, P. & P.J. JONES (1979): Carboniferous, Permian, and Triassic conchostracans of Australia - three new studies.- BMR, bull., 185, 47 S., 11 Abb., 7 Taf., Canberra.
- WARTH, M. (1963): Conchostraken (Crustacea, Phyllopora) und Ostracoden des saarpfälzischen Stefans.- Inaug.Diss. Tübingen, 120 S., 25 Abb., 5 Taf., Tübingen.
- ZASPELOVA, V.S. (1968): Novye pozdnepaleozojskie fillopydy Centralnogo Kazachstan. In: Novye vidy drevnych rastenij i bespozvonočnych SSSR, 2, (2), S. 227-233, Taf. 58 (Fig. 1-6), Moskva (NEDRA).

Anhang 1

Geologisches Aufschluß- und Bohrprofil im Oberrotliegenden von Sulzbach bei Gaggenau/Murg

(TK 25 Blatt Nr. 7116 -- Malsch; r 34/5261; h 54/0779)

1) Geologisches Profil des Aufschlusses am Westrand von Sulzbach (*)

(Abb. 1 u. 7)

- Hangendes: ca. 50 m rotbraune Schluff- und Tonsteine und sandige Schluffsteine in Wechsellagerung mit Bänken von Sandsteinen und härteren Schluffsteinen (oberer Abschnitt der 1. oder Unteren Tonsteinfohle, SITTIG, 1974, aufgeschlossen an der Roten Steige zum Scheibenberg N von Sulzbach)
- Nr. 1) 30 cm Härtere Bank von rotbraunem, sand- und glimmerreichem Schluffstein, gesimsartig herauswitternd
- 2) 60 cm Rotbrauner schiefriger Schluffstein
- 3) 4 cm Obere "konkretionäre" Bank: linsige, teilweise mehrere Dezimeter lange und mehr als 4 cm dicke dolomitische Schluffstein- "Konkretionen" in weicher grünlicher Schiefermatrix
- 4) 30-35 cm Rotbrauner schiefriger Schluffstein mit verstreut eingelagerten länglichen Schluffstein- "Konkretionen"
- 5) 5-8 cm Untere "konkretionäre" Bank: Linsige, teilweise zu einer geschlossenen Bank verschmelzende dolomitische Schluffstein- "Konkretionen" in grünlicher Schiefermatrix
- 6) 140 cm Rotbraune schiefrige Schluffsteine, etwa in der Mitte von einer 7 cm mächtigen undeutlich violettrotten Zone unterteilt
- 7) 4 cm Grüner schiefriger Schluffstein, oben und unten mit schmaler rotvioletter Zone gegen die benachbarten rotbraunen Schluffsteine abgesetzt
- 8) 110 cm Rotbrauner schiefriger Schluffstein, im oberen Drittel eine 8 cm dicke Lage mit verstreuten kugeligen grünlichen dolomitischen Schluff- "Konkretionen" von 2-5 cm Durchmesser

(*) Fußnote:

Die Identität dieses Aufschlusses mit der Ortsangabe von BRONN (1850 S. 577) : "...Thal des Itters-Baches.....Unterhalb dem Dorfe....." kann als gesichert angesehen werden (vergl. Abb. 1 und die geologische Karte)

- 9) 10 cm Rotviolette schiefrige Tonsteine mit conchostracenführenden Lagen und mit anderen Fossilresten
- 10) 15 cm Grüne schiefrige Tonsteine mit conchostracenführenden Lagen (stratum typicum von *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp.).
- 11) 20-25 cm Rotviolette, rauhe, etwas karbonatische Schluff- und Tonsteine, im unteren Abschnitt gangartig in grüne karbonatische Schluffsteine eingreifend (Entschichtungserscheinungen)

Aufschlußbasis: Straßenplanum, ca. 203 m + NN.

II) Geologisches Profil der Aufschlußbohrung Sulzbach (1981),
angesetzt ca. 1 m vor der Wand des Aufschlusses
am Westrand von Sulzbach (Abb. 1 und 7)

Hangendes: Profil I (Aufschluß am Westrand von Sulzbach)

- Nr. 12) - 0,30 m (30 cm) Straßenasphalt und aufgefülltes Material
- 13) - 0,50 m (20 cm) Rotbrauner, schiefriger Schluffstein (Kernverlust)
- 14) - 0,70 m (20 cm) Grüner, harter, schluffiger Tonstein (Kernverlust)
- 15) - 0,84 m (14 cm) Grünlichgrauer Tonstein, oben (3 cm) mit rotvioletter Tonstein wechsellagernd. An der Basis zahlreiche Einschaltungen von millimeterdünnen feinkristallinen rostgelben Dolomitlagen (teilweiser Kernverlust)
- 16) - 1,02 m (18 cm) Wechselnd gefärbter (unregelmäßig rot-grün zonierter) schluffreicher Tonstein; vereinzelt Abdrücke von Kleinkrebsen
- 17) - 1,21 m (19 cm) Grüner schluffiger Tonstein mit einer schichtparallelen Lage von feinkristallinem rostgelbem Dolomit 10 cm über der Basis; vereinzelt Pflanzenreste
- 18) - 1,26 m (5 cm) Violettrot-grünfleckiger feinkristalliner Dolomit mit unruhiger Schichtung (Brocken von rotem und grünem Tonstein zwischen feinkristallinem Bindemittel)
- 19) - 1,43 m (17 cm) Violetter Tonstein, mit scharfer Farbgenze an Nr. 20 stoßend
- 20) - 1,68 m (25 cm) Oben grünlichgrauer, tiefer zunehmend schwärzlicher toniger Schluffstein mit schichtparallelen dünnen Lagen von feinkristallinem blaßgelbem Dolomit. -- Bei ca. 1,55 m Bohrteufe tiefste Funde von *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp. (Erstauftreten der Art im Profil)
- 21) - 2,05 m (37 cm) Rauh-brechender grüner dolomitischer Schluffstein, von blaßgelben feinkristallinen Dolomitgängen

- querschlägig durchzogen; nach unten abnehmender Dolomitgehalt (teilweiser Kernverlust)
- Nr. 22) - 2,35 m (30 cm) Grünlichgrauer und rotbrauner Schluffstein, scharfe Farbgränze verläuft nahezu saiger (Kernverlust)
- 23) - 2,55 m (20 cm) Rotbrauner schluffiger Tonstein, gangartig von entschichtetem Material durchzogen (teilweiser Kernverlust)
- 24) - 2,60 m (5 cm) Grüner Tonstein mit feinsten welligen Lagen und flaserigen Linsen von rotem Tonstein sowie dünnen Einschaltungen feinkristallinen blaßgelben Dolomits (teilweiser Kernverlust)
- 25) - 2,92 m (32 cm) Rauh-brechender rotvioletter schluffiger Tonstein in enger Verzahnung mit dünneren Einschaltungen von grünem Tonstein. -- Etwa bei 2,90 m Bohrteufe ein Pflaster von Kleinmuscheln. Unten eine 3 cm dicke grüne Tonsteinlage
- 26) - 2,95 m (3 cm) Unregelmäßig rot-grün gefärbter feinkristalliner Dolomit
- 27) - 3,25 m (30 cm) Oben rotbrauner, tiefer violetter raubbrechender schluffiger Tonstein mit deutlichen Entschichtungsmerkmalen und teilweiser Brekzierung. Karbonatanreicherungen in Lagen und Nestern (vermutlich starker Kernverlust)
- 28) - 3,30 m (5 cm) Grüner Schluffstein mit dünnen feinkristallinen Dolomitlagen
- 29) - 3,38 m (8 cm) Oben rotvioletter, tiefer zunehmend rotbrauner schluffiger Tonstein mit Entschichtungsmerkmalen (wie Nr. 27). (Zwischen Nr. 28 und 29 besteht ein fließender Übergang)
- 30) - 3,45 m (7 cm) Ziemlich rauh-brechender, grüner, schwach dolomitischer toniger Schluffstein
- 31) - 3,60 m (15 cm) Harter, rotbrauner, dolomitischer Schluffstein, allmählich in Nr. 32 übergehend
- 32) - 3,90 m (30 cm) Rotvioletter und grüner schluffiger Tonstein, teilweise Entschichtung anzeigend (Brekzierung). - stratum typicum von *Pseudestheria fritschi* n. sp. (Taf. 5, Fig. 1-3)
- 33) - 4,10 m (20 cm) Rotbrauner (und grüner) schluffiger Tonstein, längs schmaler netzartig verzweigter Gänge entschichtet. Von feinkristallinen Dolomitgängen intensiv durchtrüert
- 34) - 4,30 m (20 cm) Unregelmäßig rot und grün gefärbter schluffiger Tonstein mit Entschichtungsmerkmalen. Von feinkristallinen Dolomitgängen querschlägig intensiv durchtrüert (Mineralisierungszone)
- 35) - 4,50 m (20 cm) Harter, grüner, teilweise rotgefaserter dolomitischer Tonstein bis toniger Dolomit, mit einer Lage von weißlichem feinkristallinem Karbonat,

- unten von rotbrauner Tonsteinlage abgeschlossen. Intensive Durchtrümerung mit feinkristallinem Dolomit. -- Zahlreiche *Megasitum tenellum* (Taf. 3, Fig. 1 und 2)
- Nr. 36) - 5,40 m (90 cm) Feinstgeschichteter, im Millimeterbereich mit feinkristallinem Dolomit wechsellagernder dunkelgraugrüner bis schwärzlicher Tonstein. -- Etwa bei 4,55 m Bohrteufe *Pseudestheria fritschi* n. sp. (Taf. 5, Fig. 4). -- Etwa zwischen 4,60 und 4,65 m Bohrteufe zahlreiche *Megasitum tenellum* (Taf. 3, Fig. 3 und 4; Taf. 4, Fig. 1). -- Etwa bei 4,90 m Bohrteufe zahlreiche *Megasitum tenellum* (darunter die Exemplare von Taf. 2, Fig. 3 und Taf. 4, Fig. 2), die mit den Topotypen von BRONN, 1850, übereinstimmen.
- 37) - 5,50 m (10 cm) Rotvioletter, untergeordnet grüner Schluffstein in unregelmäßiger Wechsellagerung und Verzahnung (Entschichtungsmerkmale), mit feinkristallinem Dolomit in Linsen; unten scharf gegen Nr. 38 abgesetzt
- 38) - 5,60 m (10 cm) Dunkelgrauer feinschichtiger Tonstein mit Linsen und Lagen von feinkristallinem Dolomit
- 39) - 5,64 m (4 cm) Rotbrauner schluffreicher Dolomit mit einzelnen Linsen und Lagen von feinkristallinem weißlich-grauem Dolomit
- 40) - 5,70 m (6 cm) Millimeter-rhythmische Feinabfolge von rotvioletten, tiefer grünen Tonsteinen unterschiedlicher Hell-Dunkel-Tönung, mit zahlreichen Feinlagen von gelblichem kristallinem Dolomit; unten scharf gegen Nr. 41 abgesetzt
- 41) - 6,55 m (75 cm) Millimeter-rhythmische Feinabfolge von dunkelgrünem Tonstein und grauschwarzem Schluffstein, unter Zwischenschaltung von teilweise hauchdünnen feinkristallinen weißen Dolomitlagen in unregelmäßigen Abständen (Millimeter bis Zentimeter); ganz unten als Basis eine 3 mm dicke kristalline Dolomitlage. -- Vereinzelt schlecht erhaltene Conchostracen
- 42) - 6,59 m (4 cm) Harter grüner kristalliner Dolomit
- 43) - 6,85 m (26 cm) Grüner dolomitischer Tonstein (Kernverlust); Durchtrümerung mit kristallinem Dolomit
- 44) - 7,05 m (20 cm) Grüner feinkristalliner Dolomit bis dolomitischer Schluffstein; nach unten scharf gegen Nr. 45 abgesetzt
- 45) - 7,20 m (15 cm) Rotbrauner, grünfleckiger, rauh-brechender dolomitischer Schluffstein bis Dolomit, von mineralisierten Klüften durchtrümert (kristalliner Dolomit von faseriger Struktur) (im Liegenden Kernverluste)

Nr. 46) - 8,40 m (120 cm) Überwiegend harter, raubbrechender, dolomitischer Schluffstein, teilweise mit dünnen, hellgrauen, feinkristallinen Dolomitlagen; eingeschaltet einzelne tonreichere Partien. Zwischen Bohrmeter 7,80 und 7,90 eine Rotzone in unregelmäßig-fleckiger Ausbildung (im Liegenden Kernverluste)

47) - 8,90 m (50 cm) Rotbrauner und grüner Schluffstein in lateraler Verzahnung (größere Kernverluste)

- 9,00 m : Endteufe der Bohrung

Liegendes: Nicht aufgeschlossen

Anhang 2

Nach Fertigstellung der Arbeit konnte Conchostracenmaterial eingesehen werden, das von Prof. Dr. J. BOY, bzw. unter seiner Leitung aufgesammelt wurde. Für die Einsichtnahme dieses Materials sind wir Herrn Prof. Dr. J. BOY sehr dankbar.

Durch den nun möglichen direkten Vergleich der Conchostracenfaunen konnte unsere Einstufung der "Estherien"-Schichten von Sulzbach in die mittlere Nahe-Gruppe vollauf bestätigt werden.

In den oberen Odernheimer Schichten (Lebach-Gruppe) dominiert *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899). Meist treten nur Jugendformen auf, doch sind auch adulte Formen anzutreffen. Daneben kommt ganz vereinzelt *Limnesteria muensteriana* (JONES & WOODWARD, 1893) = *Euestheria autumnensis* RAYMOND, 1946 = *Cyzicus (Lioestheria)* sp. P. BOY, 1976 vor, bei der es sich schon um hoch entwickelte Formen handelt, die zu *Limnesteria* n. sp. aus der unteren Oberhof-Formation überleiten. Diese Fauna ist ganz entschieden älter als jene aus dem stratum typicum von *Megasitum tenellum*. Erst die erheblich höher entwickelte und jüngere *Lioestheria oboraensis* HOLUB & KOZUR oder eine nahe verwandte Form ist die Vorläuferform von *Megasitum tenellum* (BRONN) aus den "Estherien"-Schiefern. Damit kann definitiv ausgeschlossen werden, daß *Megasitum tenellum* in Sulzbach aus einem stratum typicum stammt, das ein zeitliches Äquivalent der Lebach-Gruppe ist, wie das bisher immer angenommen wurde.

Aus Sobernheim (Untere Wadern-Formation) liegen schlecht erhaltene Conchostracen vor, die als Übergangsformen zwischen *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) emend. HOLUB & KOZUR und *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA, 1968) gedeutet werden können. Da in Sulzbach mit *Pseudestheria fritschi* n. sp. bereits die Nachläuferform von *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA) oder direkt der Formen aus Sobernheim vorkommt, müssen die "Estherien"-Schiefer auch jünger als die untere Wadern-Formation von Sobernheim sein.

Abbildungserläuterungen

- Abb. 1: Der Aufschluß in den "Estherien"-Schiefern des Oberrotliegenden von Sulzbach bei Gaggenau/Murg. (Die Ziffern entsprechen den Nummern des Schichtenverzeichnisses, s. Anhang 1 und Abb. 7).
- Abb. 2-5: *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp., Variabilität im Umriß und in der Form sowie Größe des freien Wirbelbereichs, Abb. 2 : ca. 10 x, Abb. 3, 4 : ca. 11 x, Abb. 5 : ca. 16 x
- Abb. 6: *Protolimnadia calcarea* (FRITSCH, 1901) emend. HOLUB & KOZUR, Topotypus, Aufschluß an der Straße Police-Broumov, Hejtmánkovice-Kalk der Martinkovice-Formation (Broumov-Gruppe), Slgs.-Nr. HoKo 1981 III-1, SEM-Aufnahme, V = 100 x, auch bei 100-facher Vergrößerung zeigen die Schalenoberfläche (auf der Abbildung in den Randbereichen erhalten) und der Steinkern (im Zentralbereich) sowohl auf den Anwachsstreifen als auch auf dem freien Wirbelbereich keine Skulptur.
- Abb. 7: Aufschluß- und Bohrprofil im Oberrotliegenden am Westrand von Sulzbach an der alten Straße nach Ottenau

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1-4: *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA, 1968), Tambacher Sandstein der Tambach-Formation, Bromacker bei Tambach, Thüringer Wald, V = 20 x, Slgs.-Nr. KoSi 1981 I-3
- Fig. 5: Arthropodenrest, vielleicht *Uronectes*. Sicher identisch mit jenen Formen, die BRONN, 1850, als *Camponyx fimbriatus* JORDAN aus dem stratum typicum von *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850) bestimmte. Anschnitt an der alten Straße von Ottenau nach Sulzbach, "Estherien"-Schiefer des Oberrotliegenden, Schicht 9, V = 16,5 x.

TAFEL 2

- Fig. 1,2: *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850), zwei der schlecht erhaltenen Syntypen aus dem Material JONES, 1862, das vom locus typicus und stratum typicum in Sulzbach stammt. British Museum (Nat.Hist.), No. 44337. Deutlich sind nur der lange, gerade Dorsalrand, sein deutliches Absetzen gegen den Vorder- und Hinterrand, der oben abgeschrägte Hinterrand, der sehr große freie Wirbelbereich und die breiten Anwachsstreifen zu erkennen. V = 22 x (Fig. 1) bzw. 28 x (Fig. 2).
- Fig. 3: *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850), Topotypus, Bhrg. Sulzbach, Schicht Nr. 36, Slgs.-Nr. KoSi 1981 I-6, V = 26 x. Die große Aufragung auf dem freien Wirbelbereich ist oben etwas umgebogen, wodurch Anklänge an *Curvacornutus* TASCH entstehen.

TAFEL 3

- Fig. 1-4: *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850), Bhrg. Sulzbach, "Estherien"-Schiefer, Slgs.-Nr. KoSi 1980 I-6, V = 26 x (Fig. 1-3) bzw. 21 x (Fig. 4); das auf Fig.1 und 2, (Schicht 35) abge-

bildete Exemplar (Positiv- und Negativabdruck) wurde dicht über dem stratum typicum entnommen. Das auf Fig. 4 (Schicht 36) abgebildete Exemplar hat einen gedrungenen Umriß, einen kleineren freien Wirbelbereich und etwas mehr Anwachsstreifen, die Aufragung auf der freien Wirbelfläche ist jedoch ebenfalls groß. Es könnte sich um Sexualdimorphismus handeln. Fig. 3: (Schicht 36). Alle Exemplare sind mit dem Vorderrand nach oben orientiert.

TAFEL 4

Fig. 1, 2:

Megasitum tenellum (BRONN, 1850), Bhrg. Sulzbach, "Estherien"-Schiefer, Slgs.-Nr. KoSi 1981 I-6; Fig. 1: (Schicht 36, Tonsteine zwischen 4,60 m und 4,65 m), V = 21 x; Fig. 2: (Schicht 36), Topotypus, gedrungenes Exemplar wie auf Taf. 3, Fig. 4, V = 26 x.

Fig. 3:

Übergangsform zwischen *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA, 1968) und *Pseudestheria fritschi* n. sp., Bhrg. Sulzbach.

TAFEL 5

Fig. 1-4:

Pseudestheria fritschi n.sp., Bhrg. Sulzbach, "Estherien"-Schiefer, Fig. 1-3: (Schicht 32), Fig. 4: (Schicht 36), Fig. 1, 2: Holotypus (Positiv- und Negativabdruck), Slgs.-Nr. KoSi 1981, I-4, V = 21 x; Fig. 3, 4: Slgs.-Nr. KoSi 1981, I-5, V = 26 x (Fig. 3) bzw. 21 x (Fig. 4). Alle Exemplare wurden so orientiert, daß jeweils der Dorsalrand außen, der Vorder- rand oben liegt.

TAFEL 6

Fig. 1-4:

Protolimnadia ? sulzbachensis n. sp. Anschnitt an der alten Straße von Ottenau nach Sulzbach, "Estherien"-Schiefer, Fig. 1: Holotypus, (Schicht 10), Slgs.-Nr. KoSi 1981, I-1, V = 15,5 x; Fig. 2, 3: (Schicht 10), Slgs.-Nr. KoSi 1981, I-1a, V = 15,5 x (Fig. 2) bzw. 14 x (Fig. 3); Fig. 4: (Schicht 9), Slgs.-Nr. KoSi 1981, I-1b, V = 22 x. Alle Exemplare sind so orientiert, daß sich der Vorderrand oben befindet.

TAFEL 7

Fig. 1:

Protolimnadia ? sulzbachensis n.sp. mit Anklängen an *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850). Auf dem freien Wirbelbereich ist vorn noch eine sehr schwache, undeutliche, große Aufbeulung vorhanden, die durch sehr flache Beleuchtung sichtbar gemacht wurde. Anschnitt an der alten Straße von Ottenau nach Sulzbach, "Estherien"-Schiefer, (Schicht 10), Slgs.-Nr. KoSi 1981, I-1a, V = 22 x

Fig. 2:

Protolimnadia ? sulzbachensis n. sp. mit Anklängen an *Protolimnadia calcarea* (FRITSCH, 1901) emend. HOLUB & KOZUR; Hinterrand (rechts im Bild) schon mehr symmetrisch gerundet, Zahl der Anwachsstreifen erhöht, freie Wirbelfläche im Verhältnis zur Gesamtgröße kleiner als bei typischen Exemplaren von *Protolimnadia ? sulzbachensis* n. sp. Anschnitt an der alten Straße von Ottenau nach Sulzbach, "Estherien"-Schiefer, (Schicht 9), Slgs.-Nr. KoSi 1981, I-1b, V = 20 x.

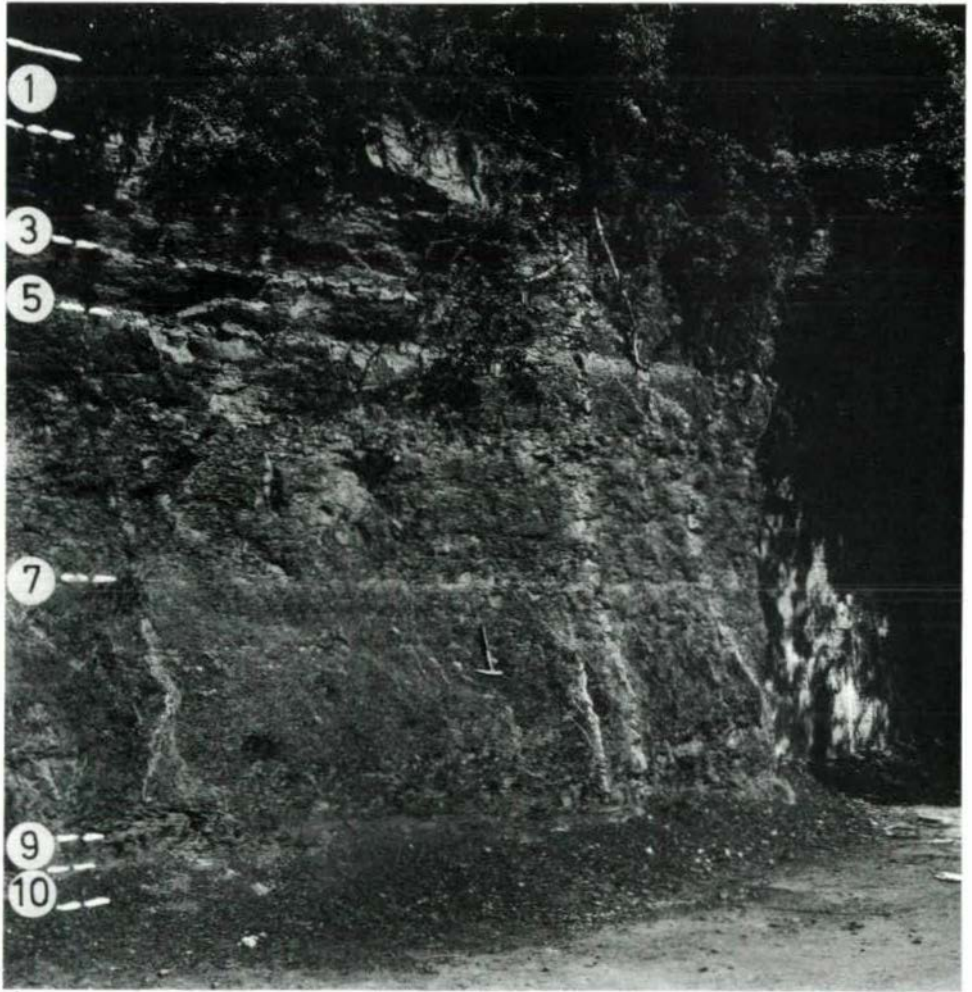


Abb. 1

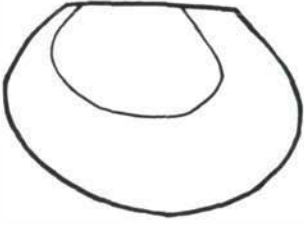


Abb. 2

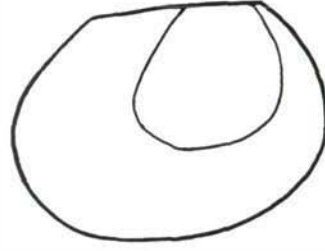


Abb. 3

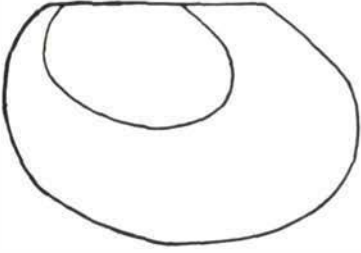


Abb. 4

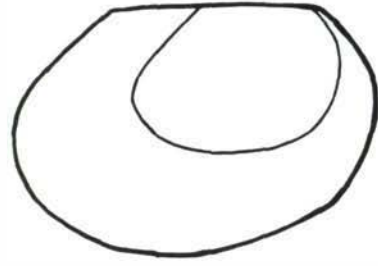


Abb. 5



Abb. 6

TAFEL 8

Fig. 1-3:

Protolimnadia calcarea (FRITSCH, 1901) emend. HOLUB & KOZUR, Topotypen, Aufschluß an der Straße Police-Broumov, ČSSR, Hejtmánkovice-Kalk der Martinkovice-Formation (Broumov-Gruppe), Slgs.-Nr. HK 1981, III-1 (UUG, Praha), Fig. 1: V = 20 x, Fig. 2: SEM-Aufnahme (MÁFI Budapest) eines anderen Exemplars, gekippt, mit Schließmuskelnarben (Pfeil), V = 36 x; Fig. 3: Schließmuskelfeld stärker vergrößert, V = 72 x.

Wenn nicht anders angegeben, wird das Material in der geologischen Sammlung des Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, aufbewahrt.

Nachtrag

Bei KOZUR (in: BARTHEL, M. & KOZUR, H.: Ein *Callipteris*-Vorkommen im Thüringer Wald.- Freiburger Forsch.-H., C 363, S. 27-41, Leipzig 1981) war *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850) irrtümlich mit "*Estheria*" *paupera* FRITSCH, 1901 = "*Estheria*" (*Lioestheria*) *lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, gleichgesetzt worden. Dafür gab es folgende Gründe: (1) Es war nicht bekannt, daß die einzige bisher vorliegende Abbildung von *M. tenellum* (JONES, 1862, Taf. 5, Fig. 6) eine aus mehreren Syntypen kombinierte stark stilisierte Zeichnung ist, die in wesentlichen Details von der Wirklichkeit abweicht. Nach dieser Zeichnung und der Beschreibung bei JONES, 1862, war keine definitive Trennung von *L. paupera* und anderen *Lioestheria*-Arten möglich. (2) Die Zeichnung von "*E.*" *tenella* aus sicher karbonischen Ablagerungen von Lancashire (JONES, 1862, Taf. 4, Fig. 5) ist nicht von der Zeichnung der Syntypen zu unterscheiden, während andere, ebenfalls zu "*E.*" *tenella* gestellte Formen deutlich von der Zeichnung der Sulzbacher Syntypen abwichen. Damit lag der Schluß nahe, daß es sich auch bei den Formen aus Sulzbach um eine *Lioestheria* aus dem Stefan D bis basalen Rotliegenden handelt, wo nur *L. paupera* auftritt. Diese Mitteilung wurde durch eine persönliche Mitteilung von Dr. V. HOLUB, Praha, bestärkt, daß dunkle Ton- und Schluffsteine in der Senke von Baden-Baden nur im Stefan und tiefsten Rotliegenden vorkommen. (3) Der wirkliche taxonomische Umfang von *M. tenellum* war bisher völlig unbekannt, da alle bisher unter "*E.*" *tenella* abgebildeten Formen (außer JONES, 1862, Taf. 5, Fig. 6) nicht zu dieser Art gehören.

Die definitive Klärung des wirklichen Umfangs von *M. tenellum* in der vorliegenden Arbeit zeigte, daß zwar Ähnlichkeiten mit mehreren *Lioestheria*-Arten des Rotliegenden bestehen, jedoch keinerlei artliche und höchstwahrscheinlich auch keine gattungsmäßigen Übereinstimmungen zu erkennen sind. Die hier aufgezeigte Problematik wurde im Text nicht berührt, da die entsprechenden Passagen in der Arbeit BARTHEL & KOZUR, 1981, nur versehentlich nicht korrigiert werden konnten.

Tafel I



3

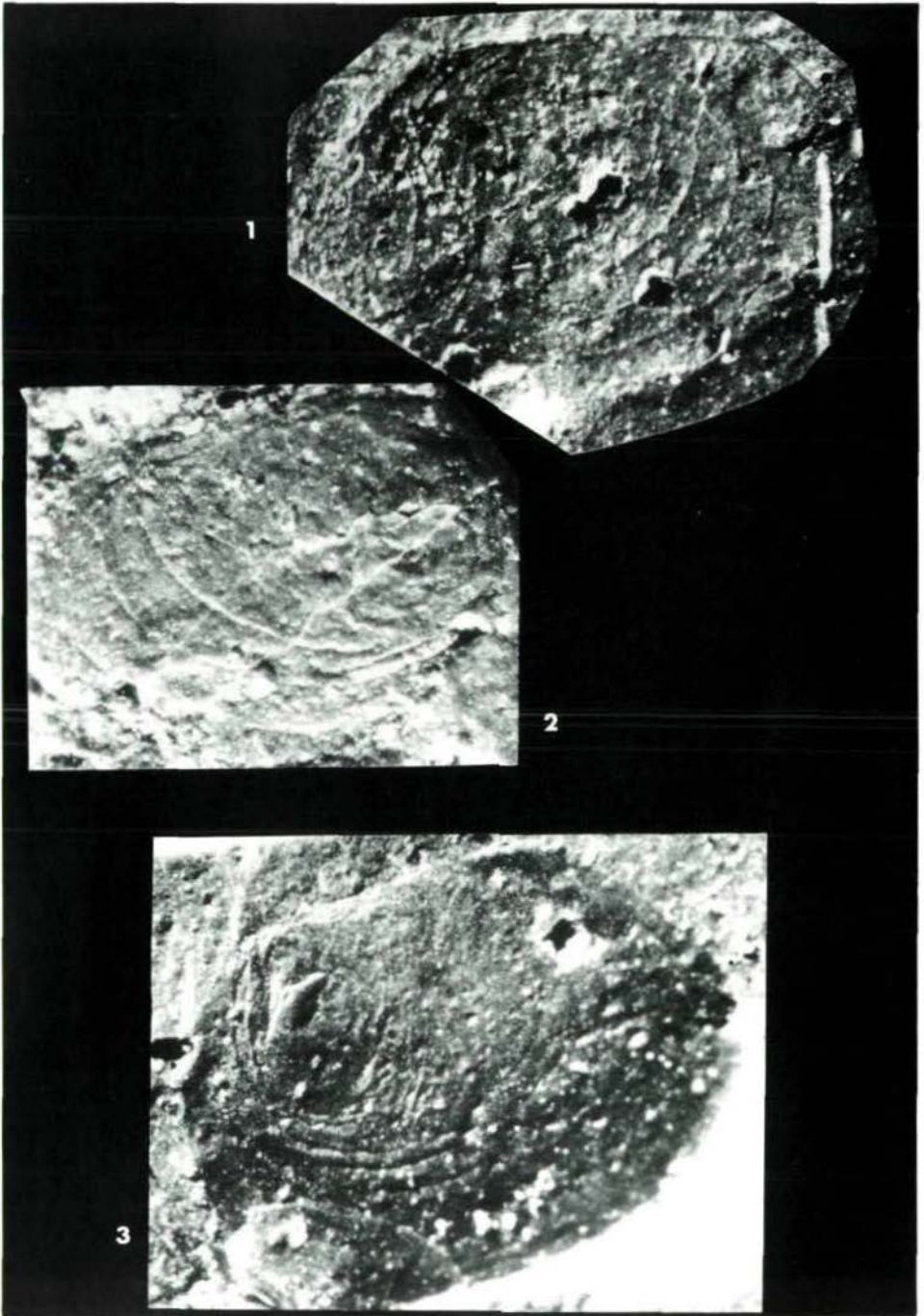


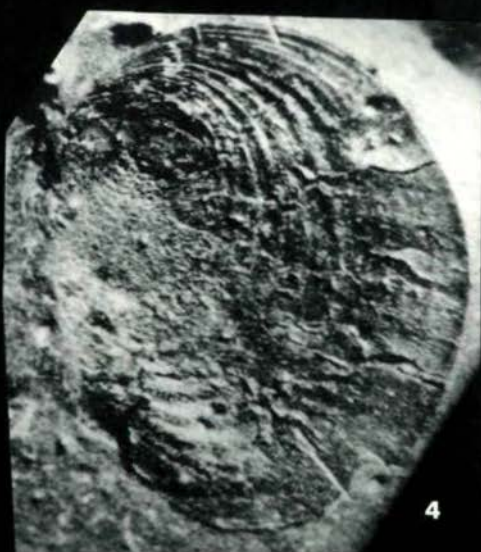
4



5

Tafel II

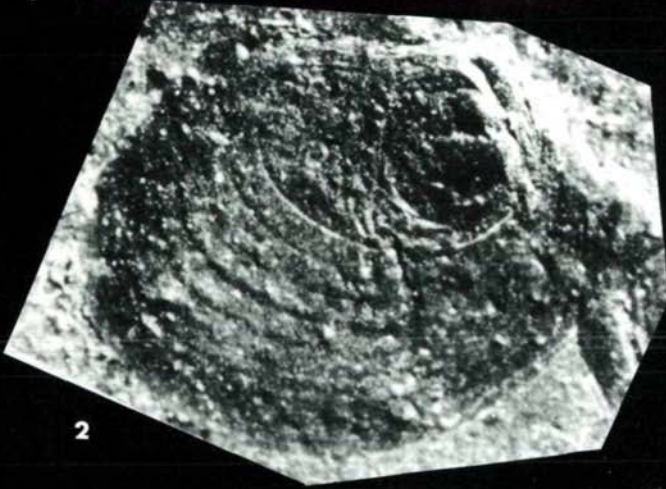




Tafel IV



1



2



3

Tafel V



1



2



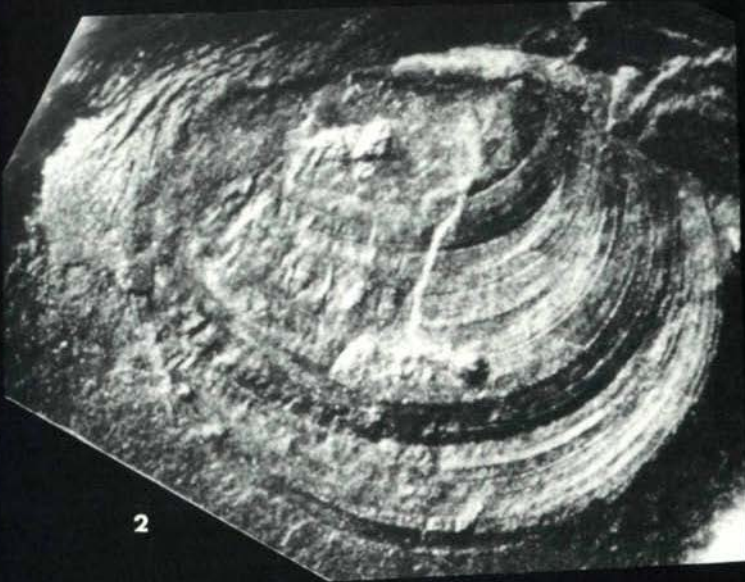
3



4



Tafel VII



Tafel VIII



1

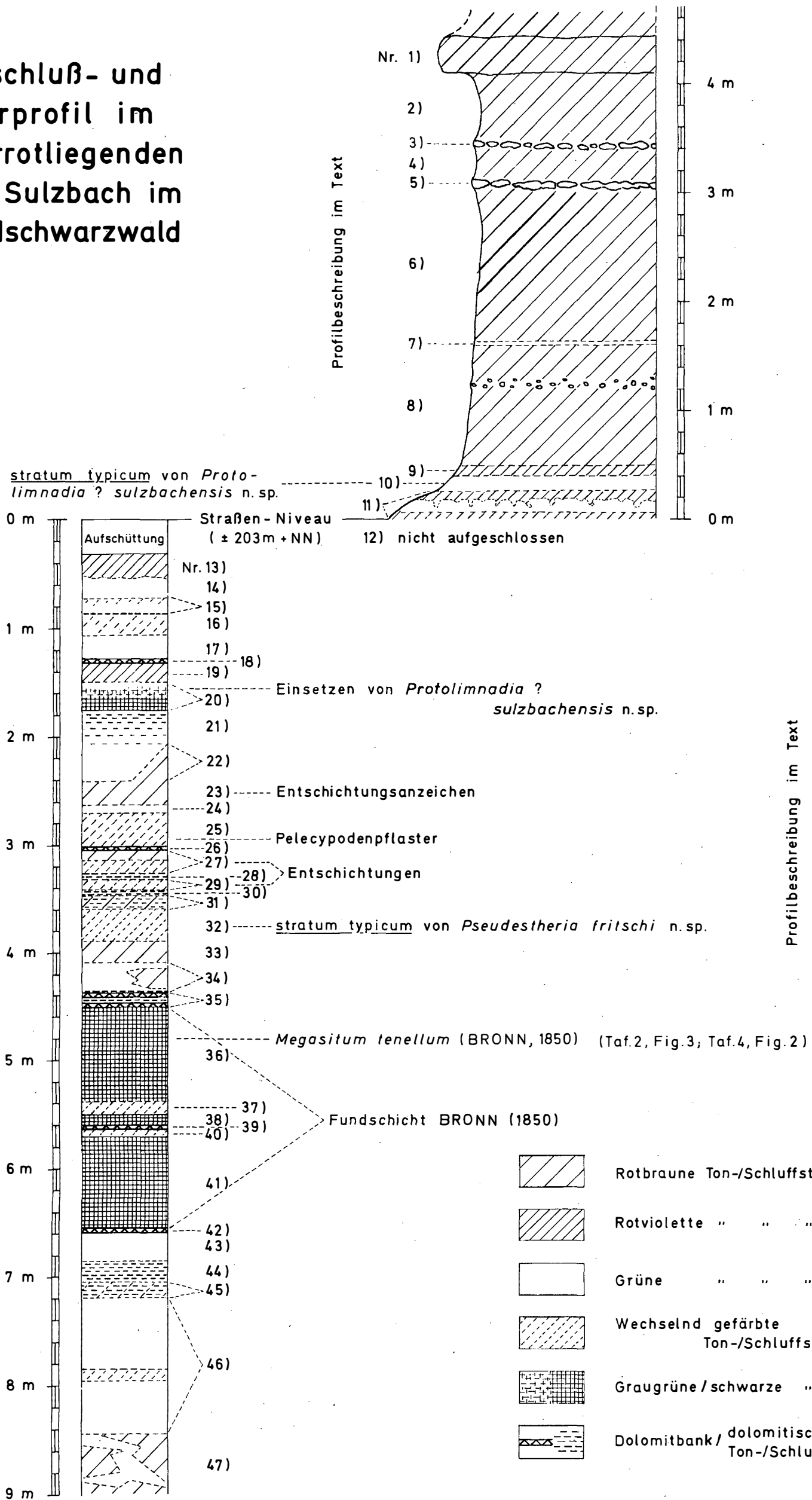


2



3

Aufschluß- und Bohrprofil im Oberrotliegenden von Sulzbach im Nordschwarzwald



Profilbeschreibung im Text

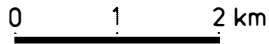
Profilbeschreibung im Text

Liegendes nicht aufgeschlossen

Der Ausstrich des Oberrotliegenden in der nordöstlichen Baden-Badener Senke

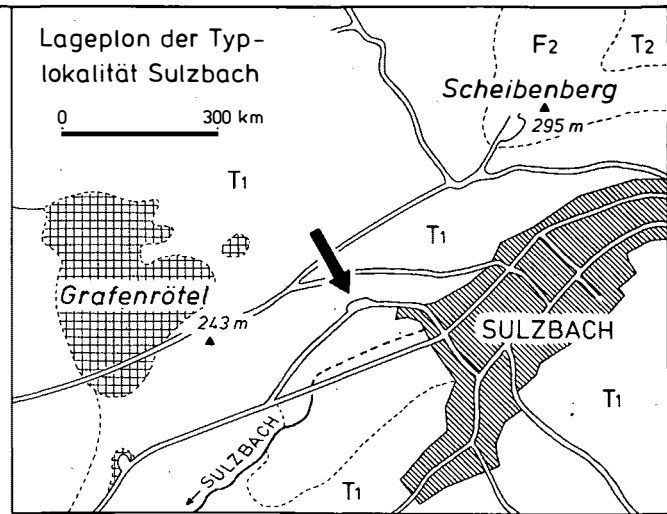
Nach E. SITTIG (1974), unpublizierten Aufnahmen und den amtlichen geologischen Spezialkarten (Bl. 7116/Malsch, 7215 Baden, 7216 Gernsbach)

entworfen von E. SITTIG (1981)

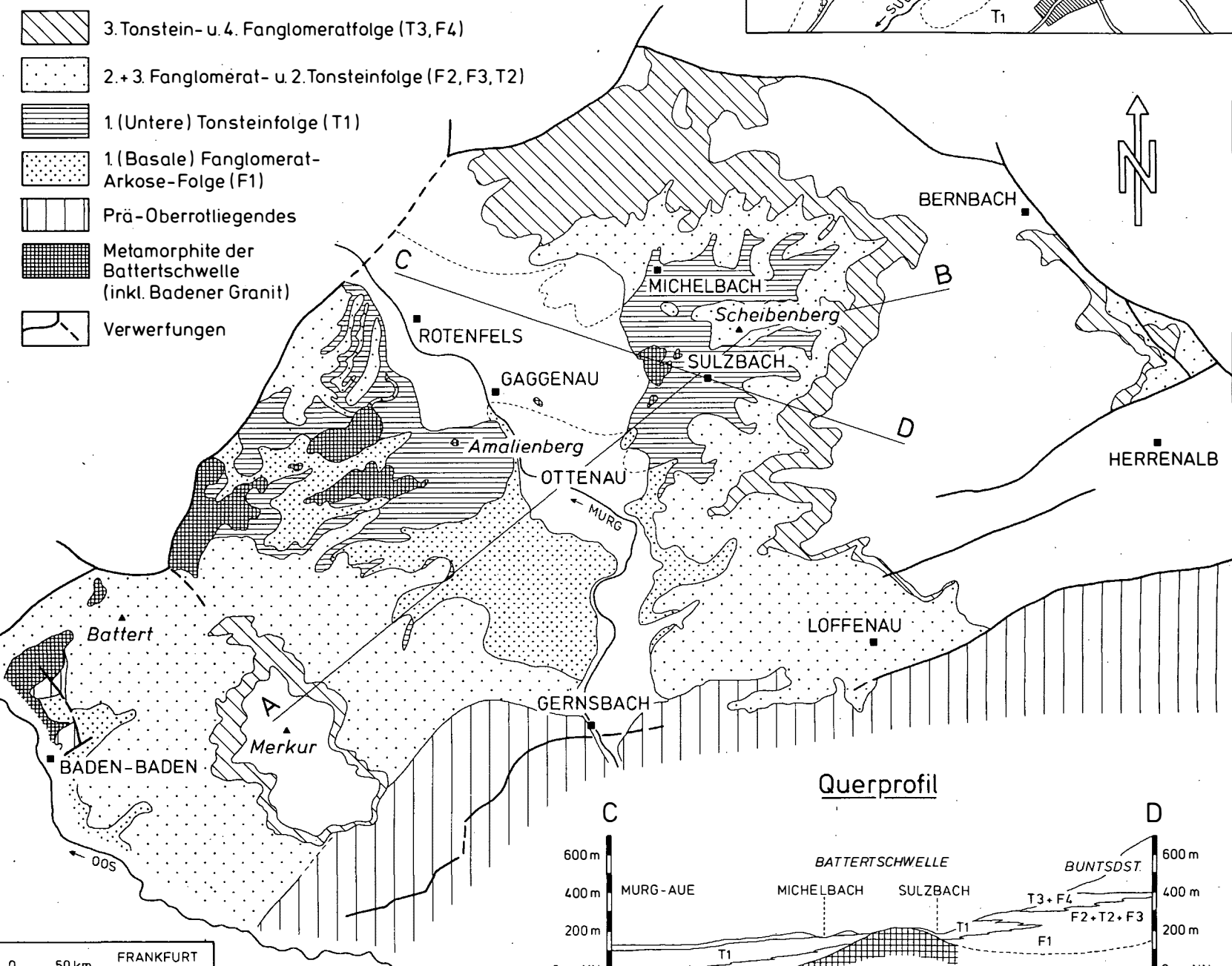


Lageplan der Typlokalität Sulzbach

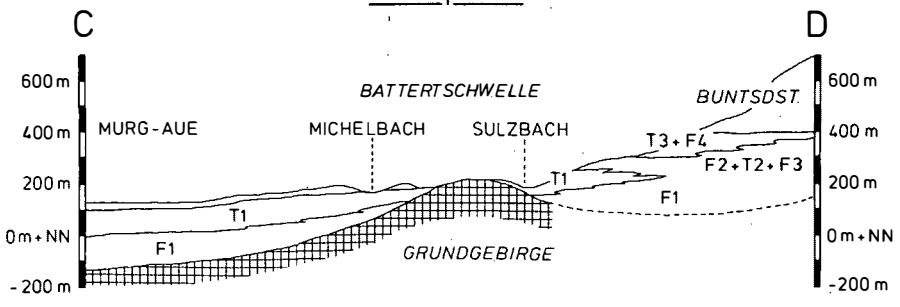
0 300 km



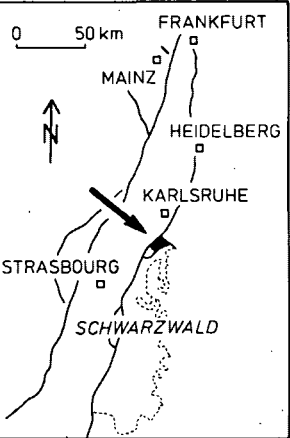
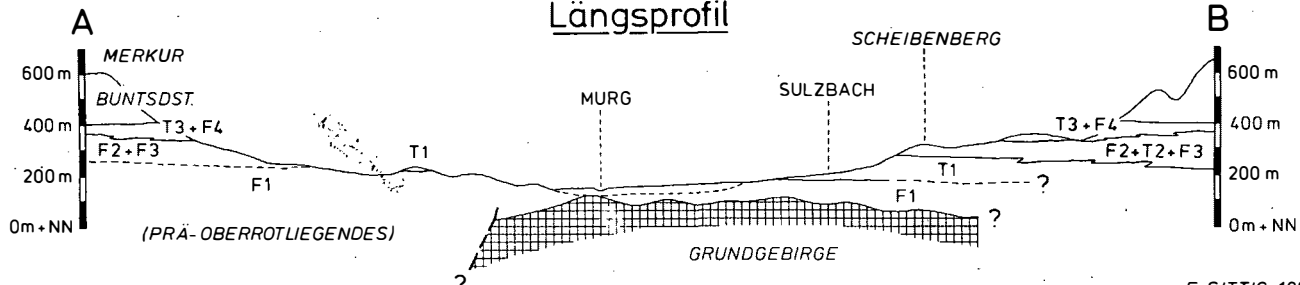
- Postperm (Trias, Jura, Tertiär, Quartär)
- 3. Tonstein- u. 4. Fanglomeratfolge (T3, F4)
- 2.+3. Fanglomerat- u. 2. Tonsteinfohle (F2, F3, T2)
- 1. (Untere) Tonsteinfohle (T1)
- 1. (Basale) Fanglomerat-Arkose-Folge (F1)
- Prä-Oberrotliegendes
- Metamorphite der Battertschwelle (inkl. Badener Granit)
- Verwerfungen



Querprofil



Längsprofil



Revision einiger Conchostracen-Faunen des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Conchostracen des Rotliegenden *)

von V. Holub & H. Kozur *)



Zusammenfassung

Die Conchostracen-Fauna des europäischen Rotliegenden wurde revidiert. Die Holotypen und das Topotypenmaterial der wichtigsten Arten konnten untersucht werden. Die Typusart von *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, *Estheria paupera* FRITSCH, 1901 = *Estheria (Lioestheria) lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, und alle anderen Conchostracen, die FRITSCH, 1901, aus der Rotliegendfazies Böhmens beschrieb, wurden revidiert. Nach diesen Emendationen und den Emendationen der Gattung *Lioestheria* durch KOZUR, MARTENS & PACAUD (in Druck) und von "*Estheria*" *tenella* (BRONN, 1850) durch KOZUR & SITTIG (1981, in Druck) ist nun eine Basis für die bio-

*)

Diese Arbeit ist ein Beitrag der mikropaläontologischen Arbeitsgruppe der IUGS-Subkommission für Permstratigraphie

*) Anschriften der Verfasser: RNDr. Vlastimil Holub Csc., ÚÚG., Praha, 11821 Praha 1, Malonstranké nám. CSSR
Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion ut 14, H-1143 Budapest (Hungary)

stratigraphische Zonierung des kontinentalen obersten Karbon und Perm (Rotliegendfazies) mit Hilfe von Conchostracans vorhanden. 8 Conchostracanzonen und Assemblage-Zonen konnten im kontinentalen Rotliegenden Europas ausgeschieden werden.

Summary

The Conchostracan fauna of the European Rotliegend has been revised. The holotypes and topotype material of the most important species could be studied. The type species of *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, *Estheria paupera* FRITSCH, 1901 = *Estheria (Lioestheria) lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, and all other Conchostracans described by FRITSCH, 1901, from the Rotliegend facies of Bohemia have been revised. After these emendations and the emendation of the genus *Lioestheria* by KOZUR; MARTENS & PACAUD (in press) and the emendation of "*Estheria*" *tenella* (BRONN, 1850) by KOZUR & SITTIG (1981, in press) now a basis for biostratigraphic zonation of the continental uppermost Carboniferous and Permian (Rotliegend facies) by the aid of Conchostraca is present. 8 Conchostracan zones and assemblage zones could be established in the continental Rotliegend of Europe.

1. Einleitung

Die vorliegende und 3 weitere Arbeiten:

HOLUB & KOZUR (2): "Arthropodenfährten aus dem Rotliegenden der ČSSR",
HOLUB & KOZUR (3): "Revision einiger Tetrapodenfährten des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Tetrapodenfährten" und HOLUB & KOZUR (4): "Korrelation des Rotliegenden Europas" sind die Fortsetzung der im Band 9 (10) dieser Zeitschrift erschienenen Arbeit KOZUR, H.: Die Korrelation des Rotliegenden und Zechsteins von Mittel- und Westeuropa mit der marinen Standardgliederung. Das Literaturverzeichnis zu allen 4 Arbeiten von HOLUB & KOZUR folgt im 4. Teil.

Die bisherigen Gliederungen im Rotliegenden beruhten fast ausschließlich auf lithostratigraphischen Kriterien; erste paläomagnetische Alterseinstufungen und Korrelationen sind für das kontinentale Rotliegende erfolgversprechend (DACHROTH, 1976, LUTZNER & MENNING in VOZÁR & VOZÁROVÁ, 1980).

Bei HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a,b, 1975, und HAUBOLD, 1980, wurde der Versuch einer biostratigraphischen Gliederung mit Hilfe von Tetrapodenfährten unternommen. Dabei unterliefen allerdings einige methodische Fehler, die dazu führten, daß die "biostratigraphischen" Korrelationen nach HAUBOLD & KATZUNG im allgemeinen die lithostratigraphischen Korrelationen, in die bestimmte zeitbezogene Faktoren wie zunehmende Aridisierung während des Perm und damit verbundene lithologische Änderungen, Vulkanitmaxima, Überlagerung des kontinentalen Rotliegenden durch marinen Zechstein etc. einfließen, nicht verbesserten. Auf diese Probleme wird in einer anderen Publikation eingegangen. Hier sei nur soviel bemerkt, daß sowohl die "biostratigraphische" Abgrenzung von Autunian und Saxonian bei HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, als auch die biostratigraphische "Stufengliederung" des Rotliegenden bei HAUBOLD, 1980, jeweils lithostratigraphische Abgrenzungen bzw. Gliederung sind, da diese "biostratigraphischen" Einheiten definitionsgemäß (zuletzt HAUBOLD, 1980, vgl. dazu Stellungnahmen bei KOZUR, 1980 a, 1981) mit

den Grenzen der lithostratigraphischen Einheiten abgegrenzt wurden, in denen die betreffenden Fossilien enthalten sind. Die genaue Aufführung des Fossilinhalts lithostratigraphischer Einheiten innerhalb lithostratigraphischer Grenzen ist aber ein Teil der Lithostratigraphie und Grundlage der wichtigen biofaziellen Analyse (z.B. mikrofazielle Untersuchungen an Karbonaten der Trias). Die Biostratigraphie beruht dagegen auf der evolutiv (nicht faziell) bedingten Abfolge der Fossilien.

Als Vorstufe biostratigraphischer Untergliederungen, aber noch nicht als solche selbst, wurden von KOZUR, 1980 a, b, im Rotliegenden Europas verschiedene Fossilassoziationen ausgeschieden, deren zeitliche Aufeinanderfolge teils gesichert (durch evolutive Veränderung der Faunen und Floren), teils dagegen völlig offen ist (vgl. Anhang zu KOZUR, 1980 b). Vor allem im höheren Rotliegenden existieren mehrere Fossilassoziationen, von denen bisher nicht klar war, ob sie einander zeitlich vertreten bzw. welches die jüngere und welches die ältere Assoziation ist. Dazu gehören u.a. die Fossilassoziationen der oberen Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham (Großbritannien), des Saxonien inférieur im Lodève-Becken (Frankreich), der Nahe-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes, der Eisenach-Formation des nordwestlichen Thüringer Waldes, der Rotterode- und Tambach-Formation des Thüringer Waldes, der Hornburg-Formation des SE-Harzrandes, der Martinkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens (ČSSR) und der Prosečnè-Formation des Podkrkonoši-Beckens (ČSSR).

Unsere hier und in den folgenden Arbeiten (HOLUB & KOZUR, dieser Band, in Druck) dargelegten Ergebnisse konzentrieren sich vor allem auf diesen stratigraphischen Bereich. Bei den Conchostracen und Tetrapodenführten wurden wegen der notwendigen taxonomischen Revisionen aber auch stratigraphisch tiefere Horizonte des Rotliegenden bearbeitet.

In der vorliegenden Arbeit werden verschiedene Conchostracen-Faunen taxonomisch revidiert und erstmalig eine biostratigraphische Gliederung des Rotliegenden nach Conchostracen vorgenommen.

An dieser Stelle möchten wir den Herren Prof. Dr. J. BOY, Mainz, Prof. Dr. R. FEYS, Paris, Prof. Dr. S.F. MORRIS, London, Dr. E.V. MOVŠOVIČ, Rostov am Don, Dr. H.J. OERTLI, Pau, Dr. G. PACAUD, Autun, Prof. Dr. E. SITTIG, Karlsruhe, für die Übersendung von Material, einschließlich des Typusmaterials von *Posidonomya tenella* BRONN, 1850, *Estheria (Lioestheria) lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, *Estheria autunensis* RAYMOND, 1946, und Neuaufsammlungen aus dem Saar-Nahe-Gebiet sowie für die Leitung von Exkursionen; wertvolle Diskussionen und Übersendung schwer zugänglicher Literatur recht herzlich danken.

Sehr verbunden sind wir auch den Kollegen des Nationalmuseums in Praha für die Einsichtnahme der Originale zu FRITSCH, 1901, und den Kollegen des Museums in Nová Paka für die Einsichtnahme wichtiger Sammlungsmaterialien. Herrn Dr. R. TÁSLER aus dem ÚÚG Praha danken wir herzlich für die Begleitung in die wichtigsten Lokalitäten in NE-Böhmen, für die Hilfe bei den Geländearbeiten und für wertvolle Diskussionen.

Besonderer Dank gilt auch J. FULÖP, Budapest und Prof. Dr. K. BALOGH für die großzügige Hilfe bei allen paläontologischen und biostratigraphischen Forschungen im Paläozoikum. Für die Anfertigung der SEM-Aufnahmen danken wir dem MÁFI, Budapest sowie Frau V. TAKÁCS und Fr. I. LAKY, Budapest.

2. Die Bedeutung der Conchostracen für die stratigraphische Gliederung und Korrelation der kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbon und Perm Europas

In der kontinentalen Untertrias des germanischen Beckens bilden die Conchostracen nach den Untersuchungen bei KOZUR & SEIDEL (in Druck) die bei weitem häufigsten und biostratigraphisch geeignetsten Fossilien. Von der Basis des Buntsandsteins bis zur Hardeggen-Formation konnten bei KOZUR & SEIDEL 10 leicht erkennbare Conchostracen-Zonen bzw. Assemblage-Zonen ausgeschieden werden. Wie die Untersuchungen von MOLIN und NOVOŽILOV (u.a. MOLIN & NOVOŽILOV, 1965, NOVOŽILOV, 1970) zeigten, gilt Ähnliches auch für das Oberperm und die Untertrias der Russischen Plattform.

Es lag daher nahe, auch im Rotliegenden die biostratigraphische Bedeutung der Conchostracen zu untersuchen. Dabei wurde festgestellt, daß den Conchostracen hier potentiell die gleiche biostratigraphische Bedeutung zukommt wie in der Untertrias, wenn auch nicht so leicht bestimmbare und sehr kurzlebige Formen wie die *Estheriella*-Arten vorhanden sind, die es aber auch nur in einem bestimmten Abschnitt des Buntsandsteins gibt.

In allen lithostratigraphischen Einheiten des Rotliegenden von seiner Basis bis zum höheren Oberrotliegenden sowie in kontinentalen Äquivalenten des Zechsteins konnten reichlich Conchostracen nachgewiesen werden. Wenn sie oftmals auch nicht so häufig und vor allem nicht so kontinuierlich verbreitet sind wie in der Untertrias, so ist von ihrer Verbreitung und Erhaltung her bei sorgfältigen Neuaufsammlungen die Gewähr ausreichender Fossilführung als Grundlage biostratigraphischer Untergliederung gegeben.

Erschwerend wirken sich bei der biostratigraphischen Auswertung der Conchostracen des Rotliegenden vor allem zwei Umstände aus:

(1) Da es im Rotliegenden kaum kontinuierliche Profile mit dominierend Ton- und Schluffsteinen gibt, die einen größeren Zeitabschnitt repräsentieren, kann man nur in wenigen Fällen in einem Aufschluß oder einem zusammengesetzten Profil einer Lokalität die Entstehung einer Art aus einer anderen Art belegen. Aus diesem Grunde ist es derzeit noch nicht möglich, alle Conchostracen-Arten des Rotliegenden in phylomorphogenetische Reihen einzubinden. Die Abgrenzung der in vorliegender Arbeit aufgestellten Biozonen ist damit noch nicht in jedem Fall sicher und es können bei einigen Zonen Überschneidungen auftreten. Auch Fehlkorrelationen gewisser Horizonte lassen sich beim heutigen Kenntnisstand noch immer nicht ausschließen.

(2) Bisher wurden fast alle Conchostracen des Rotliegenden zu "*Estheria tenella*" (BRONN, 1850) gestellt. Darunter verbergen sich verschiedene Gattungen und Arten. Ende vorigen und Anfang dieses Jahrhunderts wurde dies von Forschern wie JONES, WOODWARD, FRITSCH, DEPÉRET und MAZERAN durchaus erkannt und es wurden mehrere Arten aufgestellt, die aber von späteren Autoren entweder als Synonyma von "*Estheria tenella*" verworfen wurden oder völlig in Vergessenheit gerieten. Manche, durchaus wichtige Arbeiten über Conchostracen des Rotliegenden, wie jene von JONES & WOODWARD, 1893, wurden später fast nicht oder überhaupt nicht mehr zitiert.

Da von den meisten Conchostracen des Rotliegenden nur schematisierte Zeichnungen vorliegen, gestaltete sich die taxonomische Revision sehr zeitaufwendig und schwierig. Vordringlichste Aufgabe war daher nicht die Beschreibung neuer Arten, sondern die Revision der bisher aufgestellten Arten, ihre moderne Beschreibung und genaue Abgrenzung voneinander. Dies konnte meist nur anhand des Typusmaterials und durch Neuaufsammlungen aus dem

stratum typicum geschehen. Allein das Wiederfinden und z.T. das Neuaufschließen des stratum typicum einiger Arten war sehr zeitaufwendig und gelang nur in Zusammenarbeit mit mehreren Kollegen (u.a. Prof. Dr. S.F. MORRIS, London, Dr. G. PACAUD, Autun und Prof. Dr. E. SITTIG, Karlsruhe).

In erster Linie mußte das Typusmaterial von "*Estheria*" *tenella*, das Typusmaterial der von FRITSCH, 1901, aufgestellten Arten sowie das Typusmaterial der von DEPÉRET & MAZERAN, 1912, beschriebenen Formen untersucht werden. Die Ergebnisse der für die Erforschung der Conchostracen des Rotliegenden entscheidend wichtigen Revision von "*Estheria*" *tenella* und verwandter Formen wurden von KOZUR & SITTIG, 1981, (dieser Band), veröffentlicht. Die wichtigen stratigraphischen Resultate dieser Arbeit werden hier mit verwertet. Auch die Revision der im Rotliegenden dominierenden Gattung *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, die nicht nur für die Gattungsklassifikation der oberkarbonischen und permischen, sondern auch der mesozoischen Conchostracen bedeutsam ist, befindet sich in Druck (KOZUR; MARTENS & PACAUD).

In der vorliegenden Arbeit werden nun die von FRITSCH, 1901, aufgestellten Arten revidiert und eine neue Art beschrieben. Damit wurden nun die meisten der aus dem Rotliegenden schon bekannten Arten revidiert. Sofern das Typusmaterial nicht ausreichend erhalten war, um alle taxonomisch wichtigen Einzelheiten zu erkennen, wurde Topotypenmaterial aufgesammelt und zusätzlich untersucht. Die Typuslokalitäten der bei FRITSCH, 1901, beschriebenen Arten konnten (sofern vorhanden) alle wiedergefunden werden und, wo es nötig war, auch beprobt werden. Dies war insofern recht wichtig, da einige Arten nach dem z.T. schlecht erhaltenen Typusmaterial nicht ausreichend beschrieben werden konnten. Selbst der genaue Horizont, aus dem "*Estheria*" *calcareo* FRITSCH, 1901, stammt, konnte gefunden werden, obwohl diese Form aus Straßenschotter gewonnen wurde und daher der genaue locus typicus unbekannt ist.

Das Typusmaterial von *Posidonomya tenella* BRONN, 1850, ist recht schlecht erhalten und das durch einen Versuchsschacht auf Kohle Mitte vorigen Jahrhunderts aufgefahrene stratum typicum ist nicht mehr aufgeschlossen. Durch eine unter Leitung von Prof. Dr. E. SITTIG, Karlsruhe, von den Herren Dipl.-Geol. H. BAUMANN, cand.geol. V. BRÄUER und cand. geol. W. LERCH abgeteufte Aufschlußbohrung konnte das stratum typicum wieder aufgeschlossen werden und anhand des guten Materials *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850) bei KOZUR & SITTIG, 1981 (dieser Band), erstmalig unter modernen Gesichtspunkten beschrieben werden. Damit wurden mehr als 130 Jahre nach der Aufstellung jener Art, zu der bisher fast alle Conchostracen des Rotliegenden gestellt wurden, der Umfang und die taxonomische Stellung dieser Art geklärt. Außer den bei JONES, 1862, in einer kombinierten Zeichnung abgebildeten Syntypen (JONES, 1862, Taf. 5, Fig. 6) gehört keine der in den letzten 120 Jahren meist als "*Estheria*" (oder *Pseudestheria*) *tenella* bezeichneten Formen zu dieser Art!

Lediglich das Typusmaterial von *Estheria muensteriana* JONES & WOODWARD, 1893, *E. reinachii* JONES & WOODWARD, 1893, *E. geinitzii* JONES & WOODWARD, 1893 (einschließlich der als var. *grebeana* JONES & WOODWARD, 1893, bezeichneten Formen), und *E. extuberata* JONES & WOODWARD, 1899, konnte noch nicht aufgefunden werden. Nachforschungen nach seinem Verbleib sowie nach den exakten Typuslokalitäten und stratum typicum der genannten Arten sind im Gange. Da JONES & WOODWARD, 1893, 1899, ihr Conchostracenmaterial von A. von REINACH erhielten und A. von REINACH, 1892, die Conchostracen-führende Abfolge in der Wetterau beschrieb, lassen sich Fundpunkte und Altersstellung der bei JONES & WOODWARD, 1893, 1899, beschriebenen Arten ziemlich genau rekonstruieren. Damit konnte in einigen

Fällen sogar eine gesicherte Zuordnung der bei JONES & WOODWARD, 1893, 1899, beschriebenen Formen vorgenommen werden.

Estheria drummi GUTHÖRL, 1931, aus der Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes ist so schlecht erhalten, daß die Art bis zum Vorliegen von neuem, besser erhaltenem Material ein nomen dubium bleibt. Bei der ebenfalls sehr schlecht erhaltenen *Estheria obernaui* GUTHÖRL, 1931, die mit 16 mm sehr groß wird, ist nicht einmal die Conchostracen-Zugehörigkeit gesichert.

3. Fazielle Abhängigkeit der Conchostracen-Faunen des Rotliegenden

Schon rein erhaltungsbedingt lassen sich Conchostracen im Rotliegenden nur in Tonsteinen, Schluffsteinen, Feinsandsteinen sowie in Kalken nachweisen, wobei sie in den Feinsandsteinen schon recht schlecht erhalten und meist unbestimmbar sind. Die meisten Einzelheiten sind bei Schalenerhaltung in Tonsteinen zu erkennen, doch sind diese Exemplare meist mannigfaltig verdrückt, was die Bestimmung sehr erschwert und teilweise sogar unmöglich macht. Auch für die Erhaltung von Knoten und anderen Skulpturelementen auf dem freien Wirbelfeld sind Tonsteine häufig wenig geeignet. Dagegen kommen in Schluffsteinen häufig vollkörperlich erhaltenen Formen vor, bei denen allerdings Details der Schalenskulptur oftmals nicht zu erkennen sind. Die beste Erhaltung liegt häufig in Kalken vor, zumal wenn auch die Schalen erhalten sind. Dann können häufig auch bei vollkörperlicher Erhaltung feinste Strukturdetails, selbst die bisher bei fossilen Formen noch nicht nachgewiesenen Schließmuskelnarben beobachtet werden.

Die nicht erhaltungsbedingte faziesabhängige Verteilung der Conchostracen des Rotliegenden ist bei einzelnen Arten und Gattungen durchaus unterschiedlich. So sind die *Limnesteria*-Arten fast ausschließlich an schwarze, oft bituminöse Tonsteine gebunden. Mit dem letztmaligen verstärkten Auftreten solcher Sedimente im Rotliegenden in der Groupe du Boghead des Autun-Beckens, der Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes, der Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes und Ablagerungen ähnlichen Alters in anderen Becken erlischt die Gattung *Limnesteria* fast völlig.

Die Gattung *Lioesteria* und die hinsichtlich ihrer Faziesansprüche übereinstimmende Gattung *Pseudesteria* s. str. meiden dagegen im allgemeinen schwarze bituminöse Schiefer, wo sie nur im Grenzbereich gegen faziell andersartige Sedimente gelegentlich häufiger anzutreffen sind. Dafür finden sich diese Gattungen gleichermaßen in grauen, roten und grünen Ton-, Schluff- und Kalksteinen, z. T. auch in Feinsandsteinen. Sie bevorzugen dabei Sedimente, die in einem offensichtlich häufig kurzzeitig trockenfallenden Milieu abgelagert wurden. Als Folge davon starben die Populationen oftmals ab, bevor adulte Formen auftraten. Das erklärt die Tatsache, warum bei *Lioesteria* Assoziationen, die ausschließlich oder fast ausschließlich aus Jugendformen bestehen, so häufig sind.

Es hat den Anschein, als wäre die unterschiedliche fazielle Bindung bei *Lioesteria* und *Limnesteria* auf unterschiedliche Ansprüche an den pH-Wert zurückzuführen. Bei den bituminösen Schiefen, in denen *Limnesteria* oft massenhaft auftritt, handelt es sich um Sedimente mit Kalklösung. In solchen Schichten finden sich z. B. niemals Ostracoden mit Schalenerhaltung, sondern stets nur Abdrücke von Ostracoden. Der niedrige pH-Wert dürfte auf ein hohes Angebot an Huminsäuren zurückzuführen sein. Dagegen weisen die Sedimente mit reichem Vorkommen von *Lioesteria* und *Pseudesteria* s. str. meist einen gewissen Karbonatgehalt auf oder es handelt sich sogar um Kalke. Vermutlich wurden diese Sedimente oftmals bei pH-Werten von 7-9 abgelagert, was den Ansprüchen der meisten Conchostracen an den pH-Wert entspricht. In einer Assoziation tritt meist nur eine Art auf. Gelegentlich kommen auch

zwei Arten einer Gattung vor und mitunter sind auch zwei Gattungen anzutreffen. So sind z.B. die gemeinsam vorkommenden *Megasitum tenellum* und *Pseudestheria fritschi* zwei der Form nach sehr unterschiedliche Gattungen, die aber beide auf *Lioestheria* zurückzuführen sind. Interessanterweise wurden beide Formen aber selbst in diesem Fall nicht auf einer Schichtfläche, sondern stets nur auf unterschiedlichen Schichtflächen innerhalb eines mehrere Meter mächtigen Profilabschnitts nachgewiesen.

4. Taxonomischer Teil

4.1. Revision der Conchostracen-Gattungen des Rotliegenden

Die Revision des aufgeblähten Gattungsbestandes bei den Conchostracen ist kein spezielles Problem der Rotliegend-Conchostracen. Im Unterschied zu den Ostracoden sind die Conchostracen nur schwach skulpturiert. Die bei fast allen Gattungen (mit Ausnahme der Lynceidae) vorkommenden Anwachsstreifen und damit verbundenen konzentrischen Rippen kann man nicht mit der taxonomisch oftmals wichtigen Rippenskulptur der Ostracoden vergleichen. Sie haben für die Gattungsdiagnose der Conchostracen keine Bedeutung. Von Bedeutung für die Gattungsdiagnose bei den fossilen Conchostracen, die sich natürlich im wesentlichen nur auf die für rezente Conchostracen vergleichsweise wenig bedeutsame äußere Schalenmorphologie stützen kann, sind Schalenumriß, Ausbildung des Dorsalrandes, Vorhandensein und Größe des anwachsstreifenfreien Wirbelbereichs (im folgenden kurz als freier Wirbel bzw. freies Wirbelfeld bezeichnet) und die Ausbildung eines Knotens oder anderer Grobskulpturelemente auf dem freien Wirbel. Bei mesozoischen Formen kann z. T. auch die unterschiedliche Feinskulptur der Formen zur Gattungsdiagnose herangezogen werden. Insgesamt gesehen sind das so wenige Merkmale, die nur die äußere Schalenmorphologie betreffen, daß, ähnlich wie bei den glattschaligen Ostracoden, rein nach den äußeren Schalenmerkmalen eine beträchtliche Anzahl von homöomorphen Gattungen bestehen dürfte, die sich nach dem Weichkörperbau sicher unterscheiden ließen.

Durch Untersuchung der inneren Schalenmerkmale, wie Schloßbau, Porenkanäle, Muskelnarben, können bei den Ostracoden die nach den äußeren Schalenmerkmalen homöomorphen Gattungen meist sicher getrennt werden. Bei den Conchostracen ließen sich hierzu aber nur die Schließmuskelnarben heranziehen. Diese wurden aber bisher bei fossilen Formen noch nicht nachgewiesen. Ihr deutlicher und mehrfacher Nachweis bei *Protolimnadia calcarea* (FRITSCH, 1901) emend. zeigt, daß sie bei fossilen Formen durchaus erhaltungsfähig sind. Der Ausbildung der Schließmuskelnarben könnte künftig eine große Bedeutung bei der generischen und supragenerischen Klassifikation der Conchostracen zukommen.

Sehr erschwerend für die Gattungs- und Artbestimmungen wirken sich erhaltungsbedingte Faktoren aus. Deformationen der chitinen Schalen treten bei der bevorzugten Einbettung in sehr feinkörnige Matrix in großem Umfang auf. Dabei wird besonders häufig der taxonomisch wichtige Wirbelbereich verquetscht. Wenig beachtet wurden bisher plastische Deformationen, die selbst in SEM-Aufnahmen bei hoher Vergrößerung keine Anzeichen von Verdükkung, wie Runzelung, Falten etc., erkennen lassen. Durch die plastische Deformation entstehen extrem abweichende Umrisse des Carapax, die z.T. taxonomisch ausgewertet wurden und mitunter zur Aufstellung neuer Arten und Gattungen führten. Anhand mehrerer SEM-Aufnahmen werden solche plastischen Deformationen bei *Lioestheria oboroensis* n. sp. dargestellt (Taf. 5, Fig. 1,4). Aus diesem Grunde kann geringen Unterschieden im Umriß und besonders dem Längen/Höhen-Verhältnis kaum taxonomische Bedeutung zugesprochen werden. Auch die Skulptur auf dem freien Wirbelbereich kann durch Ver-

drückung verschwinden oder eine andere Form annehmen.

Sehr erschwerend für die taxonomischen Untersuchungen wirkte sich auch die Tatsache aus, daß viele Arten (einschließlich der Typusarten einiger Gattungen) in älteren und z.T. auch in neueren Arbeiten unzureichend beschrieben und nur durch stilisierte Zeichnungen abgebildet wurden, so daß die Nachuntersuchung des oftmals schwer zugänglichen Typusmaterials vielfach große Überraschungen über das wirkliche Aussehen und die wirkliche taxonomische Zugehörigkeit brachte (z.B. bei *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912).

Aus den genannten Gründen werden auch die sorgfältigsten Untersuchungen der Rotliegend-Conchostracen heute in einigen Fällen noch keine unanfechtbaren Gattungszuordnungen bringen. Im folgenden werden die im Rotliegenden auftretenden Gattungen kurz diskutiert.

Gattung *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912 emend.
KOZUR; MARTENS & PACAUD

Typusart: *Estheria paupera* FRITSCH, 1901

= *Estheria (Lioestheria) lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN, 1912

Synonym: *Pemphicyclus* RAYMOND, 1946

Bemerkungen: Die Gattung wurde bei KOZUR; MARTENS & PACAUD, in Druck, grundlegend revidiert. Zuvor wurden zu dieser Gattung immer Formen mit sehr zahlreichen Anwachsstreifen ohne freien Wirbel gestellt. Die Typusart besitzt aber nur wenig Anwachsstreifen (artcharakteristisch) und einen großen freien Wirbel mit einem flachen runden Knoten und einem Radialelement (gattungscharakteristische Merkmale), gehört also sicher nicht einmal zur gleichen Familie wie die bisher zu *Lioestheria* gestellten Formen.

Die Beschreibung der Gattung *Lioestheria* erfolgt bei KOZUR; MARTENS & PACAUD, in Druck, und etwas erweitert bei KOZUR & SITTIG, 1981, (dieser Band). Eine nochmalige Beschreibung erübrigt sich daher hier.

Nach der Emendierung von *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, läßt sich *Pemphicyclus* RAYMOND, 1946, nicht mehr von dieser Gattung trennen und ist daher ein jüngeres Synonym von *Lioestheria*. Sie umfaßt innerhalb dieser Gattung hochentwickelte Formen mit kräftigem Knoten. TASCH, 1969, stellte *Pemphicyclus* zu *Cornia* LJUTKEVIČ, 1937. Wie KOZUR, in Druck, und KOZUR & SEIDEL, in Druck, ausführen, ist *Cornia melliculum* LJUTKEVIČ, 1941, die von LJUTKEVIČ als Typusart der Gattung vorgesehen war, ein jüngeres Synonym von *Vertexia tauricornis* LJUTKEVIČ, 1941, der Typusart von *Vertexia* LJUTKEVIČ, 1941. Da *Cornia papillaria* LJUTKEVIČ bereits 1937 beschrieben wurde, ist sie als einzige ursprünglich eingeschlossene Art automatisch die Typusart von *Cornia*. Der Holotypus der Typusart ist so schlecht erhalten, daß die exakte Gattungsdefinition von *Cornia* noch schwierig ist. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß *Vertexia* mit ihr identisch ist, da *Cornia papillaria* nicht aus der permischen Kolčuginskaja svita des Kuzneck-Beckens stammt, wie ursprünglich bei LJUTKEVIČ, 1937, und in vielen späteren Arbeiten angegeben wurde, sondern aus der Malcevskaja svita des gleichen Gebietes (LJUTKEVIČ, 1973, in: Stratigrafija SSSR, triasovaja sistema), und zwar wohl aus ihrem unteren Teil. Nach Dr. E.V. MOVSOVIČ, Rostov am Don, gehört dieser Teil der Malcevskaja svita wahrscheinlich in das obere Brahmanian bis untere Jakutian. Damit wäre *Cornia papillaria* gleichaltrig mit *Vertexia tauricornis*. Eine Identität

beider Formen läßt sich bei der schlechten Erhaltung von *Cornia papillaria* weder beweisen noch widerlegen. Es ist jedoch auffällig, daß die offenbar nach dem Originalmaterial angefertigte Zeichnung bei NOVOŽILOV, 1970, die für *Vertexia* charakteristische schwache Versetzung der Anwachsstreifen am Dorsalrand zeigt, deren hintere freiliegende Enden dann bei guter Erhaltung haarfeine Fortsätze tragen.

Derzeitig fungiert *Cornia* auf Grund ihrer ungenügend bekannten Typusart als Sammelgruppe für schlecht erhaltene und wenig bekannte Formen mit kleinem Knoten auf dem freien Wirbel. Für permische und karbonische Arten sollte sie aber nicht mehr verwendet werden. Die Formen aus Stefan A und unterem Stefan B, die bisher zu *Cornia* gestellt wurden, gehören zu *Pemphilimnadiopsis* TASCH, 1961, jene aus dem höheren Stefan B und Stefan C meist schon zu *Lioestheria*.

Zu *Lioestheria* gehören auch die wichtigsten Conchostracen des Rotliegenden. Auf der Entwicklung der Gattung *Lioestheria* beruhen wichtige stratigraphische Aussagen. Es sind mehrere Entwicklungstrends zu erkennen, die z.T. gleichzeitig, z.T. unabhängig voneinander auftreten. Die zwei wichtigsten dieser Trends sind:

(1) Die Verstärkung und z.T. auch Vergrößerung des Knotens auf dem freien Wirbel zu einem kegel- bis säulenförmigen, später z.T. auch ovalen oder länglichen Gebilde, wobei diese Aufragung bei den adulten Formen generell stark abgeschwächt ist. Diese Entwicklung führt teils zur Entstehung von hochentwickelten *Lioestheria*-Arten, teils über diese zu Formen, die nicht von *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970, zu trennen sind (Probleme dieser Gattung siehe dort).

(2) Die Verkleinerung des freien Wirbels. Diese Entwicklung führt über *Lioestheria* (ZASPELOVA, 1968) zu *Pseudestheria fritschi* KOZUR & SITTIG, 1981, und schließlich zu *Pseudestheria brevis* RAYMOND, 1946, und nahestehenden Formen. Da *P. brevis* die Typusart von *Pseudestheria* RAYMOND, 1946, s.str. ist, leitet sich diese Gattung von *Lioestheria* ab. Schon *Lioestheria andreevi* steht *Pseudestheria* nahe. Bei KOZUR & SITTIG, 1981, wurden *Lioestheria* und *Pseudestheria* bei Vorliegen der anderen Gattungskriterien so abgegrenzt, daß alle Formen, bei denen die Länge des freien Wirbels der Adulten wenigstens 1/3 der Gesamtlänge des Carapax beträgt, zu *Lioestheria* und alle Formen, bei denen dieses Verhältnis kleiner als 1/3 ist, zu *Pseudestheria* gestellt werden. Diese Abgrenzung scheint zwar willkürlich zu sein, erweist sich aber bei den fließenden Übergängen, die es im Rotliegenden zwischen beiden Gattungen gibt, als die einzige Methode, beide Gattungen nach der äußeren Schalenmorphologie zu trennen. Durch die starke Verkleinerung des Wirbels kommt dann auch das ohnehin vielfach nicht erkennbare Radialelement bei *Lioestheria* zum Wegfall, während der Knoten zuletzt größenmäßig mit der stark verkleinerten freien Wirbelfläche identisch wird und dann nicht mehr als Knoten erkennbar ist.

Sehr ähnlich mit *Lioestheria* ist *Pemphilimnadiopsis* TASCH, 1961, aus dem Stefan A und B und altersgleichen Ablagerungen in den USA, im Donec-Becken und in Asien. Die freie Wirbelfläche ist bei dieser Gattung im Verhältnis zur Gesamtgröße im allgemeinen deutlich kleiner als bei *Lioestheria*. Seine Länge beträgt im allgemeinen unter 1/3 der Gesamtlänge des Carapax. Der Hinterrand ist oben abgeschrägt oder sogar leicht konkav. Das letztere ist aber auch bei hochentwickelten Vertretern von *Lioestheria* wieder der Fall. Ein Radialelement auf dem freien Wirbel wurde noch nicht beobachtet, doch wurde es bisher auch bei allen *Lioestheria*-Arten übersehen, zumal es selbst bei dieser Gattung an vielen Exemplaren nicht erkennbar und überhaupt nur bei bester Erhaltung sichtbar ist. So bleibt als Merkmal zur Unterscheidung eigentlich nur

die geringere Größe des freien Wirbelfeldes. *Pemphilimnadiopsis* ist die Vorläuferform von *Lioestheria*. Übergangsformen sind im Stefan B häufig, während im Stefan A nur *Pemphilimnadiopsis* und im Stefan C bereits ausschließlich *Lioestheria* vorzukommen scheinen.

Ein ganz auffälliges Merkmal von *Lioestheria* ist das Vorkommen von zwei Morphotypen. Der eine Morphotyp ist stets klein, hat einen relativ sehr großen freien Wirbel und einen besonders deutlichen Knoten und z.T. auch ein stärker entwickeltes Radialelement. Die Zahl der Anwachsstreifen bei diesem Morphotyp ist stets gering. Der andere Morphotyp ist deutlich größer, hat einen relativ kleineren freien Wirbel (absolute Größe aber ähnlich, z.T. sogar geringfügig größer als beim kleineren Morphotyp), der Knoten ist annähernd völlig verflacht oder wenigstens undeutlicher als beim kleinen Morphotyp und die Zahl der Anwachsstreifen ist größer. Beide Morphotypen haben stets die gleiche stratigraphische Reichweite, treten in faziell übereinstimmenden Sedimenten auf und kommen oft, aber durchaus nicht immer, gemeinsam vor. Es existieren aber auch Populationen, die ausschließlich aus dem kleinen bzw. ausschließlich aus dem großen Morphotyp bestehen. Bei der Lebensweise der Conchostracen ist das leicht verständlich. Beim Einsetzen günstiger Bedingungen schlüpfen die Metanaupliuslarven aus den trockenresistenten Eiern oftmals nahezu gleichzeitig. Durch das sehr rasche Wachstum kann schon nach kurzer Zeit die gesamte Population aus adulten Formen bestehen. Andererseits kann es bei kurzzeitigem Austrocknen zum Absterben von Populationen kommen, die fast ausschließlich oder ausschließlich aus juvenilen Formen bestehen, wenn das Austrocknen oder bei noch ariderem Klima die Übersalzung des Biotops kurz nach dem Schlüpfen erfolgt.

Wenngleich hier die beiden Morphotypen, zwischen denen es durchaus Übergänge gibt - wenn auch häufig nicht in einer Schicht - als juvenile und adulte Stadien angesehen werden, so kann ein Teil der morphologischen Variabilität innerhalb der *Lioestheria*-Arten auch durch Sexualdimorphismus bedingt sein.

Das häufige Vorkommen von Conchostracen-Faunen, die überwiegend oder ausschließlich aus juvenilen Vertretern von *Lioestheria* bestehen, hängt mit der Lebensweise der *Lioestheria*-Arten zusammen. Während *Limnetheria* fast ausschließlich in schwarzen, oftmals bituminösen Schiefen auftritt, in denen kaum Anzeichen für wiederholtes rasches Trockenfallen zu finden ist, kommt *Lioestheria* bevorzugt in solchen Sedimenten (einschließlich Rotsedimenten) vor, die Anzeichen für wiederholtes und rasches Trockenfallen zeigen. Daher kam es wohl sehr häufig zum Absterben der *Lioestheria*-Populationen, bevor adulte Formen auftreten konnten. Diese Erscheinung findet sich bei allen bisher bekannten *Lioestheria*-Arten vom höheren Oberkarbon bis zum höheren Artinskian und wird natürlich in stratigraphisch jüngeren Schichten immer häufiger, da bei zunehmender Aridisierung auch die Möglichkeit zum raschen Trockenfallen oder Übersalzen eines Biotops wuchs.

Gattung *Pseudestheria* RAYMOND, 1946

Typusart: *Pseudestheria brevis* RAYMOND, 1946

Bemerkungen: RAYMOND, 1946, gab für diese Gattung eine unzureichende, zu weit gefaßte Diagnose, nach der, wie er selbst schreibt, die Abgrenzung gegen *Euestheria* schwierig wird. Als unterscheidendes Merkmal sah er die geringere Skulptur bei *Pseudestheria* an; alle *Pseudestheria*-Arten sind feingrubig, während *Euestheria* eine polygonale Skulptur aufweist, die - wie schon RAYMOND, 1946, richtig bemerkte, nicht bei allen Vertretern dieser Gattung deutlich zu erkennen ist (z.B. nicht bei *Euestheria minuta*, der Typusart von *Euestheria*) bzw. wohl nicht einmal bei allen *Euestheria*-Arten vorhanden ist. Wenn man nur das Merkmal der Feinskulptur betrachten würde, wären *Pseudestheria* RAYMOND, 1946, und *Euestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, (Typusart: *Posidonia minuta* ZIETEN, 1833, aus dem oberladinischen Lettenkeuper) wirklich schwer voneinander abzugrenzen. *Pseudestheria brevis* RAYMOND, 1946, die Typusart der Gattung, besitzt jedoch einen geraden, gegen den Hinterrand deutlich abgesetzten Dorsalrand, der vom Wirbel nicht oder nur bei Verquetschung überragt wird. Bei *Euestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, die im Perm noch nicht vorhanden ist, überragt der Wirbel stets den Dorsalrand. Er ist zudem deutlich gegen die Mitte verlagert und der Dorsalrand geht oft ziemlich fließend in den Hinterrand über. Beide Gattungen sind zwar sehr nahe miteinander verwandt, aber wohl nicht miteinander identisch.

Bairdestheria RAYMOND, 1946, stimmt im Umriß und im Fehlen eines freien Wirbelbereichs mit *Pseudestheria* überein, ist aber deutlich abweichend skulpturiert (längliche, unregelmäßig bogig verlaufende und miteinander verbundene Streifen).

Palaeestheria RAYMOND, 1946, besitzt einen freien Wirbel, ist sonst im Umriß aber ähnlich. Diese Gattung wurde ursprünglich von DADAY de DEÉS, 1915, aufgestellt. Da weder eine Diagnose gegeben, noch eine Typusart benannt oder überhaupt eine bestimmte Art zugeordnet wurde, war *Palaeestheria* damals ein nomen nudum. Erst BARNARD, 1929, rechnete drei Arten zu *Palaeestheria*. Da er weder eine Gattungsdiagnose gab, noch eine Typusart festlegte, war *Palaeestheria* auch bei BARNARD, 1929, noch nicht verfügbar. Erst durch die Festlegung einer Typusart und die Beschreibung der Gattung bei RAYMOND, 1946, wurde *Palaeestheria* verfügbar. Sie muß daher RAYMOND, 1946, zugeordnet werden. Die Typusart *Estheria anomala* JONES, 1901, stammt aus der Unterkreide. Sofern die Form nicht "verzeichnet" ist, besitzt sie einen kleinen, aber deutlichen freien Wirbel. Die Ähnlichkeit zur permisch-triassischen *Pseudestheria* beruht sicher auf Homöomorphie. Wären beide Gattungen identisch, dann hätte nach den obigen Ausführungen die Gattung *Pseudestheria* RAYMOND, 1946, trotzdem die Priorität.

Emendierte Diagnose: Die meist mittelgroßen Schalen weisen einen geraden Dorsalrand auf, der gegen das Hinterende deutlich abgesetzt ist. Die unterschiedlich zahlreichen Anwachsstreifen reichen bis zum Wirbel, der den Dorsalrand nicht oder nur geringfügig überragt. Vorderrand im allgemeinen schwach, Hinterrand kräftiger gerundet. Schalenoberfläche stets feingrubig.

Vorkommen: Unterperm bis tiefere Mitteltrias.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Typusart von *Pseudestheria* RAYMOND, 1946, hat sich aus *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912 emend. KOZUR;

PACAUD & MARTENS entwickelt (Abgrenzung siehe unter *Lioestheria*). Die stratigraphisch ältesten Pseudestherien aus dieser Entwicklungsreihe stammen aus dem Sakmarian/Artinskian-Grenzbereich. Die *Pseudestheria*-ähnlichen Arten aus dem Karbon (einschließlich des Asselian) müssen daher homöomorphe Formen sein. Bei diesen Arten ist die konzentrische Berippung in der Wirbelregion oft abgeschwächt und dort daher oftmals kaum oder gar nicht zu erkennen. Diese Formen werden hier zu *Limnesteria* WRIGHT, 1920 emend., gestellt. Unabhängig davon, ob diese Emendation berechtigt ist oder nicht, können diese Formen nicht zu *Pseudestheria* gestellt werden, da sie schon lange vor der Entwicklung der typischen *Pseudestheria*-Arten existierten und sich an karbonische Formen anschließen, die man kaum von *Limnesteria* trennen kann. Für diese Formen eine neue Gattung einzuführen, halten wir für unberechtigt, da nach der äußeren Schalenmorphologie diese Gattung nicht definitiv von *Limnesteria* abzugrenzen wäre. Ihre Zuordnung zu *Pseudestheria* würde die phylogenetischen Beziehungen dieser Gattung verschleiern und eine Sammelgattung nicht näher miteinander verwandter Formen schaffen. Die Entwicklung von *Pseudestheria* (eine Gattung ohne freien Wirbelbereich) aus *Lioestheria* (Gattung mit großer freier Wirbelfläche) zeigt, daß die bisherige Einteilung in die Oberfamilien Limnadoidea BAIRD, 1849, (Formen mit deutlicher freier Wirbelfläche) und Cyzicoidea STEBBING, 1910, (Formen ohne freie Wirbelfläche) bei den fossilen Formen eine künstliche Trennung ist, die zumindest für paläozoische und frühmesozoische Conchostraca nicht die wirklichen verwandtschaftlichen Beziehungen widerspiegelt.

Gattung *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970

Typusart: *Megasitum harmonicum* NOVOŽILOV, 1970

Bemerkungen: Für eine ziemlich einheitliche oberpermische Conchostracengruppe stellte NOVOŽILOV, 1970, die Gattung *Megasitum* auf. Neben einem mehr oder weniger großen freien Wirbelbereich und einer sehr großen, flachen, oben zugespitzten und z.T. auch etwas umgebogenen Aufragung auf dem vorderen Abschnitt der freien Wirbelfläche tritt ein recht charakteristischer Umriß auf. Der Hinterrand ist stets asymmetrisch gerundet. Oben ist er abgeschrägt oder schwach konkav, unten dagegen kräftig gerundet.

Wie KOZUR & SITTIG, 1981 (dieser Band), an Hand von Original- und Topotypenmaterial nachweisen konnten, entspricht *Posidonomya tenella* BRONN, 1850, in allen Details dieser Gattung. Sie zeigt sogar sehr große Ähnlichkeit mit einigen oberpermischen Arten, die mitunter schwer abzutrennen sind. Wegen der großen Verbreitungslücke zwischen der unterartinskischen Art *Megasitum tenellum* und den oberpermischen *Megasitum*-Arten kann aber trotzdem nicht ganz ausgeschlossen werden, da es sich um homöomorphe Formen handelt. Die Verbreitungslücke kann durch Kenntnislücken vorgetäuscht sein. Die plötzlich im Oberperm einsetzenden *Megasitum*-Arten müssen irgendwo Vorläuferformen haben. Auf der Russischen Plattform sind unterhalb des Tatarian nur wenige, im Unterperm praktisch keine (nur eine Art im Kungurian) Conchostracen bekannt. Im kontinentalen Perm Mittel- und Westeuropas sind oberhalb des Artinskian und unterhalb des Oberperm nur ganz wenige gut erhaltene Conchostracen bekannt. Auch aus den USA, sind oberhalb der Wellington shales des obersten Artinskian keine Conchostracen mehr bekannt. Im Wellington shale aber kommen durchaus Formen vor, die eine große Aufbeulung auf einer großen freien Wirbelfläche besitzen. Die genaue Ausbildung des Hinterendes dieser Formen ist wegen schlechter Erhaltung (verdrückt

oder sedimentbedeckt) leider unbekannt. So könnte *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850) durchaus die Vorläuferform der sehr ähnlichen und im Gattungsbereich morphologisch nicht abtrennbaren oberpermischen *Megasitum*-Arten sein.

Würde man *Megasitum tenellum* noch zu *Lioestheria* stellen, dann wäre keine Trennung zwischen *Megasitum* und *Lioestheria* mehr möglich. Gelöst würde damit aber das Problem der Verbreitungslücke nicht, denn dann müßten auch die oberpermischen *Megasitum*-Arten zu *Lioestheria* gestellt werden und die Verbreitungslücke würde dann innerhalb der Gattung *Lioestheria* bestehen. Außerdem würde die Vereinigung von *Lioestheria* und *Megasitum* wiederum zu einer Sammelgattung führen, von denen es bei den Conchostracen ohnehin genug gibt.

Megasitum tenellum hat sich aber zweifelsohne aus *Lioestheria* entwickelt. Als Vorläuferformen kommen *Lioestheria oboraensis* n.sp. oder sehr ähnliche Formen in Frage. Bei *L. oboraensis* n.sp. stimmen der Umriß, die geringe Zahl der Anwachsstreifen und der große freie Wirbel mit *M. tenellum* überein. Die zwar schon längliche (ovale) Aufragung auf dem freien Wirbel ist aber noch deutlich kleiner als bei *M. tenellum*. Auch der freie Wirbel ist durchschnittlich noch kleiner als bei der letzten Art.

Nach dem Umriß und der geringen Zahl der Anwachsstreifen stimmt auch "*Cornia*" *tenelleformis* DUNAEVA, 1950, aus dem "unteren Unterperm" (wohl Asselian) des Donec-Gebietes überein. Das freie Wirbelfeld ist etwas kleiner als bei *M. tenellum*. Leider konnten wir die Originalarbeit von DUNAEVA, 1950, noch nicht beschaffen, so daß wir auf eine Zeichnung bei NOVOŽILOV, 1970, angewiesen sind. Wie z.B. bei *Lioestheria paupera* (FRITSCH, 1901) zu erkennen ist, sind die Zeichnungen bei NOVOŽILOV hinsichtlich des Umrisses, der Größe, Zahl der Anwachsstreifen und Größe der Wirbelregion im allgemeinen recht genau aus der Originalliteratur übernommen. Nicht zur äußeren Schalenmorphologie gehörende Bildungen wie die längliche Aufwölbung auf dem freien Wirbelfeld bei *L. paupera* wurden von NOVOŽILOV aber als Skulpturelemente gedeutet. Aus diesem Grunde stellte NOVOŽILOV, 1970, z.B. *Lioestheria paupera* (FRITSCH, 1901), die identisch mit der Typusart von *Lioestheria-Estheria* (*Lioestheria*) *lallyensis* DEPERET & MAZERAN, 1912-, ist zu *Curvacornutus* TASCH, 1961, mit der sie nichts zu tun hat. Aus dem gleichen Grund ist unklar, ob die eingezeichnete große Aufragung bei "*Cornia*" *tenelleformis* DUNAEVA wirklich existiert. Uns ist aus dem Asselian keine Form mit derartig großer Aufragung auf dem freien Wirbel bekannt.1) Da über das wirkliche Aussehen der Aufragung Unklarheit besteht, sind auch die verwandtschaftlichen Beziehungen von *Lioestheria tenelleformis* DUNAEVA, 1950, zu *L. oboraensis* n.sp. noch unklar. Sollte *L. tenelleformis* wirklich eine so große Aufragung besitzen, wie bei NOVOŽILOV, 1970, dargestellt, dann könnte sie durchaus auch als Vorläuferform von *M. tenellum* in Frage kommen.

M. tenellum ist wiederum die Ausgangsform für andere permische Conchostracen. Neben der wahrscheinlichen Vorläuferstellung zu den oberpermischen *Megasitum*-Arten ist es auch über *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* KOZUR & SITTIG, 1981, die direkte Vorläuferform von *Protolimnadia* KOZUR & SITTIG, 1981, deren Typusart *Estheria calcarea* in der vorliegenden Arbeit revidiert wird.

M. tenellum ist vielleicht auch nahe mit *Curvacornutus* TASCH, 1961, verwandt. Bei *M. tenellum* kommen gelegentlich Formen vor, bei denen das spitze obere Ende der Aufragung etwas umgebogen ist. Allerdings ist bei der Mehrzahl der zu *Curvacornutus* gestellten Formen (vgl.

1) siehe Anhang

NOVOŽILOV, 1970) das längliche, kräftige bis kaum gebogene Skulptur-
element auf dem freien Wirbel wohl eher aus einem verstärkten Radial-
element herzuleiten, so daß sich zumindest diese Formen wohl eher von
Lioestheria ableiten.

Gattung *Protolimnadia*, KOZUR & SITTIG, 1981

Typusart: *Estheria calcarea* FRITSCH, 1901

Bemerkungen: *Protolimnadia* hat sich aus *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850)
durch völlige Reduktion der großen, aber flachen Aufwulstung auf der
freien Wirbelfläche entwickelt. Die Problematik der Abgrenzung von *Proto-*
limnadia gegen *Palaeolimnadia* RAYMOND, 1946, wurde bei KOZUR &
SITTIG, 1981 (dieser Band), ausführlich diskutiert.

Von *Lioestheria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912, unterscheidet sich *Proto-*
limnadia durch die fast skulpturlose freie Wirbelfläche. Lediglich eine
ganz flache rundliche Aufragung kann vorhanden sein, die aber viel un-
deutlicher als bei gleichaltrigen *Lioestheria*-Arten ist. Ein Radialelement
wurde auch bei sehr guter Erhaltung nicht beobachtet. Die Zahl der An-
wachsstreifen liegt bei *Protolimnadia* erheblich höher. Das Vorhandensein
einer flachen, rundlichen, ziemlich großen Aufbeulung auf der freien Wir-
belfläche bei *Protolimnadia* darf nicht überbewertet werden, findet sich
doch eine solche Aufbeulung praktisch bei allen Conchostracen mit großer
Wirbelfläche. Taxonomisch wertvoll wird dieses Merkmal nur bei Verstärk-
ung und Differenzierung dieser Aufbeulung.

Gattung *Limnesteria* WRIGHT, 1920 emend.

Typusart: *Limnesteria ardra* WRIGHT, 1920

Bemerkungen: Die hinsichtlich ihrer Gattungszuordnung problematischsten
Rotliegend-Conchostracen sind Formen aus dem tieferen Rotliegenden,
die *Pseudestheria* RAYMOND, 1946, sehr ähnlich sind, aber schon be-
trächtlich vor dem Zeitpunkt aussetzen, zu dem sich *Pseudestheria* aus
Lioestheria entwickelt. Die Ähnlichkeit mit *Pseudestheria* beruht also
sicherlich nur auf Homöomorphie. Diese Formen werden hier zu *Limnesteria*
in einer emendierten Fassung gezählt.

Die Typusart von *Limnesteria* stammt aus schwarzen Schiefen des höheren
Mittelkarbon. Während die Schalen ziemlich schlecht erhalten sind, treten
gut erhaltene Weichteile auf. Nach MATTOX (aus TASCH, 1969) ähnelt
die Weichkörpermorphologie den Cyzicidae, was von TASCH, 1969, wegen
des angeblich großen freien Wirbels als nicht aussagekräftig verworfen
wurde. Dieser große freie Wirbel ist aber nur erhaltungsbedingt vorge-
täuscht. Bei den typischen Vertretern des höheren Mittelkarbon, aber
z.T. auch bei den oberkarbonischen Arten ist um einen relativ kleinen
freien Wirbelbereich ein ziemlich großer Bereich vorhanden, auf dem die
konzentrische Berippung stark abgeschwächt ist. Besonders gut ist das
bei *Limnesteria cebennensis* (GRAND'EURY, 1890) = *Estheria triangul-*
ularis FRITSCH, 1901, aus dem Westfal D und unteren Stefan A zu er-
kennen. FRITSCH, 1901, konnte von dieser Art sowohl Formen mit Weich-
teilen als auch Formen mit gut erhaltenen Schalen nachweisen. Bei den
letzteren ist stets ein großer Wirbelbereich vorhanden, in dem die kon-
zentrischen Rippen fast völlig abgeschwächt, aber dennoch vorhanden
sind. Das ist übrigens auch bei der Typusart der Fall, wo zumindest
in einem größeren äußeren Bereich stark abgeschwächte konzentrische
Rippen vorkommen.

Ein kleiner, aber im allgemeinen deutlicher freier Wirbelbereich, auf dem auch keine abgeschwächten Rippen vorkommen, ist meist (? immer) vorhanden. Er ist aber im Verhältnis zu Gesamtgröße deutlich kleiner als bei *Lioestheria*.

Die konzentrischen Rippen sind vielfach etwas gekörnelt und sehr häufig findet sich zwischen den konzentrischen Rippen eine Feinskulptur aus mehr oder weniger senkrecht zu den konzentrischen Rippen verlaufenden zarten, z.T. unregelmäßig gebogenen und mitunter auch gegabelten schmalen Balken. Es hat den Anschein, als wäre dieses Feinskulpturmuster durch postmortale Knitterung bedingt. Es ist aber auffällig, daß dieses Muster überwiegend nur bei *Limnesteria*-Arten anzutreffen ist. Daher muß es wohl in der Schalenstruktur vorgezeichnet sein, denn sonst könnte eine solche Knitterung ja auch in jeder beliebigen anderen Richtung erfolgen, bzw. bei anderen Gattungen müßte dieser Typ der Knitterung genau so häufig auftreten. Durch Verstärkung der Körnelung auf den konzentrischen Rippen und der Ausbildung echter, sehr zarter Transversalrippen in einigen Bereichen der Schale oder nur deren Andeutung entsteht die Gattung *Anomalonema* RAYMOND, 1946, (Typusart: *Estheriella reumauxi* PRUVOST, 1911). Es ist sehr fraglich, ob sie von *Limnesteria* in der hier verwendeten Fassung abgetrennt werden kann. Umriß und Ausbildung der Wirbelregion stimmen völlig überein.

Für *Limnesteria* sind die besonderen Faziesansprüche sehr charakteristisch. Sowohl die stratigraphisch ältesten Formen aus dem Westfal, als auch die stefanischen Arten und die stratigraphisch jüngsten Formen aus dem Asselian sind in ihrem Vorkommen meist an schwarze bituminöse Schiefer gebunden. Hier haben sie alle anderen Gattungen praktisch verdrängt. Mit dem letzten verbreiteten Auftreten solcher schwarzen bituminösen Schiefer im Rotliegenden treten auch die Vertreter von *Limnesteria* letztmalig auf.

Wenngleich die Abschwächung der konzentrischen Rippen um den kleinen freien Wirbel herum bei den Formen aus dem unteren und mittleren Rotliegenden nicht mehr deutlich in Erscheinung tritt (auch bei einem Teil der mittelkarbonischen und stefanischen Formen ist das der Fall), sehen wir keine Veranlassung, diese Formen von *Limnesteria* in der hier verwendeten Fassung zu trennen. Rein nach der äußeren Schalenmorphologie ist eine solche Trennung auch kaum möglich. Lediglich wenn spätere Untersuchungen ausreichende Abweichungen im Weichkörperbau zeigen sollten, wäre eine Trennung im Gattungsbereich zu rechtfertigen. Selbst dann wären aber die mittelkarbonischen bis asselischen Formen eine eng zusammenhängende Gruppe mit übereinstimmenden faziellen Ansprüchen. Zu der meist großwüchsigen, z.T. auch mittelgroßen Gattung *Limnesteria* in der hier verwendeten Fassung werden folgende Arten gezählt: *Limnesteria ardra* WRIGHT, 1920, *Estheria limbata* GOLDENBERG, 1877, *E. rimosa* GOLDENBERG, 1877, *E. cebennensis* GRAND'EURY, 1890 (= *E. triangularis* FRITSCH, 1901), *E. muensteriana* JONES & WOODWARD, 1893 (= *Euestheria autunensis* RAYMOND, 1946), *E. cyanea* FRITSCH, 1901, *E. palaeoniscorum* FRITSCH, 1901, *E. simoni* PRUVOST, 1911, *Palaeostheria papulata* WARTH, 1963, *Lioestheria ? originalis* ZASPELOVA, 1968, *Pseudostheria quasirimosa* ZASPELOVA, 1968.

Pemphilimnadiopsis TASCHM 1961, hat im allgemeinen einen ähnlich kleinen freien Wirbel wie *Limnesteria* emend., auf den aber stets ein kleines Knötchen aufgesetzt ist.

4.2. Beschreibung der Arten

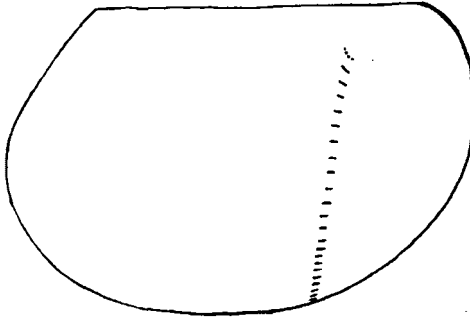
Bemerkungen: In den Synonymielisten wird jede Benennung und Einstufung immer nur einmal aufgeführt.

Gattung *Limnesteria* WRIGHT, 1920, emend.

Typusart: *Limnesteria ardra* WRIGHT, 1920

Limnesteria muensteriana (JONES & WOODWARD, 1893) emend.

Abb. 1



Abbildungserläuterung siehe Seite 79

- 1893 *Estheria striata* (MÜNSTER) var. *muensteriana* nov. - JONES & WOODWARD, S. 529-530, Taf. 19, Fig. 1,2
1912 *Estheria minuta* ALBERTI - DEPERET & MAZERAN, S. 169-172, Taf. 5, Fig. 2-4
1934 *Estheria tenella* (BRONN, 1850) - GUTHÜRL, S. 12-13, nur das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 3
1946 *Euestheria autumnensis* spec. nov. - RAYMOND, S. 240-241, Taf. 2, Fig. 11
1946 *Palaeolimnadiopsis muensteriana* (JONES & WOODWARD) - RAYMOND, S. 273
1976 *Cyzicus* (*Euestheria*) sp. P - BOY, S. 22

Beschreibung: Mittelgroße bis große Schalen ($l = 3-5,3$ mm, meist 4-4,5 mm; $h = 2-3,7$ mm). Dorsalrand lang, gerade, gegen den Hinterrand scharf abgesetzt. Vorderrand wenig gerundet, unten stets, aber unterschiedlich stark abgeschrägt, etwas niedriger als der asymmetrisch gerundete Hinterrand, der oben abgeschrägt und unten gerundet ist. Ventralrand gerundet, am stärksten im hinteren Teil.

Die zahlreichen konzentrischen Rippen (14-27, bei adulten Formen meist über 20) folgen zunächst in recht gleichmäßigem Abstand und liegen dann bei den adulten Formen in einem oft verhältnismäßig breiten Randbereich sehr gedrängt. Diese Drängung der konzentrischen Rippen im Randbereich kann aber auch fehlen. Die konzentrischen Rippen scheinen oft gekörnelt zu sein. Zwischen den konzentrischen Rippen tritt fast stets eine aus zahlreichen, senkrecht zur Berippung stehenden zarten, unregelmäßigen, schmalen Balken bestehende Knitterung auf.

Ein kleiner, anterodorsal gelegener freier Wirbelbereich ist vorhanden. Länge des freien Wirbels (lfW) = 0,7-1 mm. Verhältnis lfW:l klein

(0,18-0.21). Der um den freien Wirbel liegende Bereich mit abgeschwächten Rippen ist sehr schmal. Er umfaßt meist zwei Anwachsstreifen.

Vorkommen: Dunkle Lebacher Schiefer der Wetterau, Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes (außer basalem Teil), nach oben vereinzelt bis zum Top der Odernheimer Schichten, obere Muse-Formation (?), Surmoulin-Formation, Faisceau de Télot (sehr häufig) und Groupe du Boghead (?) des Autun-Beckens, Acanthodes-Horizont der mittleren Goldlauter-Formation vom Schwarzen Kopf bei Zella-Mehlis (Thüringer Wald), Brandschiefer von Oschatz (Sachsen). Alter: Mittleres Asselian s.l.

Bemerkungen und Beziehungen: Massenvorkommen der Art sind stets an schwarze, oft bituminöse kohlige Schiefer gebunden. Leider sind hier meist alle Exemplare stark verdrückt. Aus diesem Grunde ist der charakteristische Umriß auf den bisher abgebildeten Stücken nur selten zu erkennen. Auch das Typusmaterial zeigt etwas verdrückte Formen. Als Holotypus wird hier das doppelklappige Exemplar auf Taf. 19, Fig. 1 bei JONES & WOODWARD, 1893, ausgewählt. Durch leichte Verdrückung erscheint der Hinterrand auf der linken Klappe sehr stark asymmetrisch, auf der rechten Klappe dagegen fast symmetrisch gerundet. Die tatsächlichen Verhältnisse liegen etwa dazwischen. Das Exemplar auf Taf. 19, Fig. 2 ist noch stärker verdrückt, wodurch der Hinterrand noch stärker asymmetrisch gerundet zu sein scheint. Doch selbst bei diesem Exemplar ist zu erkennen, daß der Vorderrand unten abgeschrägt und der Ventralrand in seinem hinteren Abschnitt am stärksten gerundet ist.

Die meist mäßige Asymmetrie des Hinterrandes (oben stets abgeschrägt, unten unterschiedlich stark gerundet), der unten deutlich abgeschrägte Vorderrand, der hinten etwas stärker gerundete Ventralrand und der lange gerade Dorsalrand verleihen *Limnesteria muensteriana* einen sehr charakteristischen Umriß. Auf Abb. 1 wurde der Umriß eines unverdrückten Exemplares mit verhältnismäßig schwacher Asymmetrie des Hinterrandes dargestellt. Die kurzen Striche auf der Schale markieren die Abstände der konzentrischen Rippen, von denen die oberste (punktiert) nur sehr undeutlich ist. Deutlich ist bei diesem Exemplar die bei vielen Formen zu beobachtende Drängung der Rippen im Randbereich zu erkennen.

Ein unverdrücktes Exemplar von *Limnesteria muensteriana* bildete JONES, 1862, unter *Estheria tenella* aus den Brandschiefern von Oschatz (Sachsen) ab. Deutlich ist die Abschrägung im unteren Teil des Vorderrandes, die leichte Ausbauchung im hinteren Teil des Ventralrandes und der schwach asymmetrisch gerundete Hinterrand zu erkennen.

Ein im Umriß nur wenig verdrücktes Exemplar bildete GUTHÖRL, 1934, als *Estheria tenella* (BRONN, 1850) ab. Er wählte dieses Exemplar (Taf. 1, Fig. 3; bei GUTHÖRL im Text, S. 13, irrtümlich als Taf. 1, Fig. 4 angegeben) aus den Toneisensteinen von Lebach als Lectotypus für "*Estheria tenella*" aus. Wie KOZUR & SITTIG, 1981 (dieser Band), ausführten, wurde als Holotypus (Syntypen) von *Meqasitum tenellum* bereits bei PRUVOST, 1919, das "Exemplar" auf Taf. 5, Fig. 6 bei JONES, 1862, aus Sulzbach (eine der beiden Lokalitäten, aus denen *Posidonomya tenella* ursprünglich verzeichnet wurde) ausgewählt. Der bei GUTHÖRL, 1934, irrtümlich noch einmal aufgestellte Lectotypus entspricht im Umriß und in der Größe völlig *Limnesteria muensteriana*. Er ist 4,6 mm lang und weist mindestens 16 Anwachsstreifen auf. *Limnesteria muensteriana* hat sich vermutlich aus *Limnesteria palaeoniscorum* (FRITSCH, 1901) emend. entwickelt. Diese Art ist etwas kleiner, der Vorderrand ist unten nur ganz geringfügig abgeschrägt und der Hinterrand ist fast symmetrisch gerundet.

Lioestheria ? *originalis* ZASPELOVA, 1968, aus der Kijminskaja svita von Kasachstan ist sehr ähnlich (auch in der Größe) und vielleicht identisch. Es liegen aber nur verdrückte Exemplare vor, so daß nur nach der Beschreibung und den Abbildungen keine genaue Zuordnung möglich ist. Die Zugehörigkeit zu *Limnesteria* ist wahrscheinlich, doch selbst sie ist nicht gesichert. Es könnte sich auch um nahe Verwandte jener großwüchsigen *Pseudestheria*-ähnlichen Conchostracen handeln, die aus dem unteren Teil des roten postvulkanischen Rotliegenden von Spanien bekannt sind.

Cyzicus (*Euestheria*) sp. P. BOY, 1976, aus den Odernheimer Schichten der Lebach-Gruppe ist eine verdrückte *Limnesteria muensteriana*, allerdings schon eine hoch entwickelte Form mit nur wenig asymmetrischem Hinterende, die später vielleicht als eigene Unterart abgetrennt werden kann.

Dagegen weicht die ebenfalls großwüchsige Art *Cyzicus* (*Lioestheria*) sp. W nach BOY, 1976, aus den mittleren Lauterecken- bis basalen Jeckenbach-Schichten (oberste Kusel- und basale Lebach-Gruppe) im Umriss deutlich ab. Vorder- und Hinterende sind annähernd symmetrisch gerundet.

Außer dem Randbereich, wo die konzentrischen Rippen dicht aufeinander folgen, sind die Anwachsstreifen recht breit. Der freie Wirbel scheint verhältnismäßig groß zu sein. Die Art gehört entweder zu *Limnesteria* oder zu *Lioestheria*; für die letztere Gattung wäre sie allerdings recht groß (Länge bis 6 mm). Diese stratigraphisch wahrscheinlich recht bedeutsame Form müßte noch genauer untersucht werden. Sie wurde außerhalb des Saar-Nahe-Gebietes, wo sie unmittelbar oberhalb der im gesamten europäischen Rotliegenden nachweisbaren *Lioestheria paupera*-A.-Z. folgt, aber noch nicht gefunden. Dieser stratigraphische Bereich wurde außerhalb des Saar-Nahe-Gebietes aber noch nicht intensiv beprobt.

Limnesteria, palaeoniscorum, (FRITSCH, 1901) emend.
(Taf. 1, Fig. 1-4; Taf. 2, Fig. 1-4; Taf. 10, Fig. 1)

1901 *Estheria palaeoniscorum*, FR.-FRITSCH, S. 77-78, Taf. 161, Fig. 6-8

1934 *Estheria tenella* (BRONN, 1850) - GUTHÜRL, S. 12-13, nur das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 4

1953 *Pseudestheria tenella* (BRONN), 1850 - KAMARÁD, S. 8-13, nur Taf. 1, Fig. 9, 10; Taf. 2, Fig. 1-4, 6

Neue Beschreibung: Kleine bis mittelgroße Conchostracen (l = 2,1 - 3,9 mm; h = 1,6 - 2,8 mm). Dorsalrand lang, gerade, gegen den Hinterrand scharf, gegen den Vorderrand deutlich abgesetzt. Vorder- und Hinterrand annähernd gleich hoch oder Vorderrand wenig niedriger. Der Vorderrand ist gleichmäßig gerundet, unten nicht oder nur wenig abgèschrägt. Der Hinterrand ist ebenfalls gleichmäßig gerundet, desgleichen der Ventralrand, dessen größte Rundung etwa in der Mitte liegt.

Die 15-28 konzentrischen Rippen liegen dicht beieinander (maximaler Abstand ca. 0,1 mm) und haben gleichmäßig geringe Abstände. Sie erscheinen häufig gekörnelt. Zwischen den Rippen tritt häufig eine Knitterung aus dünnen, etwas unregelmäßigen, senkrecht zu den Rippen liegenden Querbalken auf. Der freie Wirbel ist klein, aber deutlich und liegt bei unverdrückten Exemplaren anterodorsal. Seine Länge (lfw) beträgt 0,53 - 0,66 mm. Das Verhältnis lfw:l ist klein (0,17 - 0,26).

Vorkommen: Obere Kusel-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes, Muse-Formation

(?) des Autun-Beckens, untere Manebach-Formation in der Nähe von Pappenheim (Thüringer Wald), Grenzbereich Manebach/Goldlauter-Formation von Breitenbach (Thüringen), Rudník (Košťálov)-Horizont der Stará Paka Member (Vrchlabí-Formation) des Podkrkonoší-Beckens (ČSSR), Bečkov-Kalk der Bečkov-Formation des Niederschlesischen Beckens (ČSSR). Alter: Unteres Asselian s.l.

Bemerkungen: *Estheria palaeoniscorum* FRITSCH, 1901, wurde von ihrem Autor falsch beschrieben und abgebildet. Bei der sehr schlechten Erhaltung des Materials war das aber nicht verwunderlich. Richtig dargestellt wurden die zahlreichen dicht stehenden und in etwa gleichem Abstand folgenden konzentrischen Rippen. Auch die ziemlich gleichmäßige Rundung des Vorder- und Hinterrandes wurde richtig dargestellt. Dagegen entspricht der kurze gerundete Dorsalrand und die annähernd gleiche Höhe und Länge, die beide zu einem scheinbar runden Umriß führen, nicht den wirklichen Verhältnissen. Wie schon KAMARÁD, 1953, richtig aufzeigte, ist der Dorsalrand gerade. Durch unterschiedlichen Grad der Verdrückung ist er lang oder kurz und entsprechend schwankt das l:h-Verhältnis. Bei unverdrückten Exemplaren ist der Dorsalrand immer lang und gerade.

Um *Limnesteria palaeoniscorum* genauer studieren zu können, wurde Topotypenmaterial aus Košťálov aufgesammelt. An diesem Material zeigte sich, daß *Limnesteria palaeoniscorum* einen zwar kleinen, aber dennoch deutlichen freien Wirbel und einen langen geraden Dorsalrand besitzt. Die anderen Merkmale waren schon bei FRITSCH, 1901, und KAMARÁD, 1953, richtig dargestellt worden. *Limnesteria muensteriana* (JONES & WOODWARD, 1893) emend. ist größer. Hinsichtlich der zahlreichen, ziemlich dicht stehenden Anwachsstreifen und der relativen Größe des kleinen freien Wirbels stimmen beiden Arten überein. Der Hauptunterschied liegt im Umriß. Bei *Limnesteria muensteriana* ist das Vorderende unten stets deutlich abgesehen, bei *Limnesteria palaeoniscorum* findet sich diese Abschrägung höchstens andeutungsweise. Außerdem ist der Hinterrand bei *Limnesteria muensteriana* stets mehr oder weniger deutlich asymmetrisch gerundet und die größte Rundung des Ventralrandes liegt deutlich hinter der Mitte.

Gattung *Lioesteria* DEPÉRET & MAZERAN, 1912 emend.

KOZUR; MARTENS & PACAUD

Typusart: *Estheria paupera* FRITSCH, 1901

= *Estheria (Lioesteria) lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN, 1912

Bemerkungen: Die *Lioesteria*-Arten werden nicht in alphabetischer, sondern in stratigraphischer Reihenfolge beschrieben.

Lioestheria paupera (FRITSCH, 1901) emend.

(Taf. 4, Fig. 1)

1901 *Estheria paupera* FR. - FRITSCH, S. 78, Taf. 161, Fig. 5

1912 *Estheria (Lioestheria) lallyensis* nov. spec. - DEPÉRET & MAZERAN, S. 167-169, Taf. 5, Fig. 1

1946 *Lioestheria lallyensis* DEPÉRET & MAZERAN - RAYMOND, S. 231, Taf. 1, Fig. 3

1953 *Pseudestheria tenella* (BRONN) 1850 - KAMERÁD, S. 8-15, nur die Exemplare auf Taf. 1, Fig. 2, 8; Taf. 3, Fig. 6, 8, 9

? 1960 *Estheria tenella* JORDAN, pars - FEYS, S. 610-619, ein Teil der auf Taf. 16 abgebildeten Exemplare

in Druck *Lioestheria lallyensis* (DEPÉRET & MAZERAN, 1912), - KOZUR;

MARTENS & PACAUD, Taf. 1, Bild 1,2; Taf. 2, Bild 1; Taf. 3, Bild 1,2.

Emendierte Beschreibung: Kleinwüchsige Art ($l = 1,4 - 3,2$ mm; $h = 1,1 - 2,2$ mm). Schalen stark gewölbt. Der Dorsalrand ist lang, gerade, mitunter aber im mittleren Teil ganz schwach gewölbt. Der Vorderrand ist etwas niedriger als der Hinterrand und gleichmäßig gerundet. Der Hinterrand ist im unteren Teil etwas stärker gewölbt als im oberen Teil. Der Ventralrand ist nur schwach gewölbt, im mittleren Teil oftmals annähernd gerade; im hinteren Abschnitt ist er am stärksten gewölbt.

Häufig treten Faunen auf, die überwiegend oder ausschließlich aus Jugendformen bestehen. Diese weisen 1-4 breite Anwachsstreifen und im Verhältnis zu ihrer geringen Größe (stets unter 2 mm) einen sehr großen freien Wirbel auf. Die adulten Formen besitzen ebenfalls einen großen freien Wirbel, der aber im Verhältnis zu ihrer Gesamtgröße (maximale Länge des Carapax 3 mm) nicht so stark in Erscheinung tritt wie bei den juvenilen Formen. Er ist 1-1,45 mm lang. Das Verhältnis $lfw:l$ ist sehr groß (0,4-0,6) und dabei bei den juvenilen Formen natürlich größer als bei den adulten. Jugendformen, die weniger als 3 Anwachsstreifen aufweisen, wurden in diese Messungen nicht einbezogen. Das gilt auch für alle nachfolgend beschriebenen Arten.

Durch die oft zu beobachtende starke Abschwächung des innersten Anwachsstreifens, der bei weniger guter Erhaltung nicht mehr zu erkennen ist, wirkt die freie Wirbelfläche besonders bei weniger gut erhaltenen Formen noch größer.

Die Zahl der Anwachsstreifen beträgt bei den Adulten 6-8, selten wurden bis 14 Anwachsstreifen beobachtet. Sie sind zunächst recht breit (maximal bis 0,32 mm) und nur in der unmittelbaren Randzone folgen sie mitunter dicht aufeinander. Alle Anwachsstreifen sind glatt. Die konzentrischen Rippen treten kräftig hervor.

Der freie Wirbelbereich weist einen flachen, rundlichen Knoten in seinem vorderen oberen Bereich auf. Selbst bei Jugendformen ist dieser Knoten niedrig und nicht kegel- oder säulenförmig erhöht. Bei adulten Formen ist er oft sehr flach und kaum zu erkennen. Sein Querschnitt ist stets rund. Hinter diesem maximal halbkugelförmigen, meist aber noch flacheren Knoten liegt eine diagonal verlaufende schmale radiale Rippe. Sie erreicht die Anwachsstreifen nicht. Mitunter ist im vorderen Abschnitt des freien Wirbelbereichs eine längliche Aufwulstung parallel zum Vorderrand zu erkennen. Dabei handelt es sich um eine wohl postmortale Durchpausung (? des Weichkörpers); jedenfalls gehört diese Aufwulstung nicht zur äußeren Schalenmorphologie.

Vorkommen: Basales "Autunian" von Český Brod ("Na Skalce"), untere Manebach-Formation vom Hohlweg auf dem Rücken oberhalb der Waldschenke

bei Pappenheim (Thüringer Wald), mittlere Quirnbach- bis untere Lauter-
ecken-Schichten (mittlere bis obere, aber nicht oberste Kusel-Gruppe)
des Saar-Nahe-Gebietes, Grès de Lally des Autun-Beckens, Bohrung La
Motte (Decize-Becken, Frankreich), Stefanien/Autunien-Grenzschichten.
Alle sicheren Vorkommen dieser Art stammen aus dem tieferen Teil des
Unteren Asselian.

Bemerkungen: Wie bei allen *Lioestheria*-Arten überwiegen auch bei *L. paupera*
(FRITSCH, 1901) emend. oftmals die Jugendformen. Auch fast reine Asso-
ziationen mit Massenvorkommen von juvenilen Stadien treten auf. So be-
steht das Typusmaterial von *Euestheria (Lioestheria) lallyensis* DEPÉRET &
MAZERAN, 1912, der Typusart von *Lioestheria*, überwiegend aus Jugend-
formen. Auch der Holotypus von *Estheria paupera* FRITSCH, 1901, ist
eine Jugendform. In der Lokalität "Na Skalce" (Český Brod) kommen
neben solchen Jugendformen aber auch reichlich gut erhaltene adulte
Formen vor. Ein solches Exemplar (l = 3 mm) wurde auf Taf. 4, Fig. 1
abgebildet.

Schon FRITSCH, 1901, hatte erkannt, daß der Holotypus seiner *Estheria*
paupera eine Jugendform ist. Trotzdem zeigt diese Form alle charaktri-
stischen Merkmale der Art, wenn sie auch anterodorsal etwas verdrückt
ist, wodurch die gleichmäßige Rundung des Vorderrandes nicht so zur
 Geltung kommt. Wie schon ausgeführt, gehört der längliche vertikale Wulst
im vorderen Teil des freien Wirbelfeldes beim Holotypus von *L. paupera*
(FRITSCH, 1901) nicht zur äußeren Schalenmorphologie.

Der Holotypus von *L. paupera* stimmt bis ins kleinste Detail mit den Ju-
gendformen von *L. lallyensis* aus deren Topotypenmaterial überein. Da
auch die adulten Formen völlig übereinstimmen, besteht kein Zweifel an
der Identität dieser Arten.

Lioestheria extuberata (JONES & WOODWARD, 1899) emend. hat sich aus
Lioestheria paupera entwickelt und ist dieser Art im Umriss und in der
Größe des freien Wirbels recht ähnlich. Die konzentrischen Rippen liegen
bei *L. extuberata* aber dichter beieinander und adulte Exemplare haben
stets über 10, maximal bis 21 (meist 13-17) konzentrische Rippen. Der
Knoten auf dem freien Wirbel ist besonders bei juvenilen Formen wesent-
lich höher, kegel- oder säulenförmig. Bei adulten Formen ist er auch ab-
geschwächt, aber bei guter Erhaltung stets noch deutlicher als bei adul-
ten Formen von *L. paupera*. Die durchschnittliche Größe des Carapax ist
bei *L. extuberata* größer als bei *L. paupera*. Es ist interessant, daß
innerhalb des Asselian die Größe der Conchostracen in allen Entwick-
lungsreihen deutlich zunimmt. Vermutlich wird dadurch eine generelle Erwär-
mung des Klimas angezeigt.

Lioestheria extuberata (JONES & WOODWARD, 1899) emend.

(Taf. 2, Fig. 5,6; Taf. 3, Fig. 1-4;
Taf. 4, Fig. 2; Taf. 7, Fig. 4)

- 1899 *Estheriina extuberata* sp.nov. - JONES & WOODWARD, S. 394-395, Taf. 15, Fig. 7
1968 *Pseudestheria subtenella* ZASPELOVA sp. nov. - ZASPELOVA, S. 229, Taf. 58, Fig. 1
? 1968 *Pseudestheria usitata* ZASPELOVA sp. nov. - ZASPELOVA, S. 231, Taf. 58, Fig. 4,5
1970 *Eulimnadia extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) - NOVOŽILOV, S. 113, Fig. 89
1975 *Gabonestheria manningtona* n. sp. - TASCH, S. 285-286, Taf. 1, Fig. 1
? 1975 *Gabonestheria belmontella* n.sp. - TASCH, S. 286, Taf. 1, Fig. 2
1976 *Cyzicus (Lioestheria) tenella* (JORDAN) - BOY, S. 19-21, Abb.3 a, (?) 3 b-e

Neue Beschreibung: Mittelgroße Conchostraca. . Adulte Formen meist 3,2-3,7 mm, selten bis 4,3 mm lang. Höhe bei adulten Formen meist 2,3 - 2,7 mm, selten bis 3,1 mm. Meßwerte unter Einbeziehung der juvenilen Formen: l = 1,5-4,3 mm; h = 1,3-3,2 mm. Schale ziemlich kräftig gewölbt. Dorsalrand lang, gerade, bei adulten Formen z.T. ganz schwach konvex gebogen, gegen den Vorderrand recht deutlich, gegen den Hinterrand scharf abgesetzt. Vorderrand wenig gerundet, etwa gleich hoch, oftmals sogar ein wenig höher, seltener auch geringfügig niedriger als der Hinterrand. Gelegentlich ist der Vorderrand unten etwas stärker gerundet als oben und dadurch leicht asymmetrisch. Meist ist er aber symmetrisch gerundet. Ventralrand gleichmäßig gerundet. Bei adulten Formen treten 13-17, selten bis 21 Anwachsstreifen auf. Die konzentrische Berippung tritt recht deutlich hervor und ist ziemlich gleichmäßig. Die maximalen Abstände der konzentrischen Rippen liegen bei 0,2 mm. Im Randbereich tritt selten eine schmale Zone mit dicht aufeinander folgenden konzentrischen Rippen auf. Die Schalenoberfläche auf den Anwachsstreifen ist deutlich feingrubig.

Die freie Wirbelfläche ist groß (IfW = 0,9-1,38 mm). Auch das Verhältnis IfW:l ist groß (0,35-0,58). Bei den juvenilen Formen liegt auf dem freien Wirbel anterodorsal ein im Querschnitt runder, sehr deutlicher, hoher, kegel- bis kurz säulenförmiger Höcker. Bei adulten Formen ist der Höcker schwächer ausgebildet, meist halbkugelförmig oder hoch-halbkugelförmig. Hinter dem Höcker liegt eine oft undeutliche schmale diagonale Rippe, die nicht bis zum innersten Anwachsstreifen reicht. Die sehr häufig auftretenden juvenilen Formen weisen meist 4-8 konzentrische Rippen auf. Der Höcker auf dem freien Wirbel ist viel kräftiger als bei den adulten Formen. Im Verhältnis zur geringen Länge (meist 1,6-2,2 mm) wirkt bei den juvenilen Formen der freie Wirbel besonders groß. Umriß und Breite der Anwachsstreifen stimmen mit den adulten Formen überein.

Vorkommen: Obere Lebach-Gruppe bis Sötern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes und der Wetterau, obere Goldlauter- und Oberhof-Formation des Thüringer Waldes, Horizont Zboněk der Furche von Boskovice (ČSSR), Washington coal und (?) Jollytown "A" coal der Washington-Formation (diese Bereiche entsprechen dem höheren Asselian), Teile der Kijminkaja svita des nordwestlichen Zentralkasachstans (? höheres Asselian).

Alle sicheren Nachweise stammen aus dem höheren Asselian und z.T. dem basalen Sakmarian.

JONES & WOODWARD, 1899, gaben eine recht schematische Zeichnung von *Estheriina extuberata*. Auf dieser Zeichnung ist aber zu erkennen, daß diese Art einen geraden bis schwach konvexen Dorsalrand, einen großen freien Wirbel, der nicht ganz bis zum Vorderrand reicht, und gleichmäßig entfernte, ziemlich eng stehende scharfe konzentrische Rippen aufweist. Als Länge werden 3 mm, als Höhe 2,5 mm angegeben. Wie schon JONES & WOODWARD, 1899, bemerkten, ist das Hinterende nicht erhalten bzw. mit Sediment bedeckt. Die Form dürfte daher etwas länger und nicht so gedrunken gewesen sein, wie aus den Meßwerten hervorgeht.

JONES & WOODWARD, 1899, geben an, daß *Estheriina extuberata* aus Stegocephalenkalk bei Frankfurt am Main stammt. Das von JONES & WOODWARD, 1893, beschriebene Conchostracen-Material aus der Wetterau wurde ihnen durch von REINACH übergeben. Durch die Auswertung der Arbeit von REINACH, 1892, kann man die meisten Fundschichten und z.T. auch Fundpunkte der bei JONES & WOODWARD, 1893, 1899, beschriebenen neuen Conchostracen-Arten rekonstruieren. Der "Stegocephalenkalk" entspricht einem "Kalksteinflötz" der unteren Sötern-Formation unmittelbar unterhalb der Eruptiva (von REINACH, 1892, S. 5, 24), das reich an "Stegocephalen", Fisch- und Pflanzenresten sein soll. Unabhängig davon, ob es sich nach der heutigen Gliederung um Schichten der Tholey-Formation oder um die basale Sötern-Formation im Sinne von REINACHS handelt, kann man damit das stratum typicum ziemlich genau einengen. In diesem stratigraphischen Bereich gibt es aber nur eine einzige Art, auf welche die bei JONES & WOODWARD, 1899, angegebenen Merkmale von *Estheriina extuberata* zutreffen. Da diese Art zudem in dem o.g. stratigraphischen Bereich das dominierende und meist allein auftretende Element ist, kann an der Identität mit *Estheriina extuberata* kein Zweifel bestehen. Selbst im gesamten übrigen Rotliegenden gibt es keine andere als die oben beschriebene Art, auf welche die bei JONES & WOODWARD, 1899, genannten bzw. aus der Abbildung entnehmbaren Merkmale in ihrer Gesamtheit zutreffen. So kann *Estheriina extuberata* JONES & WOODWARD, 1899, wie *Estheria muensteriana* JONES & WOODWARD, 1893, eindeutig einer häufigen Form des Rotliegenden zugeordnet werden.

Der Holotypus von *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) ist offensichtlich eine adulte Form, bei der das Hinterende entweder nicht erhalten oder von Sediment bedeckt ist (siehe oben). Wie bei allen *Lioestheria*-Arten sind auch bei *L. extuberata* Faunen, die überwiegend oder ausschließlich aus Jugendformen bestehen, nicht selten. Die Jugendformen weichen beträchtlich von den adulten Formen ab. Durch ihre geringe Größe und die wenigen Anwachsstreifen kommt der sehr große freie Wirbel ganz besonders stark zur Geltung. Der Höcker ist bei den Jugendformen stets recht hoch, kegel-, kegelstumpf- oder kurz-säulenförmig. Bei den adulten Formen ist er dagegen nur halbkugelförmig und bei weniger guter Erhaltung manchmal kaum zu erkennen.

Die bei ZASPELOVA, 1968, als *Pseudestheria subtenella* bezeichneten Formen stimmen im Umriß, in der Berippung und in der Größe des freien Wirbels überein. Ihre Größe liegt an der Obergrenze der Variationsbreite für die Größe von *L. extuberata*. Das ist übrigens bei allen Arten aus dem Asselian und Sakmarian von Zentralkasachstan der Fall, die auch im mittel- und westeuropäischen Rotliegenden vorkommen, und dürfte wohl klimatisch bedingt sein (? höhere Temperaturen im Gebiet des heutigen Zentralkasachstan als im Gebiet des heutigen Europa).

Juvenile bis subadulte Formen von *Lioestheria extuberata* emend. könnten sich unter *Pseudestheria usitata* ZASPELOVA, 1968, verbergen, deren Holotypus aber recht schlecht erhalten ist. Zu *Lioestheria* gehört die Form aber wohl sicher.

Der ebenfalls sehr schlecht erhaltene Holotypus von *Gabonestheria manningtona* TASCH, 1975, ist nach der geringen Größe, dem Umriss (soweit erkennbar), den wenigen schmalen Anwachsstreifen, der relativ recht großen freien Wirbelfläche und der kegelförmigen hohen Aufragung auf dem freien Wirbel eine juvenile *L. extuberata*. Die wenig besser erhaltene *Gabonestheria belmontella* stimmt nach ihrer geringen Größe, dem Umriss, der großen freien Wirbelfläche und der darauf befindlichen hohen kegelförmigen Aufragung ebenfalls mit den Jugendformen von *L. extuberata* überein. Soweit erkennbar, scheinen die maximalen Abstände der konzentrischen Rippen aber etwas größer zu sein als bei *L. extuberata*. So könnte diese Art eine Übergangsform zwischen *L. extuberata* und *L. oboraensis* n. sp. sein, wobei sie aber der ersteren Art wegen des übereinstimmenden Umrisses und der noch rundlichen Aufragung viel näher steht. Vielleicht kann man sie als Unterart von *L. extuberata* abtrennen. Ähnliche Formen kommen in der oberen Oberhof-Formation vor.

Die bei BOY, 1976, als *Cyzicus (Lioestheria) tenella* (JORDAN) aus den Odernheim-Schichten (höhere Lebach-Gruppe) abgebildeten Formen sind nach den Zeichnungen schwer zuzuordnen, aber wohl überwiegend oder ausschließlich z.T. stark verquetschte *Lioestheria extuberata*. Material aus dem Top der Odernheimer Schichten, das durch freundliches Entgegenkommen von Herrn Prof. Dr. J. BOY, Mainz, nach Fertigstellung der Arbeit eingesehen werden konnte, enthält dominierend juvenile *L. extuberata*, aber auch einige adulte Formen dieser Art.

Lioestheria paupera (FRITSCH, 1901) emend. ist durchschnittlich etwas kleiner. Die Anwachsstreifen sind breiter und weniger zahlreich (auch bei adulten Formen meist nur 6-8, selten bis 14). Außerdem ist der Knoten auf dem freien Wirbel flacher ausgebildet und selbst bei juvenilen Formen höchstens halbkugelförmig.

Lioestheria oboraensis n. sp., von der bisher nur Jugendformen vorliegen, besitzt etwas breitere Anwachsstreifen, der Knoten auf der freien Wirbelfläche hat einen länglichen Querschnitt und zumindest ein Teil der Formen besitzt einen asymmetrisch gerundeten, oben abgeschrägten Hinterrand.

Lioestheria andreevi (ZASPELOVA, 1968) hat breitere Anwachsstreifen, die im mittleren Teil fast gerade sind, und der Umriss weicht deutlich ab (Hinterrand asymmetrisch gerundet, oben abgeschrägt).

Es ist nicht auszuschließen, daß die anscheinend vorn verdrückte *Estheria geinitzii* JONES & WOODWARD, 1893, eine Jugendform von *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) emend. ist, die dann ein jüngeres Synonym der ersteren Art wäre. Der relativ kleine freie Wirbel spricht aber dagegen, wengleich seine geringe Größe auch durch die Verdrückung entstanden sein könnte. Formen mit 9 Anwachsstreifen sind bei *L. extuberata* aber stets beträchtlich länger als 1,4 mm. So muß *Lioestheria geinitzii* (JONES & WOODWARD, 1893) aus der Lebach-Gruppe derzeit als nomen dubium angesehen werden.

Lioestheria ? reinachii (JONES & WOODWARD, 1893)

1893 *Estheria reinachii*, sp. nov. - JONES & WOODWARD, S. 531,
Taf. 19, Fig. 3

Bemerkungen: Unter *Estheria reinachii* bildeten JONES & WOODWARD, 1893, eine doppelklappig erhaltene Form ab, von der eine Klappe voll erhalten ist. Sie ist 3,2 mm lang und 1,86 mm hoch. Der Dorsalrand ist gerade und scharf gegen den Hinterrand abgesetzt. Vorder- und Hinterrand sind etwa gleich hoch. Der Vorderrand scheint gleichmäßig gerundet zu sein, dagegen ist der Hinterrand asymmetrisch gerundet (oben abgescrängt).

Die 8 Anwachsstreifen sind breit, wobei die innersten wesentlich schmaler als die äußeren gezeichnet wurden. Ob dies der Wirklichkeit entspricht, ist sehr fraglich. Der freie Wirbel ist mäßig groß. Die Problematik dieser Form liegt darin, daß sie durchaus als Übergangsform zwischen *L. extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) emend. und *L. andreevi* (ZASPELOVA, 1968) aufgefaßt werden könnte, daß ähnliche Formen aus der unteren Wadern-Formation und der unteren Rotterode-Formation bekannt sind (allerdings in schlechter Erhaltung und daher nicht eindeutig zuzuordnen), daß aber der Holotypus der Art bei JONES & WOODWARD, 1893, aus den oberen Lebach-Schichten angegeben wird, wo solche Formen bisher nicht nachgewiesen wurden (auch nicht in altersmäßig übereinstimmenden Schichten außerhalb des Saar-Nahe-Gebietes) und eigentlich auch gar nicht zu erwarten sind.

Nun korrelierten JONES & WOODWARD, 1893, auf S. 531, zwar die oberen Lebacher Schichten mit der Sötern-Formation, doch gibt von REINACH, 1892, aus dem locus typicus Engelthal bei Altenstadt (Wetterau) eine Schichtenfolge an, in der die Nahe-Gruppe an einer durch jüngere Sedimente verdeckten Störung über der Lebach-Gruppe liegt (bzw. der dazwischen liegende Profilabschnitt ist nicht aufgeschlossen). Bei den oberen Lebacher Schichten nach von REINACH, 1892, aus dem locus typicus dürfte es sich wohl um die Tholey-Gruppe handeln, aber selbst aus diesem stratigraphischen Bereich sind noch keine Übergangsformen zwischen *L. extuberata* und *L. andreevi* bekannt. Auch die Möglichkeit, daß es sich um eine Verwechslung mit Gesteinen der Wadern-Formation handelt, ist nicht groß, da der Holotypus aus lichtgrauen Sedimenten stammt.

Hier bleibt der zunächst nicht erklärbare Umstand bestehen, daß Formen, die *L. reinachii* ähneln, aus jüngeren Schichten bekannt sind, nicht aber dem stratigraphischen Bereich, aus dem der Holotypus stammen soll. Klärung kann hier wohl nur die Nachuntersuchung des Holotypus und die Neuauftassung von Topotypenmaterial bei gleichzeitiger Neueinstufung des stratum typicum bringen.

Es ist durchaus möglich, daß JONES & WOODWARD, 1893, so schlecht erhaltene Formen vorlagen, daß wichtige Merkmale nicht erkannt oder zeichnerisch falsch dargestellt wurden, wobei diese "verzeichnete" Form dann nur zufällig den Übergangsformen zwischen *L. extuberata* und *L. andreevi* aus stratigraphisch jüngeren Schichten ähnelt. Dafür gibt es zwei Indizien: (1) Die Anwachsstreifen sind um den freien Wirbel ähnlich schmal dargestellt wie bei *Limmestheria muensteriana* (JONES & WOODWARD, 1893) emend. und erst nach außen folgen sehr breite Anwachsstreifen. Eine solche Abfolge ist durchaus nicht üblich. (2) Von REINACH, 1892, (S. 16), stellte fest, daß in den Schichten, aus denen *L. ? reinachii* stammt "einige zweifelhafte Estherien" vorkommen. Danach ist die Erhaltung des Originalmaterials von *L. ? reinachii* sehr schlecht.

Taxonomischer Umfang und Altersstellung von *L. ? reinachii* müssen derzeit als ungelöste Probleme angesehen werden. Geht man von der zeichnerischen Darstellung der Art und der Beschreibung bei JONES & WOODWARD, 1893, aus, dann unterscheidet sie sich von *L. extuberata* (JONES & WOODWARD, 1893) emend. durch den Umriß (Hinterrand asymmetrisch gerundet) und durch die vor allem randlich sehr breiten Anwachsstreifen. Von *L. andreevi* (ZASPELOVA, 1968) würde sie sich danach durch den Verlauf der Anwachsstreifen (gleichmäßiger Verlauf, kein fast gerader mittlerer Abschnitt mit scharfem Umbiegen im hinteren Abschnitt wie bei *L. andreevi*) sowie durch den weniger gedrungenen Umriß unterscheiden.

Hinsichtlich des Umrisses, der Breite der Anwachsstreifen und der Größe des freien Wirbelfeldes könnte *L. ? reinachii* den bisher noch nicht bekannten adulten Formen von *L. oboraensis* n. sp. weitgehend entsprechen. Die Ausbildung des Knotens auf dem freien Wirbelfeld ist aber bei *L. ? reinachii* gänzlich unbekannt.

Lioestheria oboraensis, n. sp.
(Taf. 4, Fig. 3,4; Taf. 5, Fig. 1-4)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 4

Locus typicus: Obora (Furche von Boskovice, ČSSR), Erosionsrinne an der Straße Obora-Jabloňany.

Stratum typicum: Gelbgraue karbonatische Tonsteine (Horizont Obora) oberhalb rötlicher Schluff- und Sandsteine.

Diagnose: Dorsalrand lang, gerade, gegen den Vorder- und vor allem gegen den Hinterrand sehr deutlich abgesetzt. Vorderrand wenig bis mäßig gerundet. Hinterrand etwa gleich hoch, oben abgeschrägt. 1-7 breite Anwachsstreifen. Freier Wirbel groß, mit großer, stets länglicher, oben etwas verstärkter Aufragung.

Beschreibung: Nur juvenile Formen sind bekannt. Sie sind 1,2-2,2 mm lang und 0,8-1,5 mm hoch. Der Dorsalrand ist lang, gerade und gegen den Vorderrand deutlich, gegen den Hinterrand noch schärfer abgesetzt. Vorderrand wenig bis mäßig gerundet, teils oben, teils aber auch unten etwas abgeschrägt. Hinterrand etwa gleich hoch wie Vorderrand, z.T. aber auch etwas niedriger oder höher als dieser. Er ist asymmetrisch gerundet (oben abgeschrägt, unten gerundet). Der Ventralrand ist gleichmäßig, aber nicht sehr stark gerundet.

Es treten 1-7 Anwachsstreifen auf, die ziemlich breit sind (ihre maximale Breite schwankt allerdings in den verschiedenen Exemplaren zwischen 0,18 und 0,24 mm). Sie sind durchgehend gebogen, auch im mittleren Abschnitt.

Der freie Wirbel ist groß (0,7-1,3 mm lang). Auch das Verhältnis lfW: l ist groß (0,31-0,5). Die Aufwulstung liegt im vorderen oberen Teil des freien Wirbels, wobei sie aber deutlich von dessen Vorderrand und vom Dorsalrand abgesetzt ist. Sie hat stets einen länglichen Umriß.

Der obere Teil dieser Aufwulstung ist verstärkt, der untere Teil oft nur schwach ausgebildet. Bei schlechter Erhaltung ist z.T. nur der obere Teil zu erkennen. Eine zarte diagonale Radialrippe kann auf dem freien Wirbel hinter der Aufwulstung zu erkennen sein.

Vorkommen: Obora-Horizont des Rotliegenden der Boskovice-Furche (ČSSR).

Alter: Sakmarian. (?) Untere Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes,

(?) untere Rotterode-Formation des Thüringer Waldes. Alter: Sakmarian.

Bemerkungen und Beziehungen: Obwohl hunderte Exemplare aus verschiedenen Schichten im Obora-Horizont des Rotliegenden von Obora gefunden wurden,

konnten bisher nur Jugendformen nachgewiesen werden. Ein großer Teil der Exemplare zeigt plastische Deformation der Schalen, wodurch starke Unterschiede im Umriß resultieren (zwei solcher plastischen Deformationen sind auf Taf. 5, Fig. 1,4) dargestellt. Anscheinend unverdrückte oder wenig deformierte Exemplare zeigen einen asymmetrisch gerundeten, oben abgeschrägten Hinterrand. Dadurch unterscheidet sich *L. oboraensis* n. sp. deutlich von *L. extuberata*. (JONES & WOODWARD, 1893) emend. Ein weiterer Unterschied ist durch die stets längliche recht große Aufragung auf dem freien Wirbel gegeben, während bei *L. extuberata* die Aufragung noch einen rundlichen Querschnitt hat. *L. extuberata* ist sicher die Vorläuferform von *L. oboraensis*.

Beträchtliche Ähnlichkeit besteht auch mit *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850). Es ist zu erwarten, daß die adulten Formen von *L. oboraensis* die gleiche Größe und annähernd den gleichen Umriß wie die adulten Formen von *M. tenellum* aufweisen. Geht man davon aus, daß bei adulten Formen die Aufragung auf dem freien Wirbel generell verflacht, so dürften beide Arten auch eine sehr ähnliche Aufragung besitzen, die allerdings bei *L. oboraensis* doch noch deutlich kleiner ist als bei *M. tenellum*. *L. oboraensis* ist daher wohl eine Übergangsform zwischen *Lioestheria* und *Megasitum*, wie schon KOZUR & SITTIG, 1981 (dieser Band), ausführten. Die freie Wirbelfläche ist bei *M. tenellum* erheblich größer (IfW=1,3-2,2 mm, meist 1,8-2 mm) als bei *L. oboraensis* (IfW=0,7-1,3 mm). Da bei allen *Lioestheria*-Arten die Größe der freien Wirbelfläche bei den juvenilen und adulten Formen annähernd gleich ist, kann dieser Unterschied nicht auf den juvenilen Charakter von *L. oboraensis* zurückgeführt werden.

L. ? reinachii (JONES & WOODWARD, 1893) könnte einen ähnlichen Umriß aufweisen wie die bisher noch nicht bekannten adulten Formen von *L. oboraensis*. Der freie Wirbel scheint aber bei *L. reinachii* kleiner zu sein und die Ausbildung (und sogar das Vorhandensein) der Aufragung auf dem freien Wirbel ist bei dieser Art noch unbekannt. Wie unter *L. ? reinachii* ausgeführt wurde, ist diese Art derzeitiger keiner Art des Rotliegenden mit Sicherheit zuzuordnen.

Aus der unteren Rotterode-Formation vom Gasberg bei Rotterode liegen einige schlecht erhaltene adulte Formen vor, die anscheinend zwischen *L. extuberata* und *L. andreevi* vermitteln und *L. ? reinachii* ähneln. Bei diesen Formen könnte es sich um adulte Vertreter (l = 3-4 mm) von *L. oboraensis* handeln. Sie haben einen ähnlichen Umriß (oben leicht abgeschrägter, unten gerundeter Hinterrand; Vorderrand wenig gerundet) und eine ähnlich große freie Wirbelfläche (IfW=0,9-1,3 mm). Sie weisen 8-12 kräftige Rippen auf. Ihre Erhaltung ist aber so schlecht, daß keine Angaben über die Skulptur der freien Wirbelfläche, die zudem noch meist verquetscht ist, gemacht werden können. Daher ist noch keine sichere Zuordnung dieser Formen möglich. Ähnliche, leider ebenfalls schlecht erhaltene Formen kommen in der unteren Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes vor.

Juvenile Vertreter von *L. andreevi* (ZASPELOVA, 1968) haben einen ähnlichen Umriß; ihr Hinterrand ist aber stärker asymmetrisch als bei *L. oboraensis*. Außerdem sind die Anwachsstreifen bei *L. andreevi* breiter. Sie verlaufen im mittleren Abschnitt annähernd gerade und knicken dann hinten ziemlich scharf um, während sie bei *L. oboraensis* gleichmäßig gerundet sind. Die Aufragung auf dem freien Wirbel ist bei juvenilen Formen von *L. andreevi* aber ähnlich lang und deutlich wie bei *L. oboraensis*. *L. andreevi* leitet sich wohl von *L. oboraensis* oder einer ähnlichen Form her.

Lioestheria tenelleformis (DUNAEVA, 1950) aus dem (?) Asselian des Donec-Gebietes (bisher uns nur aus einer Zeichnung und der Beschreibung bei NOVOŽILOV, 1970, bekannt) ist im Umriß und in der Größe des freien Wirbel ähnlich und besitzt vielleicht auch eine längliche Aufwulstung auf dem freien Wirbel. Die Anwachsstreifen sind aber breiter und es sind auch bei adulten Formen (l=2,8 mm) nur 4 Anwachsstreifen vorhanden. Sollte es sich bei diesen Formen um juvenile Exemplare handeln, dann müßten die adulten Formen erheblich größer als bei *L. oboricensis* sein, da juvenile Vertreter mit nur 4 Anwachsstreifen bei dieser Art immer deutlich kürzer als 2 mm sind. Siehe Anhang.

Lioestheria andreevi (ZASPELOVA, 1968)
(Taf. 6, Fig. 3,4)

1968 *Pseudestheria andreevi* ZASPELOVA sp. nov. - ZASPELOVA, S. 232, Taf. 58, Fig. 6

1981 *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA) - KOZUR & SITTIG, Taf. 1, Fig. 1-4

Bemerkungen: Die Art wurde bei KOZUR & SITTIG, 1981 (dieser Band), beschrieben. Bei gut erhaltenen Formen hat auch bei adulten Exemplaren die Aufragung auf dem freien Wirbel wie bei den juvenilen Formen einen länglichen Umriß.

Vorkommen: Außer in Teilen der Kijminskaja svita des nordwestlichen Zentral-kazachstans (Unterperm) und im Tambacher Sandstein des Thüringer Waldes (Sakmarian) kommt die Art auch noch im kontinentalen Perm des Mecsek-Gebirges (Süd-Ungarn) vor. Die reichen Conchostracenfaunen dieses Gebietes befinden sich noch in Bearbeitung.

Gattung *Megasitum* NOVOŽILOV, 1970

Typusart: *Megasitum harmonicum* NOVOŽILOV, 1970

Megasitum tenellum (BRONN, 1850)
(Taf. 6, Fig. 1,2)

1850 *Posidonomya tenella* - BRONN, S. 577-579

1862 *Estheria tenella* JORDAN, sp. - JONES, S. 31-37, Taf. 5, Fig. 6

1919 *Estheria tenella* JORDAN - PRUVOST, S. 58-59

1953 *Pseudestheria tenella* (BRONN), 1850 - KAMARÁD, S. 8-10, alle abgebildeten Formen gehören zu anderen Arten, der Bezug erfolgte jedoch auf die Syntypen bei JONES, 1862

1981 *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850) - KOZUR & SITTIG, Taf. 2, Fig. 1-3; Taf. 3, Fig. 1-4; Taf. 4, Fig. 1,2

Bemerkungen: Seit über 100 Jahren wurden fast alle Conchostracen des Rotliegenden zu "*Estheria*" *tenella* gestellt. Doch seit JONES, 1862, eine aus Syntypen kombinierte Zeichnung der Art aus dem locus typicus bei Sulzbach (Senke von Baden-Baden) veröffentlichte, hat niemand mehr eine echte "*Estheria*" *tenella* abgebildet und der wirkliche taxonomische Umfang dieser Art, ja selbst ihre Gattungs- und Familienzugehörigkeit blieb völlig unklar.

PRUVOST, 1919, hatte das "Exemplar" auf Fig. 6 auf Taf. 5 bei JONES, 1862, als Holotypus der Art ausgewählt. Da dies bis zu diesem Zeitpunkt die einzige Abbildung einer Form aus einem der beiden ursprünglich genannten Vorkommen der Art war, wurde Sulzbach damit automatisch zum locus typicus für "*Estheria*" *tenella*. Die Festlegung bei PRUVOST, 1919,

war damit gültig und alle späteren Festlegungen (u.a. bei GUTHÖRL, 1934, vgl. KOZUR & SITTIG, 1981) eines Lectotypus waren ungültig.

Erst bei KOZUR & SITTIG, 1981 (dieser Band) konnte durch Nachuntersuchung des Typusmaterials und Neuaufsammlung von Topotypenmaterial das wichtigste Problem der Rotliegend-Conchostracen, der taxonomische Umfang von "*Estheria*" *tenella* geklärt werden.

Trotz gewisser Zweifel über die Berechtigung der Gattung *Megasitum* und der Problematik ihrer Abgrenzung gegen *Lioestheria* wurde "*Estheria*" *tenella* der Gattung *Megasitum* zugeordnet, deren Gattungsdiagnose sie voll entspricht. Einige oberpermische Vertreter dieser Gattung sind selbst im Artbereich sehr ähnlich (vgl. KOZUR & SITTIG, 1981).

Mit der erstmaligen genauen Beschreibung von *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850) bei KOZUR & SITTIG, 1981 (dieser Band, siehe dort), wurde die mehr als 100 Jahre andauernde Ungewißheit über den taxonomischen Umfang dieser Art beendet. Diese Ungewißheit hat bisher die moderne Erforschung der Rotliegend-Conchostracen noch stärker blockiert als die Unkenntnis der Typusart von *Lioestheria*. Die Lösung dieser beiden Grundprobleme der Conchostracen-Forschung im Rotliegenden Europas bei KOZUR & SITTIG, 1981, und KOZUR; MARTENS & PACAUD (in Druck) haben nun den Weg für die moderne Bearbeitung der Rotliegend-Conchostracen geebnet. Das ist umso wichtiger, da die Rotliegend-Conchostracen wegen ihrer universellen Verbreitung, Häufigkeit und ihrem hohen stratigraphischen Auflösungsvermögen künftig das Rückgrat der Biostratigraphie des Rotliegenden bilden werden.

Gattung *Pseudestheria* RAYMOND, 1946

Typusart: *Pseudestheria brevis* RAYMOND, 1946

Pseudestheria fritschi KOZUR & SITTIG, 1981
(Taf. 7, Fig. 3)

1981 *Pseudestheria fritschi* n.sp. - KOZUR & SITTIG, Taf. 4, Fig. 3; Taf. 5, Fig. 1-5

Bemerkungen: Diese älteste (basales Artinskian) bisher nachgewiesene *Pseudestheria*-Art steht *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA, 1968) noch nahe und hat sich wohl auch aus dieser Art entwickelt. Eine noch ältere *Pseudestheria*-Art (Sakmarian) könnte in der unteren Rotterode- und unteren Wadern-Formation vorkommen. Wegen schlechter Erhaltung ist aber keine genaue Abgrenzung dieser Formen gegen *Lioestheria* möglich. Es könnte sich auch um eine *Lioestheria*-Art mit verhältnismäßig kleinem freien Wirbel handeln, der durch Verquetschung noch kleiner erscheint. Eine weitere *Pseudestheria*-Art ist aus dem unteren Teil des postvulkanischen roten Rotliegenden von Pálmaces de Jadraque (Spanien) bekannt (SOPENA; FEYS et al., 1977, Fig. 4, Abb. 3 (?), 4, 5). Sie unterscheidet sich von *P. fritschi* KOZUR & SITTIG, 1981, durch die wesentlich zahlreicheren und schmalen Anwachsstreifen. Ob die bei SOPENA, FEYS et al., 1977, Fig. 4, Abb. 1, 2, abgebildeten großwüchsigen Formen auch zu *Pseudestheria* gehören, ist unklar.

Gattung *Protolimnadia* KOZUR & SITTIG, 1981

Typusart: *Estheria calcarea* FRITSCH, 1901

Protolimnadia calcarea (FRITSCH, 1901) emend.
(Taf. 8, Fig. 1-3; Taf. 9, Fig. 1-4; Taf. 10, Fig. 2-4)

- 1901 *Estheria calcarea*, FR. - FRITSCH, S. 78, Taf. 160, Fig. 9,10, non! Taf. 161, Fig. 4
1901 *Estheria ultima* FR. - FRITSCH, S. 78, Taf. 160, Fig. 11,12
1953 *Pseudestheria tenella* (BRONN), 1850 - KAMARÁD, S. 8-14, nur das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 11
1953 *Pseudestheria ultima* (FRÍČ, 1901) - KAMARÁD, S. 16-17, Taf. 3, Fig. 1-4
1953 *Pseudestheria* sp. - KAMARÁD, Taf. 3, Fig. 10

Neue Beschreibung: Carapax mittelgroß bis groß (l = 3,2-4,5 mm, meist 3,9-4,2 mm; h = 2,8-3,5 mm). Dorsalrand lang, gerade, gegen den Vorderrand wenig, gegen den Hinterrand etwas deutlicher abgesetzt. Vorderrand wenig niedriger als Hinterrand, im allgemeinen nur schwach gerundet und unten etwas abgeschrägt. Ventralrand gleichmäßig gerundet. Hinterrand gleichmäßig und kräftig gerundet.

Die Zahl der konzentrischen Rippen ist stets hoch (18-34, meist 23-30). Im oberen und hinteren Teil des Carapax beträgt ihr Abstand zunächst 0,15-0,2 mm. Dann schalten sich oft schwächere konzentrische Rippen ein und schließlich existiert meist noch eine Randzone mit sehr vielen (bis 15) äußerst eng liegenden zarten konzentrischen Rippen. Die freie Wirbelfläche ist im Verhältnis zur Gesamtgröße des Carapax mäßig groß. Ihre Länge (lfW) beträgt 1-1,6 mm. Das Verhältnis lfW:l liegt bei 0,26-0,35 und ist damit etwas niedriger als bei *Lioestheria*, jedoch höher als bei *Limnesteria*. Auf der freien Wirbelfläche ist eine recht flache und daher oft nicht erkennbare, ziemlich große, rundliche Aufbeulung vorhanden. Da eine solche, wenigstens sehr schwache, Aufbeulung bei allen Conchostracen mit großem freien Wirbel auftritt, kann ihrem bloßen Nachweis keine spezifische oder gar generische Bedeutung zugemessen werden. Vielmehr ist ihre Ausbildung und Höhe wichtig. Sie ist weit flacher als bei gleichaltrigen und auch älteren *Lioestheria*-Arten. Die Schalenoberfläche ist selbst bei hohen Vergrößerungen im SEM völlig glatt und nicht einmal feingrubig. Im unteren Teil des freien Wirbels liegt das Schließmuskelfeld. Es besteht aus 3 großen querovalen Narben, die in einer Reihe übereinander liegen und je einer vor der unteren und oberen Narbe liegenden kleineren Narbe. Unter den 3 großen querovalen Narben kann auch noch eine kleinere Narbe liegen.

Vorkommen: Hejtmánkovice- und Jetřichov-Kalk der Martínkovice-Formation der Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens (ČSSR), Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) des Podkrkonoší-Bekens (ČSSR). Artinskian.

Bemerkungen und Beziehungen: FRITSCH, 1901, gibt an, daß "*Estheria calcarea*" aus "Braunauer Kalken" im Straßenschotter gefunden wurde. Der Holotypus ist in einem rötlichgrauen Kalk enthalten, der Carapax hebt sich durch kräftigere rote Farbe deutlich ab. Diese Erhaltung ist ganz charakteristisch für den Hejtmánkovice-Kalk und tritt z.T. (bei insgesamt schlechterer Erhaltung) auch im Jetřichov-Kalk auf. Sie ist mit keiner Erhaltung in einem anderen Kalk des Rotliegenden aus dem Niederschlesischen Becken zu verwechseln. Die Einstufung als "Braunauer Kalk" (heute Hejtmánkovice und Jetřichov-Kalk) durch FRITSCH,

1901, ist also vollauf berechtigt. Da die Formen aus dem Jetřichov-Kalk durchschnittlich etwas kleiner und schlechter erhalten sind, stammt der Holotypus sicher aus dem Hejtmánkovice-Kalk, wo Massenvorkommen von Conchostracen auftreten, deren Schale kalzifiziert oder z.T. auch phosphatisiert ist und selbst feinste Details, wie Schließmuskelnarben, erkennen läßt.

Die bei FRITSCH, 1901, Taf. 161, Fig. 4, abgebildete Form aus dem Ruprechtice-Kalk der Olivětín-Formation des Niederschlesischen Beckens gehört nicht zu *Protolimnadia calcarea*. Ob es sich überhaupt um einen Conchostracen handelt, ist sehr fraglich.

Unter *Estheria ultima* beschrieb FRITSCH, 1901, von Břtuchov eine Form aus dem gleichen stratigraphischen Horizont, aus dem auch *Protolimnadia calcarea* stammt. Es handelt sich um eine Form, die am Vorderrand und anterodorsal verquetscht ist. Sie wurde in der Abbildung so orientiert, daß die anterodorsale Ecke nach oben gerichtet ist. Der gerade Dorsalrand ist aber auch bei dieser Form erhalten (Begrenzung rechts oben in Abb. 11 auf Taf. 160 bei FRITSCH, 1901). Auf Taf. 8, Fig. 2 und Taf. 10, Fig. 2, der vorliegenden Arbeit wurden ähnlich verdrückte Formen abgebildet, die so orientiert wurden, wie "*Estheria*" *ultima* bei FRITSCH, 1901. "*Estheria*" *calcarea* FRITSCH, 1901, und "*Estheria*" *ultima* FRITSCH, 1901, sind völlig identische Formen. Die bei FRITSCH, 1901, und KAMARÁD, 1953, hervorgehobenen Unterschiede sind nur erhaltungsbedingt.

Für "*Estheria*" *ultima* gibt FRITSCH, 1901, eine völlig glatte Schale auf den Anwachstreifen an, was den Tatsachen entspricht. Bei "*E.*" *calcarea* verzeichnet FRITSCH, 1901, eine sehr feine Netzskulptur, von der aber am Holotypus nichts zu entdecken ist, dessen Schale auf den Anwachstreifen ebenfalls glatt ist. Das gilt auch für alle untersuchten Exemplare aus dem Hejtmánkovice-Kalk, deren Schale selbst bei hohen Vergrößerungen im SEM glatt ist.

Protolimnadia ? *sulzbachensis* KOZUR & SITTIG, 1981, aus dem Oberrotliegenden der Senke von Baden-Baden (T 1-Folge nach SITTIG) besitzt einen abweichenden Umriß (Hinterrand oben kräftig abgeschrägt). Der freie Wirbel dieser Art ist größer, die Zahl der Anwachsstreifen dagegen geringer (14-22).

Bei *Protolimnadia*? sp. (Taf. 6, Fig. 4,5) aus der oberen Hornburg-Formation, die *P.* ? *sulzbachensis* KOZUR & SITTIG, 1981, nahesteht (vielleicht eine Unterart oder sogar eine selbständige Art) ist die Asymmetrie des Hinterrandes bereits abgeschwächt und die Größe des freien Wirbels ist meist schon etwas reduziert. In den übrigen Merkmalen stimmt diese Form aber noch mit *P.*? *sulzbachensis* überein. In den beiden von *P.* ? *sulzbachensis* etwas abweichenden Merkmalen nähert sie sich andererseits *P. calcarea*, so daß sie eine Übergangsform zwischen diesen beiden Arten sein könnte. In diesem Falle würde sie im Alter zwischen *P.* ? *sulzbachensis* und *P. calcarea* vermitteln. Sie könnte sich aber auch unabhängig von *P. calcarea* aus *P.* ? *sulzbachensis* entwickelt haben und nicht zu *P. calcarea* überleiten. In diesem Falle wäre sie auch jünger als *P.* ? *sulzbachensis*, aber hinsichtlich der relativen Altersstellung zu *P. calcarea* wäre nichts ausgesagt. Auf jeden Fall zeigt *Protolimnadia* ? sp. aus der oberen Hornburg-Formation des SE-Harzrandes an, daß dieser Teil der Hornburg-Formation jünger als die Schichten mit *P.* ? *sulzbachensis* und damit jünger als die unteren Rötelschiefer der mittleren Nahe-Gruppe sein muß. Ob die Schichten mit *P. calcarea* jünger oder gleichaltrig wie die Schichten mit *Protolimnadia* ? sp. sind, ist noch eine offene Frage.

Protolimnadia ? sp. ist etwas kleiner (1-3,7 mm) als *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* und *P. calcarea*. Dies könnte auf ökologische Faktoren zurück-

zuführen sein oder es lagen uns nur juvenile und subadulte Formen vor. Bei einigen juvenilen Formen von *Protolimnadia* ? sp. wurde eine große, flache undeutliche Aufwulstung beobachtet, ähnlich wie man das vereinzelt auch bei *P.* ? *sulzbachensis* sowie stets (und wesentlich deutlicher ausgeprägt) bei *Megasitum tenellum* beobachten kann. Es ließ sich jedoch nicht definitiv klären, ob es sich hierbei um ein primäres oder um ein sekundäres, durch postmortale Verdrückung entstandenes Merkmal handelt. An einzelnen Exemplaren konnte auch ein Radialelement beobachtet werden, das aber nur wenig Aufschluß über die Gattungszugehörigkeit gibt, da es außer bei *Lioestheria* auch bei einer Reihe weiterer permischer Conchostracen-Gattungen anzutreffen ist.

Offensichtlich repräsentieren *Megasitum tenellum*, *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* und *Protolimnadia* ? sp. eine eng verwandte Gruppe, die sowohl *Lioestheria oboraensis* als auch *Protolimnadia calcarea* nahesteht. Wollte man aber alle diese Formen in einer Gattung zusammenfassen, dann würde eine Sammelgattung entstehen, die weder gegen *Lioestheria* noch gegen *Megasitum* abzutrennen wäre, zumal sie als Endglieder dann auch *Lioestheria oboraensis* und *Protolimnadia calcarea* mit umfassen würde. Eine solche Sammelgattung wäre überdies gegen die meisten jungpaläozoischen und triassischen Conchostracen mit großem freien Wirbel und unterschiedlich geformter Aufragung auf dem freien Wirbel nicht abzugrenzen. Im Familienbereich erscheint eine solche Zusammenfassung aber recht plausibel.

Protolimnadia ? *sulzbachensis* KOZUR & SITTIG, 1981
(Taf. 7, Fig. 1,2)

1981 *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* n. sp. - KOZUR & SITTIG (dieser Band), Abb. 2-5, Taf. 6, Fig. 1-4; Taf. 7, Fig. 1,2

Bemerkungen: Sowohl im Umriß als auch in der manchmal noch sichtbaren, allerdings schon stark abgeschwächten großen, oben zugespitzten stets undeutlichen Aufbeulung auf der freien Wirbelfläche besitzt die Art noch starke Anklänge an *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850), doch ist die Aufragung, wenn überhaupt erkennbar, stets viel schwächer ausgeprägt als bei dieser Art, deren adulte Formen zudem kleiner sind und deutlich weniger Anwachsstreifen besitzen. Übergangsformen kommen vor (vgl. KOZUR & SITTIG, 1981).

Andererseits existieren aber auch Formen, die deutliche Anklänge an *P. calcarea* (FRITSCH, 1901) emend. besitzen (vgl. KOZUR & SITTIG, 1981, Taf. 7, Fig. 2). Bei ihnen ist die Asymmetrie des Hinterrandes schon abgeschwächt, die Zahl der Anwachsstreifen erhöht und der freie Wirbel etwas kleiner.

Protolimnadia ? sp. aus der oberen Hornburg-Formation des SE-Harzrandes unterscheidet sich durch das weniger asymmetrische Hinterrand und die meist etwas kleinere freie Wirbelfläche, stimmt sonst aber gut überein. Es könnte sich um eine Unterart von *P.* ? *sulzbachensis* oder sogar um eine selbständige Art handeln.

4.3. Kurze Bemerkungen zur supragenerischen Klassifikation der Conchostracen des Rotliegenden

Die bisherige supragenerische Klassifikation der fossilen Conchostracen, insbesondere der jungpaläozoischen Conchostracen, spiegelt in keiner Weise die wirklichen verwandtschaftlichen Verhältnisse, sondern allenfalls morphologische Ähnlichkeiten wider, die nicht immer auch verwandtschaftliche Beziehungen anzeigen. Hier werden folgende Klassifikationen vorgeschlagen:

Oberfamilie Lioestheriacea RAYMOND, 1946 emend. .

Synonym: Vertexioidea KOBAYASHI, 1946

Familie Vertexiidae KOBAYASHI, 1954

Synonym: Gabonestheriidae NOVOŽILOV, 1970

Bemerkungen: Hier auf Formen mit hohlem Stachel auf der freien Wirbelfläche beschränkt. Sichere Vertreter sind bisher nur aus der Trias bekannt, wo sie vor allem im Brahmanian/Jakutian-Grenzbereich sowie im höheren Brahmanian dominieren.

Familie Lioestheriidae RAYMOND, 1946 emend.

Synonym Pemphilimnadiopsidae TASCH, 1961

Bemerkungen: Die Lioestheriidae wurden von RAYMOND, 1946, und späteren Autoren in einem ganz anderem Sinne verwendet. Da sie sich aber auf die Nominatgattung *Lioestheria* beziehen müssen, die eine Gattung mit langem, geraden Dorsalrand, großem freien Wirbel und darauf befindlicher Aufragung und kurzem Radialelement ist, können die Lioestheriidae nicht mehr im bisherigen Sinne verwendet werden. Sie unterscheiden sich von den Vertexiidae KOBAYASHI, 1954, lediglich dadurch, daß letztere immer einen hohlen Stachel auf dem freien Wirbel besitzen. Beide Familien sind sehr nahe miteinander verwandt und gehören ganz sicher in die gleiche Oberfamilie. Damit müssen die Vertexioidea KOBAYASHI, 1954, durch die Lioestheriacea RAYMOND, 1946 emend., ersetzt werden.

Der für die Pemphilimnadiopsiade TASCH, 1961, charakteristische Umriß (mit oben abgeschrägtem oder sogar konkav eingezogenen Hinterrand tritt bei vielen Lioestheriidae emend. auf. Sogar einige Arten von *Lioestheria* selbst besitzen diesen Umriß. Die Pemilimnadiopsidae TASCH, 1961, sind daher ein jüngeres Synonym der Lioestheriidae RAYMOND, 1946 emend.

Von den hier beschriebenen Gattungen gehören *Lioestheria* und *Megasitum* zu den Lioestheriidae. Die Gattung *Protolimnadia* nimmt eine Übergangsstellung zwischen den Lioestheriidae und den Palaeolimnadiidae TASCH, 1961, ein, sollte aber schon als primitive Ausgangsform zu den letzteren gestellt werden.

Die Gabonestheriidae NOVOŽILOV, 1970, umfassen typische Vertreter der Vertexiidae. Leider ist die Typusart von *Gabonestheria*, *Estheria* (*Pemphicyclus*) *gabonensis* MARLIÈRE, 1950, etwas problematisch. Der Knoten ist derartig hoch (bei juvenilen Formen), daß hier wohl schon eine

typischer Vertreter der Vertexiidae vorliegt. Etwas problematisch ist auch das Alter der Art. Nachdem MARLIÈRE, 1950, annahm, daß die Art aus dem Oberkarbon bis Unterperm stammt (wobei er sich auf die Altersangaben für *Pemphicyclus* bei RAYMOND, 1946, stützte), stufte NOVOŽILOV, 1970, die Form in die Unterkreide ein. Ein solches Alter ist aber ausgeschlossen, da "*Gabonestheria*" *gabonensis* aus roten Schiefern der Agoula-Gruppe stammt. Diese roten Schiefer gehören zur oberen Agoula-Gruppe, die ein oberpermisches bis tief-untertriassisches Alter aufweist. Eine Verwechslung wäre hier eigentlich nur mit der M'Vone-Gruppe möglich, deren oberer Teil zum Dogger gehört (JARDINÉ, 1974). "*Gabonestheria*" *gabonensis* (MARLIÈRE, 1950) zeigt aber (oberpermisches) bis tief-untertriassisches Alter an.

Oberfamilie Limnadioidea BAIRD, 1849

Familie Kontikiidae NOVOŽILOV, 1958 emend. KOZUR

Bemerkungen: Nach der Emendation bei KOZUR (in Druck b) umfaßt diese Familie alle Limnadioidea mit langem geradem Dorsalrand und einem mehr oder weniger großen freien Wirbel, der noch nicht nach vorn verlagert ist wie bei den Limnadiidae BAIRD, 1849, die überdies einen konvexen Dorsalrand besitzen.

Als ältester Vertreter der Kontikiidae emend. wird hier *Protolimnadia* KOZUR & SITTIG, 1981, angesehen, die eine Übergangsform zu den Lioestheriidae RAYMOND, 1946, ist.

Oberfamilie Cyzicoidea STEBBING, 1910

Familie Cyzicidae STEBBING, 1910

Bemerkungen: *Pseudestheria* RAYMOND, 1946, wird hier als der älteste Vertreter dieser Familie angesehen. Obwohl sich *Pseudestheria* aus *Lioestheria* entwickelt hat, empfiehlt es sich nicht, die Cyzicidae in die gleiche Oberfamilie zu stellen wie die Lioestheriidae. Vielmehr sind die Lioestheriidae sowohl die Ausgangsformen für die ersten primitiven Limnadioidea (*Protolimnadia*) als auch für die Cyzicidae (*Pseudestheria*), da sich *Euestheria* DEPÉRET & MAZERAN fließend aus *Pseudestheria* RAYMOND herleitet und *Euestheria* wiederum die Ausgangsform für die jungmesozoischen und neozoischen Cyzicidae ist.

Oberfamilie inc. (? Cyzicoidea STEBBING, 1910)

Familie Anomalonemidae NOVOŽILOV, 1958 emend., nom.corr.

Bemerkungen: TASCH, 1969, stellte die Anomalonematinae NOVOŽILOV, 1958, als jüngeres Synonym zu den Estheriellinae KOBAYASHI, 1954. *Estheriella* hat aber *Anomalonema* RAYMOND, 1946, nicht das geringste zu tun. Vielmehr ist fraglich, ob diese Gattung überhaupt von *Limnestheria* WRIGHT, 1920, im hier verwendeten Umfang zu trennen ist (siehe unter Besprechung der Gattungen). Zur gleichen Familie gehören beide Gattungen aber sicher.

5. Biostratigraphische Auswertung der Conchostracen-Faunen

Vor allem im tieferen Rotliegenden ergeben sich bei der biostratigraphischen Auswertung insofern Schwierigkeiten, als hier zwei Conchostracen-führende Großfazies vorliegen, (1) schwarze, oftmals bituminöse Tonsteine, die fast ausschließlich *Limnesteria* führen und (2) dunkle, graue oder rote Ton- bis Schluffsteine, in denen überwiegend *Lioesterien* auftreten. Beim Wechsel dieser zwei Fazies kommt es somit zum radikalen Wechsel der Conchostracen-Faunen, der aber rein faziesbedingt ist. Innerhalb beider Großfazies treten evolutive Veränderungen der *Limnesteria*- bzw. *Lioesteria*-Arten auf, die hier zur Definition der Zonen genutzt werden. Beim heutigen Kenntnisstand lassen sich aber beim Wechsel aus einer Fazies in die andere Überschneidungen einiger der im tieferen Rotliegenden ausgeschiedenen Zonen noch nicht ausschließen. Hier sind noch jahrelange Studien nötig, um alle Probleme zu klären. Die stratigraphisch wichtigsten Arten des höheren Rotliegenden gehören zu den Gattungen *Lioesteria*, *Megasitum*, *Protolimnadia* und *Pseudesteria*, die alle ähnliche Faziesansprüche zeigen. Dementsprechend können hier die Zonen schon schärfer abgegrenzt werden, doch tritt hier das Problem der Überlieferungslücken z.T. stärker in den Vordergrund, so daß auch hier Überschneidungen von Zonen noch nicht in jedem Fall ausgeschlossen werden können (vgl. Schema am Schluß des Abschnitt 5). Im obersten Rotliegenden werden die Conchostracen ziemlich selten, weshalb hier noch keine Zonierung vorgelegt wird. Eine Ausnahme macht das Mecsek-Gebirge (Südungarn), wo Conchostracen in guter Erhaltung bis zum kontinentalen Oberperm (nach Sporomorphen gleichaltrig mit dem Zechstein Mitteleuropas) nachgewiesen wurden. Die Conchostracen-Zonierung für das höhere Unterperm, Mittelperm und Oberperm soll in dieser Region erarbeitet werden (KOZUR, in Vorbereitung). Alle Zonenbezeichnungen erhalten hier außer ihren von der (oder den) Indexart(en) abeleiteten Namen auch noch eine Kurzbezeichnung (C 1, C 2 etc.), entsprechend werden die Zonen nach Tetrapodenfährten (HOLUB & KOZUR, dieser Band, in Druck) mit den Kurzbezeichnungen TF 1, TF 2 etc. versehen.

Zone C 1: *Lioesteria paupera* - Assemblage-Zone

Definition: Lebensbereich von *Lioesteria paupera* ohne *Limnesteria muensteriana*.

Untergrenze: Einsetzen von *Lioesteria paupera*.

Obergrenze: Aussetzen von *Lioesteria paupera*, ? Einsetzen von *Lioesteria* sp. (Übergangsform zu *L. extuberata*).

Stratigraphischer und regionaler Umfang: Stefan/Autunien-Grenzschichten der Bohrung La Motte (Decize-Becken, Frankreich), Grès de Lally des Autun-Beckens, mittlere und obere (aber nicht oberste) Kusel-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes (mittlere Quirnbach- bis untere Lauterecken-Schichten), untere Manebach-Formation des Thüringer Waldes, basales Autunian sensu DOUBINGER von Český Brod ("Na Skalce"). Alle sicheren Nachweise dieser Zone gehören in das Untere Asselian s.l., vor allem in dessen unteren Teil.

Bemerkungen: Obwohl diese Zone weit verbreitet und durch die charakteristische *Lioesteria paupera* (= *L. lallyensis*) leicht zu erkennen ist, kann man momentan weder die Untergrenze noch die Obergrenze genau fixieren. Die Probleme an der Untergrenze rühren daher, daß aus Ploužnice (höheres Stefan) Formen bekannt sind (KAMARÁD, 1953, und Sammlung des Museums in Nová Paka), die *L. paupera* sehr nahestehen und z. Z. noch nicht exakt abgegrenzt werden können. Leider konnten wir die Fundstelle

dieser Conchostracen im Ploužnice-Horizont nicht auffinden. Theoretisch sind daher folgende Möglichkeiten gegeben: (1) Es handelt sich um *L. paupera* und das Material stammt aus dem Ploužnice-Horizont (Stefan C, Stefan D?), (2) es handelt sich um *L. paupera*, aber das Material stammt aus dem Ploužnice-Horizont und (3) es handelt sich um die Vorläuferform von *L. paupera* und das Material stammt aus dem Ploužnice-Horizont.

Die letztere Möglichkeit ist am wahrscheinlichsten. Rein lithologisch spricht nichts gegen die Herkunft des Materials aus dem Ploužnice-Horizont, da es sich um hellgraue, violettstichige Tuffite handelt. Für diese Herkunft spricht auch, daß sowohl KAMARÁD, 1953, eine Form von dort abbildet als auch im Museum Nová Paka eine Form aus diesem Horizont vorliegt. Da wir die Fundstelle nicht auffinden konnten, können wir uns nur auf die Bearbeitung von zwei Exemplaren stützen, weshalb uns die in diesem Falle besonders wichtigen Angaben zur intraspezifischen Variabilität fehlen. Die beiden vorliegenden Exemplare haben geringfügig schmalere Anwachsstreifen und sind bei gleicher Zahl der Anwachsstreifen noch etwas kleiner als die Jugendformen von *L. paupera*. Der Knoten auf dem freien Wirbel scheint deutlich breiter zu sein als bei *L. paupera*. Recht ähnlich mit den Formen aus dem Ploužnice-Horizont sind jene Formen, die FEYS & LANGIAUX, 1980, als Übergangsformen zwischen *Estheria limbata-rimosa* und *E. tenella* aus dem höheren Stefan B des Blanz-Beckens aufführen. Von diesen Formen wurden zahlreiche, leider meist deformierte Exemplare abgebildet. Die Breite der Anwachsstreifen variiert; durchschnittlich ist sie wohl ein wenig kleiner als *L. paupera*. Auch der große freie Wirbel scheint durchschnittlich etwas kleiner zu sein als bei dieser Art. Bei einem Teil der Formen ist der Hinterrand leicht asymmetrisch gerundet (oben abgeschrägt, unten gerundet). Sollte dieses Merkmal nicht durch Verdrückung entstanden sein, könnte es zur Abgrenzung gegen *Lioestheria paupera* herangezogen werden. Nach den Abbildungen bei FEYS & LANGIAUX, 1980, zu urteilen, besitzen alle Exemplare einen auffällig großen und breiten Knoten, der einen beträchtlichen Teil des freien Wirbels einnimmt. Er ist noch größer als bei den Formen aus Ploužnice.

Die hier diskutierten Formen sind als Übergangsformen zwischen der stefanischen *Pemphilimnadiopsis* TASCH, 1961, (mit asymmetrisch gerundetem, oben abgeschrägtem Hinterrand und relativ kleinem freien Wirbel) und *Lioestheria* zu deuten, sind dabei wegen des recht großen Wirbels aber schon zu *Lioestheria* zu stellen. Die Formen von Ploužnice scheinen aber zwischen den Formen aus dem höheren Stefan B und der typischen *Lioestheria paupera* zu vermitteln.

In Abhängigkeit von der exakten Abgrenzung zwischen den hier diskutierten Formen und *Lioestheria paupera* liegt die Basis der *paupera*-A.-Z. an der Basis des Autunian sensu DOUBINGER oder tiefer, innerhalb des höheren Stefan. An der Definition der Untergrenze der *paupera*-A.-Z. mit dem Einsetzen von *L. paupera* ändern die noch ausstehenden Ergebnisse aber nichts.

Im Stefan A und tieferen Stefan B kommen noch durchwegs typische Vertreter von *Pemphilimnadiopsis* vor, aus der sich die Gattung *Lioestheria* entwickelt hat, z.B. *P. ortonii* (CLARKE), *P. grodovkaensis* (DUNAEVA), *P. minima* (DUNAEVA), *P. ortoniforme* (DUNAEVA), *P. sphaerocrona* (DUNAEVA) (= *Cornia praesculpta* WARTH ?), *P. salairica* (NOVOŽILOV), *P. theclae* (NOVOŽILOV), *P. ukrainica* (NOVOŽILOV). Offensichtlich sind die *Pemphilimnadiopsis*-Arten im Stefan A und unterem Stefan B ähnlich gute und von Sibirien bis Nordamerika verbreitete Leitformen wie die *Lioestheria*-Arten im obersten Stefan und Unterperm. Gelegentlich kommen

sie wohl auch noch im höheren Stefan B, aber nicht mehr im Stefan C vor.

Einige Bedeutung könnte dem Vorkommen von *Lioestheria* sp. in den mittleren Lauterecken-Schichten zukommen. Sollte sich diese Form aus *L. paupera* herleiten, dann käme ihrem Einsetzen beträchtliche Bedeutung für die Definition der Obergrenze der paupera-A.-Z. zu.

In der unteren Manebach-Formation vom Hohlweg auf dem Rücken oberhalb der Waldschenke von Pappenheim kommen *L. paupera* und *Limnesteria palaeoniscorum* gemeinsam vor. Die Typusart der palaeoniscorum-A.-Z. tritt also schon im höheren Teil der paupera-A.-Z. auf.

Zusammen mit *Limnesteria muensteriana* wurde *L. paupera* bisher nirgends nachgewiesen. Im stratigraphischen Bereich der muensteriana-A.-Z. dürften auch schon Zwischenformen von *L. paupera* und *L. extuberata* oder vielleicht sogar schon primitive Vertreter der letzteren Art vorkommen, da unmittelbar über der muensteriana-A.-Z. zusammen mit letzten Vertretern von *M. muensteriana* schon *L. extuberata* vorkommt, die deutlich höher entwickelt ist als *L. paupera*. Es könnte bei der obigen Definition also nur zu Überschneidung zwischen der paupera-A.-Z. und der palaeoniscorum-A.-Z. kommen (siehe unten) zumal auch die direkte Vorläuferform von *Limnesteria palaeoniscorum* nicht bekannt ist. Das Auftreten von *Limnesteria palaeoniscorum* in der paupera-A.-Z. bedeutet definitionsgemäß aber keine Überschneidung der beiden Zonen. Durch Hinzuziehung der anderen in der paupera- und palaeoniscorum-A.-Z. vorkommenden Arten dürfte sich der Überschneidungsbereich beider Zonen künftig völlig ausschließen lassen.

Zone C 2: *Limnesteria palaeoniscorum*-A.-Z.

Definition: Vorkommen von *Limnesteria palaeoniscorum* und *Limnesteria* ? sp. W sensu BOY, 1976 ohne *Lioestheria paupera*.

Untergrenze: Aussetzen von *Lioestheria paupera*, ? Einsetzen von *Lioestheria* sp.

Obergrenze: Einsetzen von *Limnesteria muensteriana*.

Stratigraphischer und regionaler Umfang: ? Muse-Formation des Autun-Bekens, mittlere Lauterecken- bis basale Jeckenbach-Schichten (oberste Kusel- und basale Lebach-Gruppe) des Saar-Nahe-Gebietes, Grenzbereich Manebach/Goldlauter-Formation von Breitenbach (Thüringen), Rudník- und Košťálov-Horizont der Stará Paka Member (Vrchlabí-Formation) des Podkrkonoší-Beckens (ČSSR), Bečkov-Formation des Niederschlesischen Beckens (ČSSR). Unteres Asselian s.str., höherer Teil.

Bemerkungen: Die Problematik der Untergrenze der palaeoniscorum-A.-Z. wurde auch schon bei der Obergrenze der paupera-A.-Z. diskutiert. Das Aussetzen von *L. paupera* (im Sinne des Übergangs in eine neue Art) ist noch nicht genau bekannt. Sollte es aber wirklich in den mittleren Lauterecken-Schichten (oberste Kusel-Gruppe) liegen, dann wäre der Bereich, in denen *Limnesteria palaeoniscorum* und *Lioestheria paupera* gemeinsam vorkommen, nicht groß.

Wie schon angedeutet, überschneiden sich definitionsgemäß die paupera- und die palaeoniscorum-A.-Zone nicht, da die palaeoniscorum-A.-Z. erst mit dem Aussetzen von *L. paupera* beginnt, ganz unabhängig davon, wie groß das Intervall ist, in denen beide Index-Arten gemeinsam vorkommen. Sollte aber *L. paupera* noch wesentlich höher als die unteren Lauterecken-Schichten hochreichen, dann würde die paupera-A.-Z. in der jetzigen Definition eine zu kleine stratigraphische Einheit. In diesem Falle müßten andere Kriterien zur gegenseitigen Abgrenzung von paupera- und palae-

oniscorum-A.-Z. herangezogen werden. Dabei bietet sich z.B. das Einsetzen von *Lioestheria* sp. in den mittleren Lauterecken-Schichten an, falls sich diese Art aus *Lioestheria paupera* entwickelte und definitiv von ihr abgrenzen läßt. Sehr wichtig für die Definition der Untergrenze der palaeoniscorum-A.-Z. könnte auch das Einsetzen der leicht erkennbaren, recht großwüchsigen (bis 6 mm langen) *Limnesteria* ? sp. W sensu BOY, 1976, werden, die bisher nur innerhalb der palaeoniscorum-A.-Z. nachgewiesen wurde (von ihrer Basis bis zur Obergrenze). Leider ist die Vorläuferform dieser Art noch nicht bekannt, so daß z.Z. ihr Einsetzen noch nicht hoch bewertet werden kann. Die Obergrenze der palaeoniscorum-A.-Z. läßt sich durch das Einsetzen von *Limnesteria muensteriana* gut definieren, da beide Index-Arten in der gleichen Fazies vorkommen.

Zone C 3: *Limnesteria muensteriana*-A.-Z.

Definition: Lebensbereich von *Limnesteria muensteriana* (ohne *Lioestheria extuberata*).

Untergrenze: Einsetzen von *Limnesteria muensteriana*.

Obergrenze: ? Einsetzen von *Lioestheria extuberata*, Aussetzen der typischen Vertreter von *Limnesteria muensteriana*.

Stratigraphischer und regionaler Umfang: Surmoulin-Formation und Faisceau de Télot des Autun-Beckens, untere, aber nicht basale Lebach-Gruppe der Wetterau und des Saar-Nahe-Gebietes, Acatodes-Horizont der mittleren Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes, "Brandschiefer" von Oschatz, Sachsen. Mittleres Asselian.

Bemerkungen: Die Untergrenze ist durch das Einsetzen von *Limnesteria muensteriana* gut definiert, da *L. palaeoniscorum* die gleichen Faziesansprüche hat und wohl auch die Vorläuferform von *L. muensteriana* ist. Die Obergrenze der muensteriana-A.-Z. ist an sich wieder eine Faziesgrenze. Es ist daher zu erwarten, daß *Lioestheria extuberata* oder eine sehr nahe verwandte Form schon in der muensteriana-A.-Z. vorkommt, obwohl sie dort noch nicht nachgewiesen wurde. In der unteren extuberata-A.-Z. kommt *Limnesteria muensteriana* noch selten vor, ist hier aber durch hoch entwickelte Formen vertreten, die wohl später als Unterart abgetrennt werden können. Massenvorkommen von *Limnesteria muensteriana* wie sie für die muensteriana-A.-Z. charakteristisch sind, kommen aber in der unteren extuberata-A.-Z. selbst bei günstiger "*Limnesteria*-Fazies" nicht mehr vor.

Zone C 4: *Lioestheria extuberata*-A.-Z.

Definition: Vorkommen von *L. extuberata*.

Untergrenze: ? Einsetzen von *L. extuberata*, Aussetzen der typischen Vertreter von *Limnesteria muensteriana*.

Obergrenze: Einsetzen von *Lioestheria oboraensis*.

Stratigraphische und regionale Reichweite: Roof shale, Washington coal bis über Jollytown "A" coal (mittlere bis obere Washington-Formation der Dunkard-Gruppe, höheres Mittelasselian bis Oberasselian) des Dunkard-Beckens (USA), Top der Odernheim-Schichten (höhere Lebach-Gruppe) bis untere Sötern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes, Tholey-Gruppe oder untere Sötern-Formation der Wetterau, Obere Goldlauter-Formation und Oberhof-Formation des Thüringer Waldes, Horizont von Zboněk im Rotliegenden der Boskovice-Furche (ČSSR), Teile der bis 1300 m mächtigen Kijmiskaja svita im nordwestlichen Teil Zentralkazachstans. Höheres Mittelasselian bis basales Sakmarian.

Bemerkungen: Die Probleme der Untergrenze wurden schon unter der

muensteriana A.-Z. behandelt. Sollte *L. extuberata* bereits in der muensteriana-A.-Z. vorhanden sein, müßte die Definition der extuberata-A.-Z. geringfügig modifiziert werden. Da in der unteren extuberata-A.-Z. primitive Vertreter von *L. extuberata* vorkommen, ist zu erwarten, daß in noch älteren Schichten bereits Übergangsformen zu *L. paupera* auftreten, die zumindest als Unterart abgetrennt werden können. Sollte das nicht der Fall sein und *L. extuberata* s.str. in faziell geeigneten Ablagerungen doch schon in der muensteriana-A.-Z. vorkommen, müßte die Basis der extuberata-A.-Z. mit dem Aussetzen der typischen Vertreter von *Limnesteria muensteriana* definiert werden.

Die Obergrenze der extuberata-A.-Z. ist gut definiert, da sich *L. oboraensis* aus *L. extuberata* herleitet.

Die extuberata-A.-Z. kann später in zwei oder drei Subzonen aufgeteilt werden. In der unteren Subzone (obere Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes, obere Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes, Horizont Zboněk der Boskovice-Furche) kommen neben vergleichsweise primitiven Formen von *L. extuberata* noch vereinzelt hoch entwickelte Vertreter von *Limnesteria muensteriana* vor, die wohl eine selbständige Unterart repräsentieren. Da sie recht selten sind, ist die Abgrenzung gegen die mittlere Subzone (z.B. untere Oberhof-Formation) schwierig. In der mittleren Subzone kommen keine Vertreter von *Limnesteria muensteriana* (auch keine hochentwickelten Formen) mehr vor, es fehlen aber auch noch die hochentwickelten Vertreter von *L. extuberata*, die schon einige Anklänge an *L. oboraensis* zeigen und vielleicht als eigene Unterart abgetrennt werden können. Diese hochentwickelten Vertreter sind in der oberen Subzone (z.B. obere Oberhof-Formation des Thüringer Waldes) häufig. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand sind diese 3 (oder 2) Subzonen aber noch nicht definitiv zu trennen. Lediglich der untere und obere Teil der extuberata-A.-Z. können gut auseinander gehalten werden.

Die extuberata-A.-Z. hat von allen Conchostracen-Zonen des Rotliegenden die größte regionale Verbreitung (östliche USA bis Kazachstan).

Zone C 5: *Lioestheria oboraensis*-Assemblage-Zone

Definition: Lebensbereich von *L. oboraensis*.

Untergrenze: Einsetzen von *L. oboraensis*.

Obergrenze: Aussetzen von *L. oboraensis* ? Einsetzen von *L. andreevi*.

Stratigraphische und regionale Reichweite: Obora-Horizont des Rotliegenden der Boskovice-Furche (ČSSR), ? untere Rotterode-Formation des Thüringer Waldes, ? untere Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes. 2)

Bemerkungen: Die Untergrenze der oboraensis-A.-Z. ist genau zu definieren, da sich *L. oboraensis* aus *L. extuberata* entwickelt hat. Die Obergrenze ist dagegen problematisch, da *L. oboraensis* sowohl als Ausgangsform für *Megasitum tenellum* als auch für *L. andreevi* in Frage kommt. Die letztere Art könnte sich jedoch auch unabhängig direkt über *L. reinachii*-ähnliche Zwischenformen aus *L. extuberata* entwickelt haben. In beiden Fällen wäre eine Überschneidung der oboraensis-A.-Z. mit der andreevi-A.-Z. möglich. Im letzteren Falle könnten beide Zonen sogar altersgleich sein.

Sowohl in der unteren Rotterode-Formation als auch in der unteren Wadern-Formation kommen schlecht erhaltene Formen vor, die den adulten (bisher nicht nachgewiesenen) Formen von *L. oboraensis* entsprechen könnten. Genaue Aussagen sind aber wegen der schlechten Erhaltung nicht möglich.

2) vgl. Anhang

Zone C 6: *Lioestheria andreevi*-A.-Z.

Definition: Lebensbereich von *L. andreevi* ohne *L. oboraensis*.

Untergrenze: Aussetzen von *L. oboraensis*, ? Einsetzen von *L. andreevi*.

Obergrenze: ? Aussetzen von *L. andreevi*, Einsetzen von *M. tenellum*.

Stratigraphische und regionale Reichweite: Tambacher Sandstein der Tambach-Formation des Thüringer Waldes, Perm des Mecsek-Gebirges, Teile der bis 1300 m mächtigen Kijminskaja svita des nordwestlichen Zentral-kazachstan. Höheres Sakmarien.

Bemerkungen: Die Berechtigung dieser Zone kann gegenwärtig weder bewiesen noch widerlegt werden. *L. andreevi* oder eine nahe verwandte Form ist sicher die Vorläuferform von *L. laminata* (RAYMOND, 1946) aus der Wellington-Formation (oberes Artinskian) von Kansas und Oklahoma. Aus diesen Überlegungen heraus könnte die oberste mögliche Reichweite von *L. andreevi* unteres Artinskian sein. Damit könnte *L. andreevi* theoretisch auch in den beiden nachfolgenden Zonen vorkommen (sofern dort nicht schon *L. laminata* auftritt), obwohl bereits in der *tenellum/sulzbachensis*-A.-Z. mit *Pseudestheria fritschi* eine Nachläuferform von *L. andreevi* auftritt. Die Ausgangs- und Nachläuferform können sich oftmals in einem beträchtlichen Zeitraum überschneiden, vor allem wenn die Entwicklung in getrennten Sedimentationsräumen verläuft. Eine definitive Abtrennung von *andreevi*- und *tenellum/sulzbachensis*-A.-Z. wäre aber dennoch gegeben, wenn sich *L. andreevi* nur mit einem Teil der Reichweite von *M. tenellum* überschneiden würde. Dann müßte allerdings gegebenenfalls die *andreevi*-A.-Z. mit dem gemeinsamen Vorkommen von *L. andreevi* und *M. tenellum* definiert werden.

Andererseits wäre es aber auch möglich, daß sich die *andreevi*-A.-Z. mit der *oboraensis*-A.-Z. überschneidet oder daß beide Zonen sogar zeitgleich wären, da sich *M. tenellum* sicher nicht aus *L. andreevi* (Unterschiede in der Größe des freien Wirbels!), sondern aus *L. oboraensis* oder einer näher verwandten Form entwickelt hat.

Nach den obigen Ausführungen (siehe auch unter *oboraensis*-A.-Z.) könnte der Bereich, in dem *L. andreevi* auftritt und *L. oboraensis* nicht mehr vorkommt, sehr klein werden oder gar nicht existieren. In diesem Fall müßte die *andreevi*-A.-Z. zugunsten der *oboraensis*-A.-Z. aufgegeben werden.

Zone C 7: *Megasitum tenellum*/Protolimnadia ? *sulzbachensis*-A.-Z.

Definition: Gesamter Lebensbereich von *M. tenellum* und *P. ? sulzbachensis*.
Untergrenze: Einsetzen von *M. tenellum* ? Einsetzen von *Pseudestheria fritschi*.

Obergrenze: Aussetzen von *P. ? sulzbachensis* s.l., Einsetzen von *P. calcarea*
Stratigraphische und regionale Reichweite: Untere Tonsteinfolge (T 1) des Oberrotliegenden der Senke von Baden-Baden, obere Hornburg-Formation des SE-Harzrandes (?). Unteres Artinskian (tieferer Teil).

Bemerkungen: In der T 1-Folge des Oberrotliegenden von Sulzbach (Senke von Baden-Baden) folgen *M. tenellum* und *P. ? sulzbachensis* aufeinander und der Bereich des gemeinsamen Vorkommens ist nur kurz. Da aber die bisher bekannten Reichweiten beider Arten nur kurz sind, können hier noch nicht zwei getrennte Zonen ausgeschieden werden, zumal beide Arten bei schlechter Erhaltung verwechselt werden könnten. Sollte *M. tenellum* zeitlich schon wesentlich vor *P. ? sulzbachensis* einsetzen und auch die letztere Art nicht eine zu kurze stratigraphische Reichweite haben, wäre eine Trennung in zwei Zonen oder wenigstens in zwei Subzonen zu befürworten.

Protolimnadia ? sp. aus der oberen Hornburg-Formation schließt sich noch eng an *P. ? sulzbachensis* an, ist aber sicher höher entwickelt als diese Form. Gegenwärtig ist noch unklar, ob *Protolimnadia* ? sp. die Übergangsform zwischen *P. ? sulzbachensis* und *P. calcarea* ist oder eine von *P. calcarea* unabhängige Entwicklung aus *P. ? sulzbachensis* repräsentiert. Im ersteren Fall könnte man *Protolimnadia* ? sp. als Indexart für eine obere Subzone der tenellum/sulzbachensis-A.-Z. ansehen. Im letzteren Fall wäre dagegen eine Überschneidung mit der nachfolgenden calcarea-Zone nicht auszuschließen.

Das Problem der Abgrenzung gegen die andreevi-A.-Z.: wurde bereits unter dieser Zone diskutiert. Sollte die obere Reichweite von *L. oboraensis* und *L. andreevi* annähernd gleich sein, würde die tenellum/sulzbachensis-A.-Z. direkt auf die oboraensis-A.-Z. folgen.

Da sich *P. calcarea* direkt oder über *Protolimnadia* ? sp. aus *P. ? sulzbachensis* entwickelt hat, gibt es keine Probleme bei der Abgrenzung gegen die calcarea-Zone. Für eine direkte Ableitung beider Arten sprechen Formen von *P. ? sulzbachensis*, die im Umriß und in der Größe des freien Wirbels *P. calcarea* schon recht ähnlich sind.

Zone C 8: Protolimnadia calcarea-Zone

Definition: Lebensbereich von *Protolimnadia calcarea*.

Untergrenze: Einsetzen von *P. calcarea*.

Obergrenze: Aussetzen von *P. calcarea*.

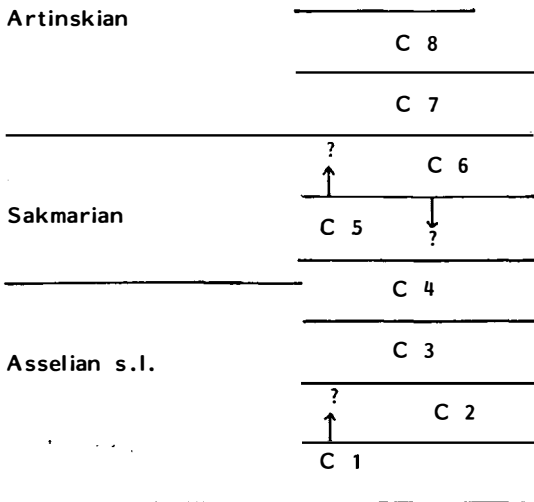
Stratigraphischer und regionaler Umfang: Hejtmánkovice- und Jetřichov-Horizont der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens (ČSSR). Kalná-Horizont der Prosečné-Formation des Podkrkonoší-Beckens. (Unteres Artinskian).

Bemerkungen: Diese Zone wurde außerhalb der ČSSR bisher noch nicht nachgewiesen, doch wäre sie z.B. in den oberen Rötelschiefern (obere Standenbühl-Formation) des Saar-Nahe-Gebietes oder auch in der T 2-Folge der Senke von Baden-Baden zu erwarten.

In der calcarea-Zone von Horní Kalná kommt auch eine *Lioestheria*-Art vor, die ähnlich breite und scharfe konzentrische Rippen hat, wie *L. andreevi*. Sie sind aber gleichmäßig gebogen, ähnlich wie bei *L. laminata* (RAYMOND), und auch der Hinterrand ist symmetrisch gerundet wie bei dieser Art. Die Bearbeitung dieser Faunen steht noch aus.

Soweit bisher zu erkennen ist, folgen im höheren Rotliegenden und kontinentalen Zechstein noch mindestens 3 weitere, gut auszuhaltende Conchostracen-Zonen.

Unter Berücksichtigung aller zu den Zonen C 1 - C 8 genannten Faktoren ergibt sich für die Conchostracen-Zonen des Rotliegenden folgende Abfolge (mit den oben diskutierten Überschneidungsmöglichkeiten):



Die Auswertung dieser Zonenabfolge für die Altersstellung einiger Schichten erfolgt bei HOLUB & KOZUR (dieser Band, in Druck).

Literaturverzeichnis

Das Literaturverzeichnis folgt in der Arbeit:

HOLUB, V. & H. KOZUR: Korrelation des Rotliegenden Europas. - (dieser Band, in Druck).

Anhang:

Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit wurde *Lioestheria oboraensis* n. sp. auch im Podkrkonoš-Becken nachgewiesen. Leider sind der genaue Fundort und das Alter der betreffenden Proben aus dem Podkrkonoš-Becken unklar, da es sich um alte museale Aufsammlungen (Museum Nova Paka) handelt. Als Fundort der grauen, violettstichigen Tuffite wird einmal Lomnice und zum anderen Kalná angegeben, wobei es sich aber offensichtlich um das gleiche Material handelt. Die Zuordnung zur Prosečné-Formation ist wahrscheinlich, aber es ist unklar, um welchen Teil innerhalb der Prosečné-Formation es sich handelt.

Während der Drucklegung der vorliegenden Arbeit gelang es auch, eine Kopie der Arbeit DUNAEVA, N.N.: O Branchiopoda verchne-kamennougoľnych otloženij Doneckogo Bassejna.- In: Materialy po stratigrafii i paleontologii Doneckogo bassejna, S. 160-174, Moskva-Charkov 1950 zu erhalten. "*Cornia*" *tenelleformis* DUNAEVA, 1950, stammt aus dem Gzhelian-Asselian-Grenzbereich. Es liegt nur ein Exemplar vor, das nach DUNAEVA eine Aufragung von "unbestimmbarem Umriß" auf dem freien Wirbel besitzt. "*Cornia*" *tenelleformis* wurde bei NOVOŽILOV, 1970, falsch dargestellt. Sie ist offensichtlich sehr ähnlich mit *Lioestheria paupera* (FRITSCH) oder sogar mit dieser Art identisch. Nähere Beziehungen zu *L. oboraensis* n. sp., wie man es nach der Zeichnung bei NOVOŽILOV, 1970, vermuten konnte, bestehen nicht.

Abbildungserläuterung

- Abb. 1: Umrißzeichnung von *Limnesteria muensteriana* (JONES & WOODWARD, 1893) emend. Exemplar mit schwacher Asymmetrie des Hinterrandes. Die kurzen Striche kennzeichnen die Abstände der konzentrischen Rippen. Die erste konzentrische Rippe um den freien Wirbel ist nur undeutlich ausgebildet (punktierter Strich). Der Abstand der konzentrischen Rippen ist zunächst etwa gleich. In einer Randzone liegen die konzentrischen Rippen dagegen dicht gedrängt. Schwarzer Kopf bei Zella-Mehlis (Thüringer Wald), mittlere Goldlauter-Formation (Acanthodes-Horizont), mittleres Asselian, V = 18 x.

Tafelerläuterungen

Wenn nicht anders angegeben, befindet sich das Material in der Sammlung des MAFI, Budapest.

TAFEL 1

- Fig. 1-4: *Limnesteria palaeoniscorum* (FRITSCH, 1901) emend., Košťálov, Stará Paka-Member der Vrchlábí-Formation (Libštát-Gruppe), Podkrkonoší-Becken (ČSSR), tieferes, aber nicht basales Asselian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-2, Fig. 1, 2a, 3, 4: V = 19 x; Fig. 2b: SEM-Aufnahme, V = 60 x

TAFEL 2

- Fig. 1-4: *Limnesteria palaeoniscorum* (FRITSCH, 1901) emend., Košťálov Stará Paka-Member der Vrchlábí-Formation (Libštát-Gruppe), Podkrkonoší-Becken (ČSSR), tieferes, aber nicht basales Asselian; Fig. 1: zwei leicht deformierte, schräg übereinander liegende Exemplare innerhalb eines Massenvorkommens der Art, SEM-Aufnahme, V = 30 x (vgl. auch Taf. 10, Fig. 1); Fig. 2: Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand rechts, Vorder- und Ventralrand durch Sediment bedeckt, SEM-Aufnahme, V = 30 x; Fig. 3: V = 19 x; Fig. 4: anteroventral sedimentbedecktes Exemplar, SEM-Aufnahme, V = 30 x
- Fig. 5, 6: *Lioesteria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) emend., juvenile Formen, V = 21 x; Fig. 5: dunkle Tonsteine aus dem Rotliegenden von Zboněk (Boskovice-Furche, CSSR), Horizont Zboněk/Svitávka, höheres Asselian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-3; Fig. 6: untere Oberhof-Formation von Oberhof (Thüringer Wald), höheres Asselian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-4

TAFEL 3

- Fig. 1-4: *Lioesteria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) emend., Fig. 1-3: untere Oberhof-Formation (Thüringer Wald) höheres Asselian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-4; Fig. 1: gedrungenes Exemplar, a) Gesamtansicht, V = 20 x, b) Detail des vorderen Abschnitts, SEM-Aufnahme, anterodorsal hochgekippt; Fig. 2: Jugendform, Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand rechts, SEM-Aufnahme, V = 30 x; Fig. 3: Jugendform, trotz schlechter Erhaltung ist der Knoten sehr deutlich; Fig. 4: adulte Form, dunkle Tonschiefer von Zboněk (Boskovice-Furche, CSSR), höheres Asselian, Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand rechts, Slgs.-Nr. HK 1981 III-3

TAFEL 4

- Fig. 1: *Lioestheria paupera* (FRITSCH, 1901) emend., Topotyp, adulte Form, Český Brod ("Na Skalce"), basales Autunian sensu DOUBINGER, basales Asselian s.l., Nationalmuseum Praha, V = 22 x. Für die Anfertigung dieses Fotos danken wir Frau B. MATOULKOVÁ, ÚÚG, Praha
- Fig. 2: *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) emend., untere Oberhof-Formation von Oberhof (höheres Asselian), Slgs.-Nr. HK 1981 III-4, SEM-Aufnahme, V = 20 x; Fig. 2b ist in gekippter Position photographiert, um den halbkugelförmigen Knoten auf dem freien Wirbel besser sichtbar zu machen
- Fig. 3, 4: *Lioestheria oboraensis* n. sp., gelblichgrauer Tonstein des Obora-Horizonts im Rotliegenden von Obora (Boskovice-Furche, ČSSR), Sakmarian, Fig. 3: Slgs.-Nr. HK 1981 III-6, SEM-Aufnahme V = 32 x; Fig. 4: Holotypus, Radialelement sichtbar, Slgs.-Nr. HK 1981 III-5, V = 21 x

TAFEL 5

- Fig. 1-4: *Lioestheria oboraensis* n.sp., gelblichgraue Tonsteine des Obora-Horizonts im Rotliegenden von Obora (Boskovice-Furche, ČSSR), Sakmarian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-6, SEM-Aufnahmen; Fig. 1: Plastisch deformiertes Exemplar, V = 20 x; Fig. 2: längliche Aufragung auf dem freien Wirbel mit verstärktem oberen Teil deutlich sichtbar, Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand rechts, V = 32 x; Fig. 3: doppelklappiges Exemplar, rechte Klappe nur im Wirbelbereich erhalten, längliche Aufragung auf beiden Klappen gut sichtbar, Radialelement auf der rechten Klappe sichtbar, V = 30 x; Fig. 4: Plastisch deformiertes Exemplar (vgl. Unterschied im Umriß zu dem auf Fig. 1 abgebildeten Exemplar), Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand rechts, V = 40 x

TAFEL 6

- Fig. 1, 2: *Megasitum tenellum* (BRONN, 1850), Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand links, Bhrg. Sulzbach (Senke von Baden-Baden), T 1-Folge des Oberrotliegenden, basales Artinskian, Slgs.-Nr. KoSi 1981, V = 26 x
- Fig. 3, 4: *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA, 1968), Tambacher Sandstein, Bromacker bei Tambach, höheres Sakmarian, Slgs.-Nr. KoSi 1981 I-3, V = 20 x, Orientierung bei Fig. 4: Vorderrand oben, Dorsalrand links
- Fig. 5, 6: *Protolimnadia* ? sp., Rothenschirmbach (SE-Harzrand), obere Hornburg-Formation, unteres Artinskian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-7; Fig. 5: V = 20 x; Fig. 6: V = 21 x

TAFEL 7

- Fig. 1, 2: *Protolimnadia* ? *sulzbachensis* KOZUR & SITTIG, 1981, Sulzbach (Senke von Baden-Baden), T 1-Folge des Oberrotliegenden, basales Artinskian, V = 15,5 x, Fig. 1: Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand rechts, Slgs.-Nr. KoSi I-1; Fig. 2: Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand links, Slgs.-Nr. KoSi I-2

Fig. 3: *Pseudestheria fritschi* KOZUR & SITTIG, Orientierung: Vorder-
rand oben, Dorsalrand links, Bhrg. Sulzbach (Senke von
Baden-Baden), T 1-Folge des Oberrotliegenden, basales Ar-
tinskian, Slgs.-Nr. KoSi 1-4, V = 21 x

Fig. 4: *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD, 1899) emend.,
Orientierung: Vorderrand oben, Dorsalrand links, juveniles
Exemplar, Knoten sehr deutlich, untere Oberhof-Formation
von Oberhof, höheres Asselian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-4, SEM-
Aufnahme, V = 30 x

TAFEL 8

Fig. 1-3: *Protolimnadia calcarea* (FRITSCH, 1901), Aufschluß an der
Straße Police-Broumov, Hejtmánkovice-Kalk der Martínkovice-
Formation, Artinskian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-1; Fig. 1: un-
verdrücktes Exemplar, V = 20 x; Fig. 2: am Vorder- und
Ventralrand verdrücktes Exemplar. Solche oder etwas weniger
verdrückte Exemplare wurden bei FRITSCH, 1901 als *Estheria*
ultima bezeichnet; die Orientierung der Form erfolgte wie bei
FRITSCH, 1901, mit der anterodorsalen Ecke nach oben. Da-
durch wird je nach dem Grad der Verdrückung ein schief-
dreieckiger bis spitz-dreieckiger Umriß vorgetäuscht, der bei
FRITSCH, 1901, in die Art diagnose einfloß. Drängung der
konzentrischen Rippen im Randbereich gut zu erkennen, SEM-
Aufnahme, V = 20 x; Fig. 3: Exemplar mit Schließmuskelnarben,
SEM-Aufnahme, a) vorderer Teil des Carapax, etwas gekippt,
V = 36 x, b) Vergrößerter Ausschnitt des Narbenfeldes, V =
72 x

TAFEL 9

Fig. 1-4: *Protolimnadia calcarea* (FRITSCH, 1901) emend., Aufschluß an
der Straße Police-Broumov, Hejtmánkovice-Kalk der Martínko-
vice-Formation, Artinskian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-1, SEM-Auf-
nahmen, V = 20 x; Fig. 1, 3: Charakteristische leichte Ver-
drückung, die zu einer schwachen Stauchung des hinteren Ab-
schnitts und leichter Abwärtsbiegung des (bei unverdrückten
Exemplaren geraden) Dorsalrandes hinter dem freien Wirbel
führt. Dadurch entsteht der Eindruck, als würde der freie
Wirbel, der stets etwas hinter dem Vorderrand einsetzt, etwa
in der Mitte des Dorsalrandes liegen. Vielfach wird der freie
Wirbel bei solchen Formen auch ganz verdrückt oder in läng-
liche Knitterfalten gelegt, so daß er dann gar nicht mehr
deutlich zu erkennen ist (Fig. 3); Fig. 2: Exemplar mit be-
sonders großem freien Wirbel und oben leicht abgeschrägtem
Hinterrand, das Anklänge an *P. ? sulzbachensis* KOZUR &
SITTIG, 1981 und besonders an *Protolimnadia ? sp.* aus der
oberen Hornburg-Formation zeigt; Fig. 4: im Umriß unver-
drücktes, subadultes Exemplar mit relativ großem freien Wirbel

TAFEL 10

Fig. 1: *Limnesteria palaeoniscorum* (FRITSCH, 1901) emend., ver-
größerter Ausschnitt des oberen Exemplars auf Taf. 2, Fig. 1,
SEM-Aufnahme, V = 70 x, Orientierung: anterodorsale Ecke
oben, der Dorsalrand liegt links oben im Bild und verläuft
schräg nach unten

Fig. 2-4: *Protolimnadia calcarea* (FRITSCH, 1901) emend., Aufschluß an der Straße Police-Broumov, Hejtmánkovice-Kalk der Martínkovice-Formation, Artinskian, Slgs.-Nr. HK 1981 III-1; Fig. 2: *Estheria ultima*- Erhaltung, leicht deformiert, vor allem am Vorderrand. Das Exemplar wurde so orientiert wie *Estheria ultima* bei FRITSCH, 1901, Taf. 160, Fig. 11 (anterodorsale Ecke oben, Dorsalrand rechts oben, schräg nach unten verlaufend). Das vorliegende Exemplar ist nach dem Grad der Verdrückung fast identisch mit dem Holotypus von *Estheria ultima*, SEM-Aufnahme, V = 14 x; vergrößerter Ausschnitt der glatten Oberfläche eines Exemplars von *P. calcarea*, Schale zum großen Teil abgeplatzt, z.T. aber noch vorhanden. Weder die Schale noch der Steinkern zeigen Skulpturierung, SEM-Aufnahme, V = 70 x; Fig. 4: doppelklappiges Exemplar, Vorderrand links im Bild, V = 14 x

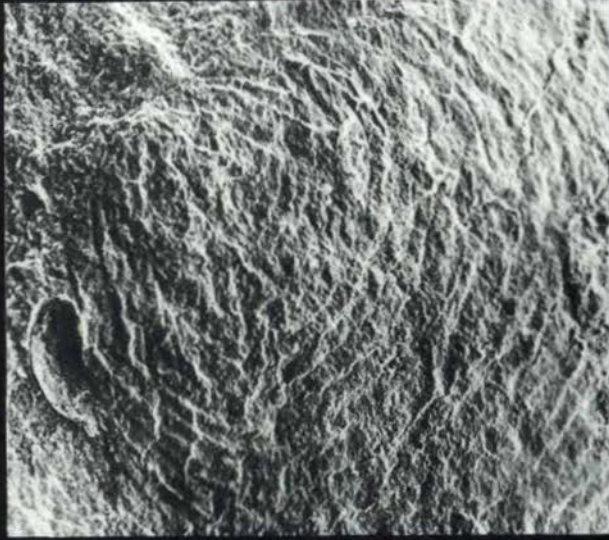
Tafel I



1



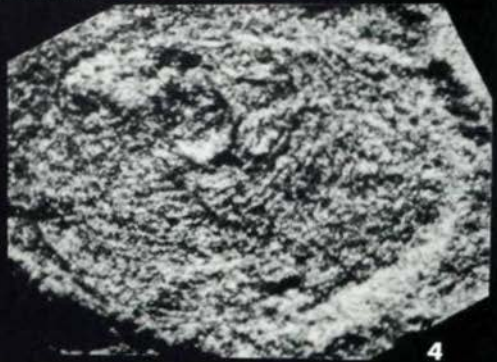
2a



2b

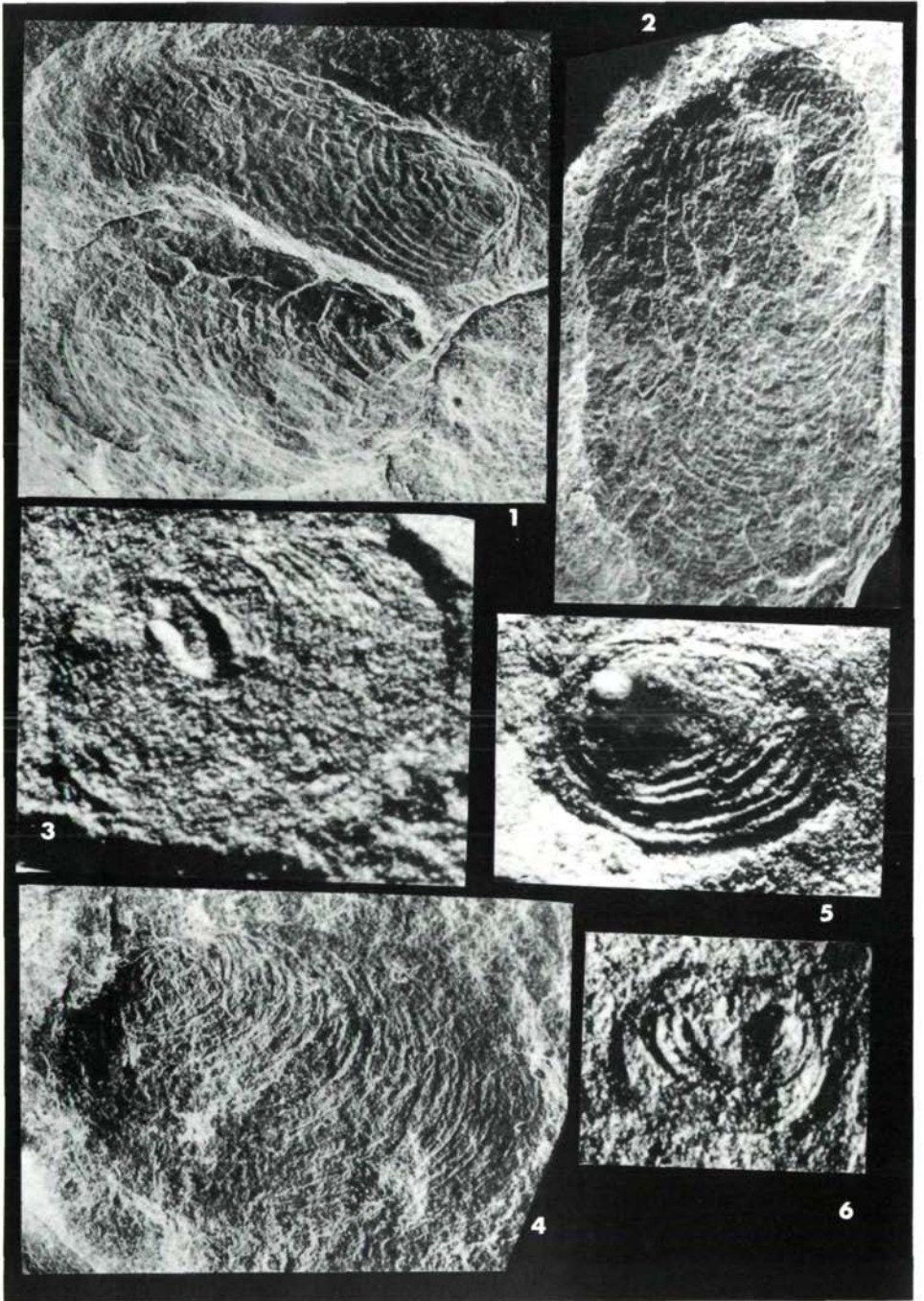


3



4

Tafel II

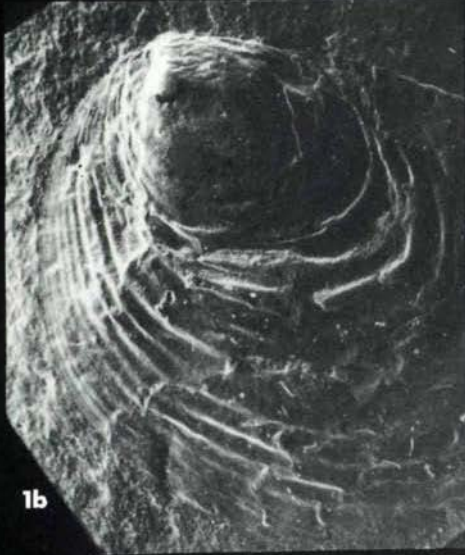




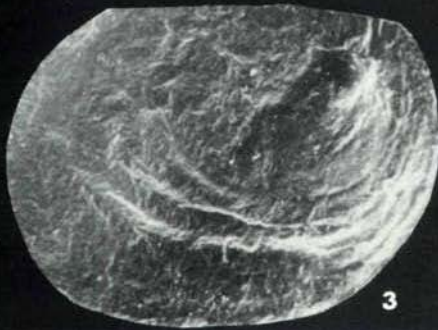
1a



2



1b

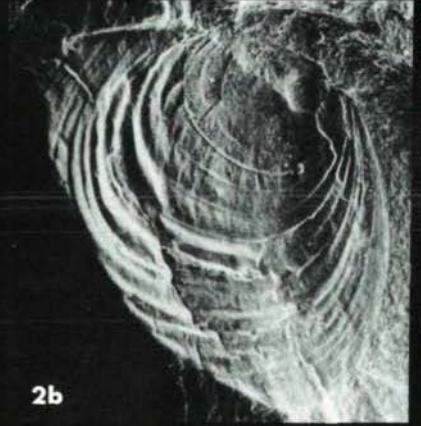


3



4

Tafel IV



Tafel V



1



2

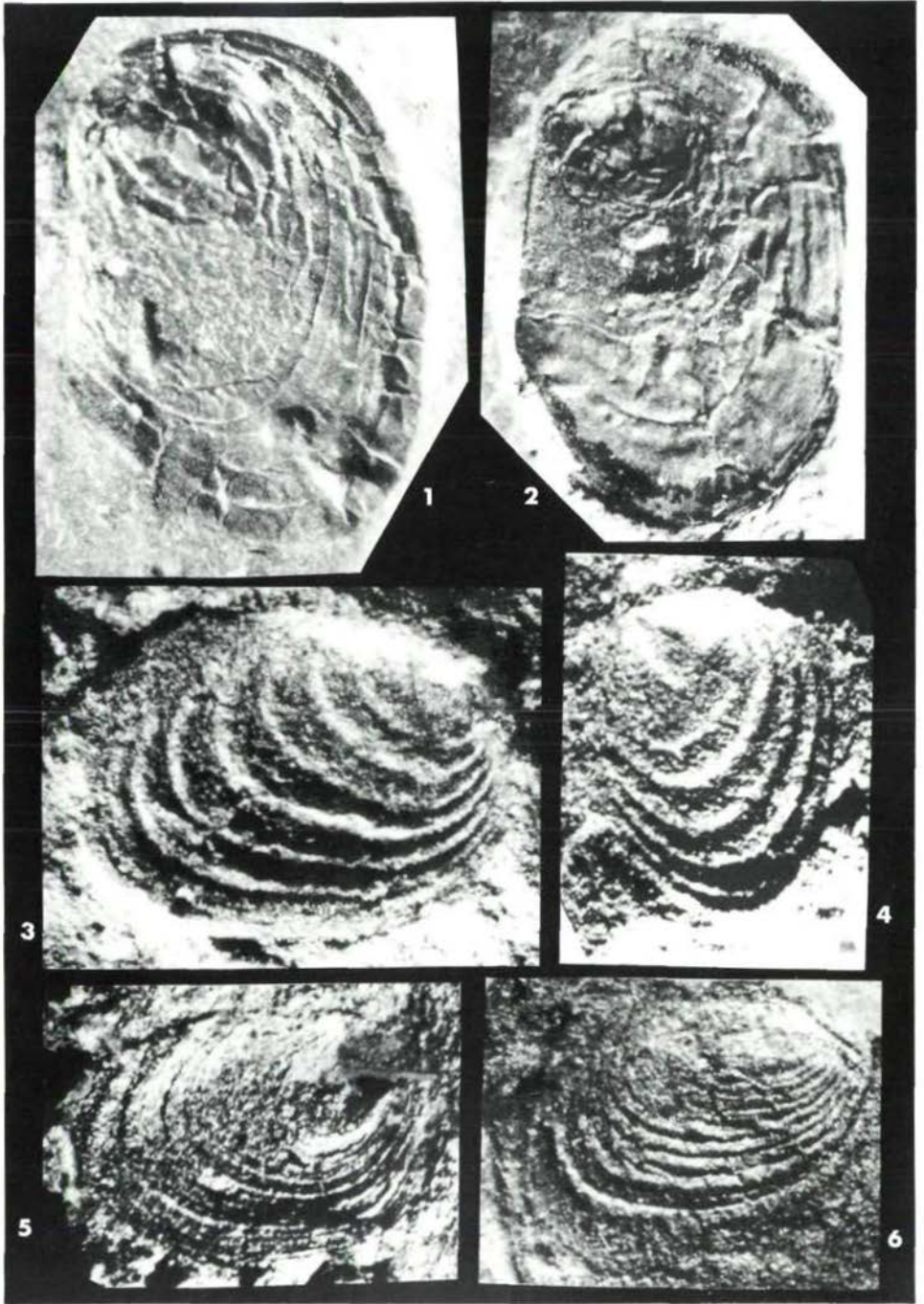


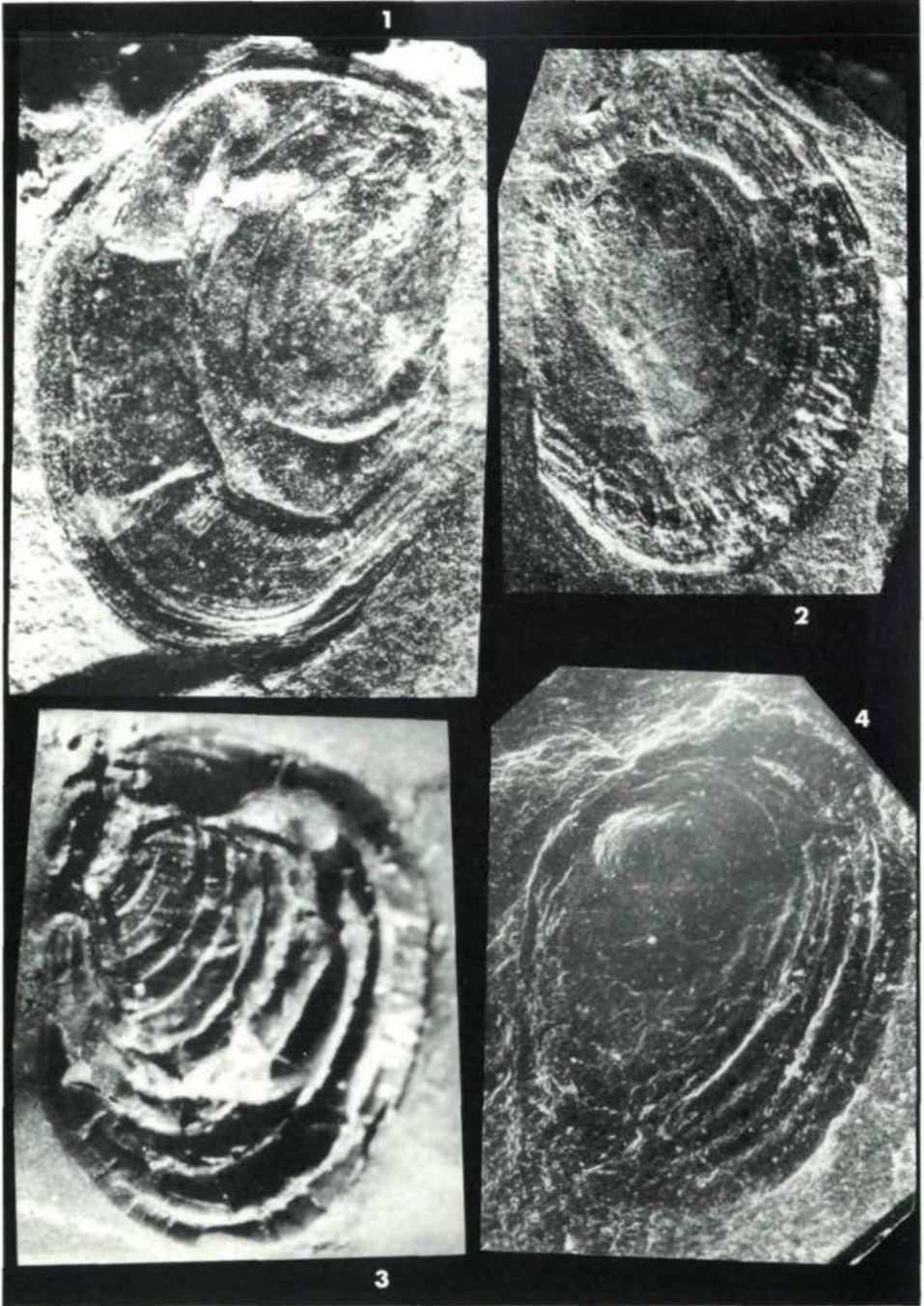
3



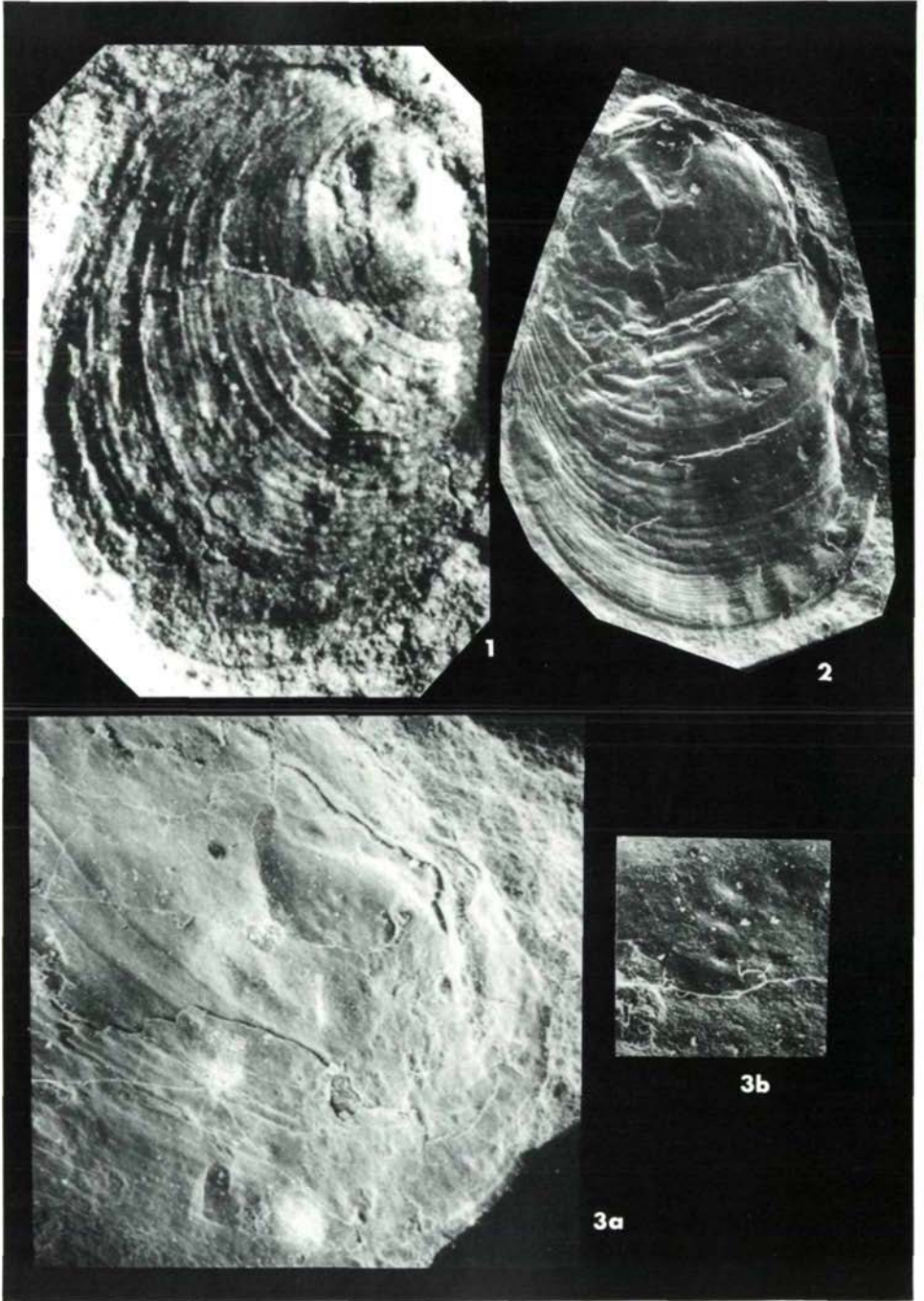
4

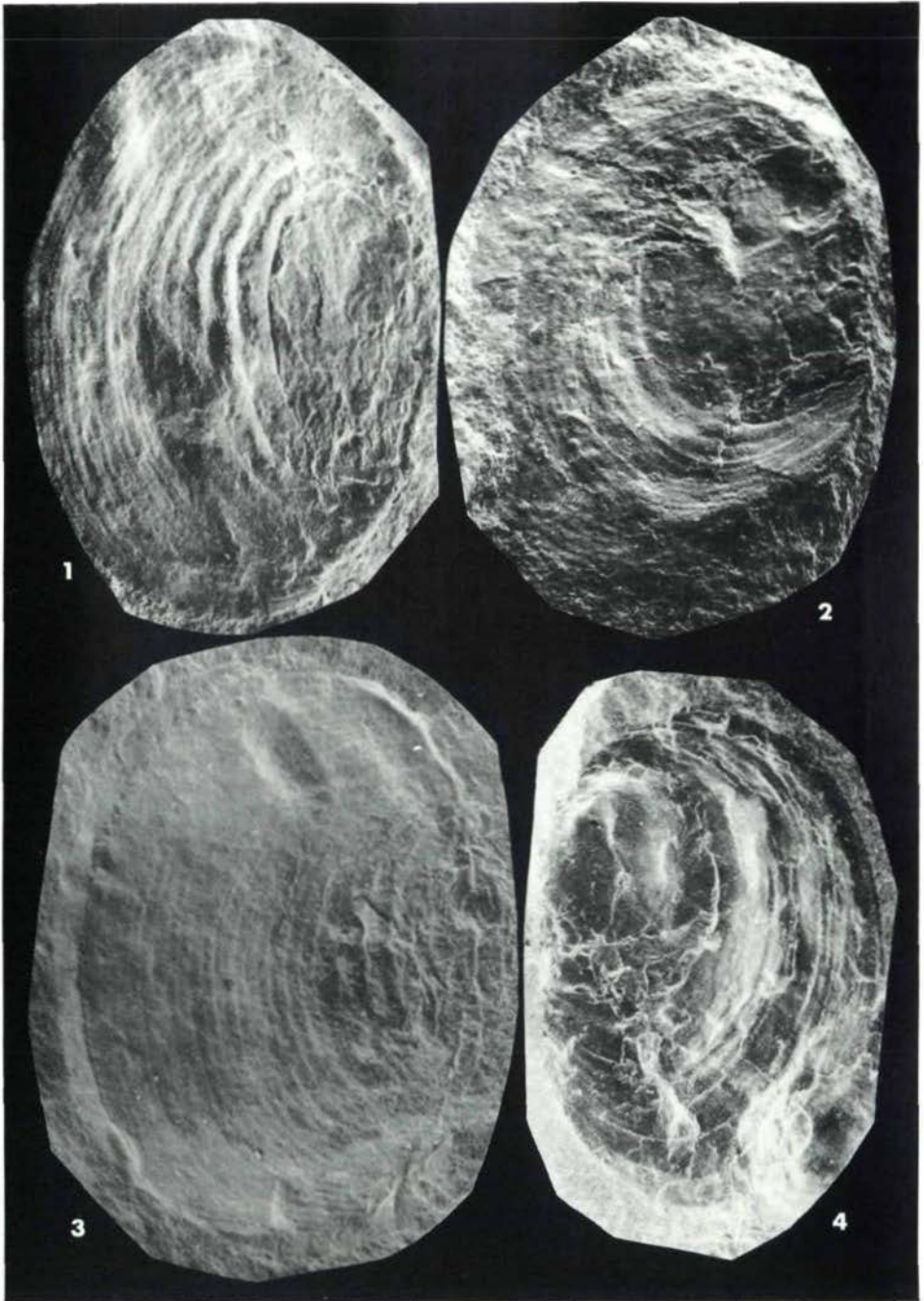
Tafel VI





Tafel VIII



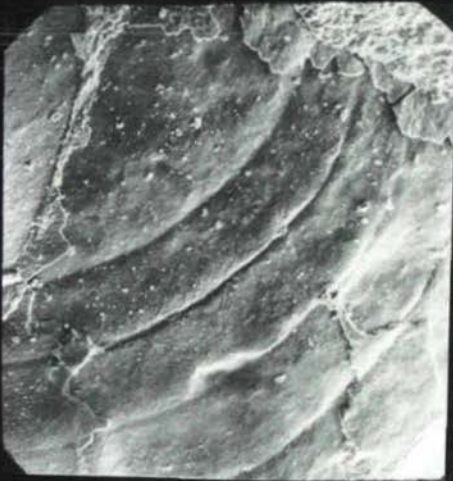


Tafel X

1



2



3



4

Arthropodenfährten aus dem Rotliegenden der ČSSR ¹⁾

von V. Holub & H. Kozur ²⁾



Zusammenfassung

13 neue Gattungen und 19 neue Arten von Arthropodenfährten werden überwiegend aus dem Rotliegenden des Kalná-Horizonts (Prosečné-Formation, Podkrkonoší-Becken) und des Vižňov-Horizonts (Martínkovice-Formation, Niederschlesisches Becken) beschrieben. Der stratigraphische Wert der Arthropodenfährten wird kurz diskutiert.

Summary

13 new genera and 19 new species of arthropod trackways are described almost exclusively from the Rotliegende of the Kalná horizon (Prosečné-Formation, Podkrkonoší Basin) and of the Vižňov horizon (Martínkovice-Formation, Lower Silesian Basin). The stratigraphic value of the arthropod trackways is shortly discussed.

1) Die Arbeit ist ein Beitrag der mikropaläontologischen Arbeitsgruppe der IUGS-Subkommission für Stratigraphie.

2) Anschriften der Verfasser: RNDr. Vlastimil Holub CSs., ÚÚG., Praha, 11821 Praha 1, Malonstranké nám. ČSSR
Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion ut 14, H-1143 Budapest (Hungary)

1. Einleitung

Nach der erstmaligen biostratigraphischen Zonierung des Rotliegenden Mittel- und Westeuropas mit Conchostracen, und der biostratigraphischen Zonierung nach Tetrapodenfährten (HOLUB & KOZUR, in Druck), wird hier eine weitere Fossilgruppe kurz vorgestellt, die potentiell ebenfalls gute biostratigraphische Ergebnisse verspricht.

Im folgenden werden nur die auftretenden Gattungen und ihre Typusarten sowie wenige weitere Arten kurz beschrieben. Eine ausführliche Bearbeitung der Arthropodenfährten unter Einbeziehung weiterer Vorkommen in der ČSSR ist für eine spätere Arbeit dieser Reihe vorgesehen.

Für die sehr gute Ausführung der schwierigen Photoarbeiten danken wir vielmals Frau B. MATOULKOVÁ, ÚÚG Praha.

2. Taxonomischer Teil

Bemerkungen: Alle Taxa werden in alphabetischer Reihenfolge aufgeführt.

Gattung *Bifurcatichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Nach den terminal gegabelten Einzelabdrücken.

Typusart: *Bifurcatichnus longus* n. gen. n. sp.

Diagnose: Einzelabdrücke in zwei parallelen, gegeneinander versetzten Reihen in Bewegungsrichtung angeordnet. Ende der Einzelabdrücke kurz gegabelt, wobei ein Gabelast etwas länger sein kann als der andere.

Zugewiesene Art: *Bifurcatichnus longus* n. gen. n. sp.

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) von Prosečné, Podkrkonoší-Becken. Kontinentales Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Arthropodenfährten mit terminal gegabelten Einzelabdrücken, die in oder etwas schräg in der Bewegungsrichtung liegen, sind ziemlich selten. Es handelt sich dabei stets um komplexere Fährten mit zwei Doppel- oder Mehrfachreihen, wie z. B. *Kouphichnium* NOPSCA, 1923. Diese Formen lassen sich von dem einfach gebauten *Bifurcatichnus* n. gen. leicht unterscheiden.

Bifurcatichnus longus n. gen. n. sp.
(Abb. 1, Taf. 1, Fig. 1,2)

Derivatio nominis: Nach den langen Einzelabdrücken.

Holotypus: Das Exemplar auf Abb. 1, Taf. 1, Fig. 2

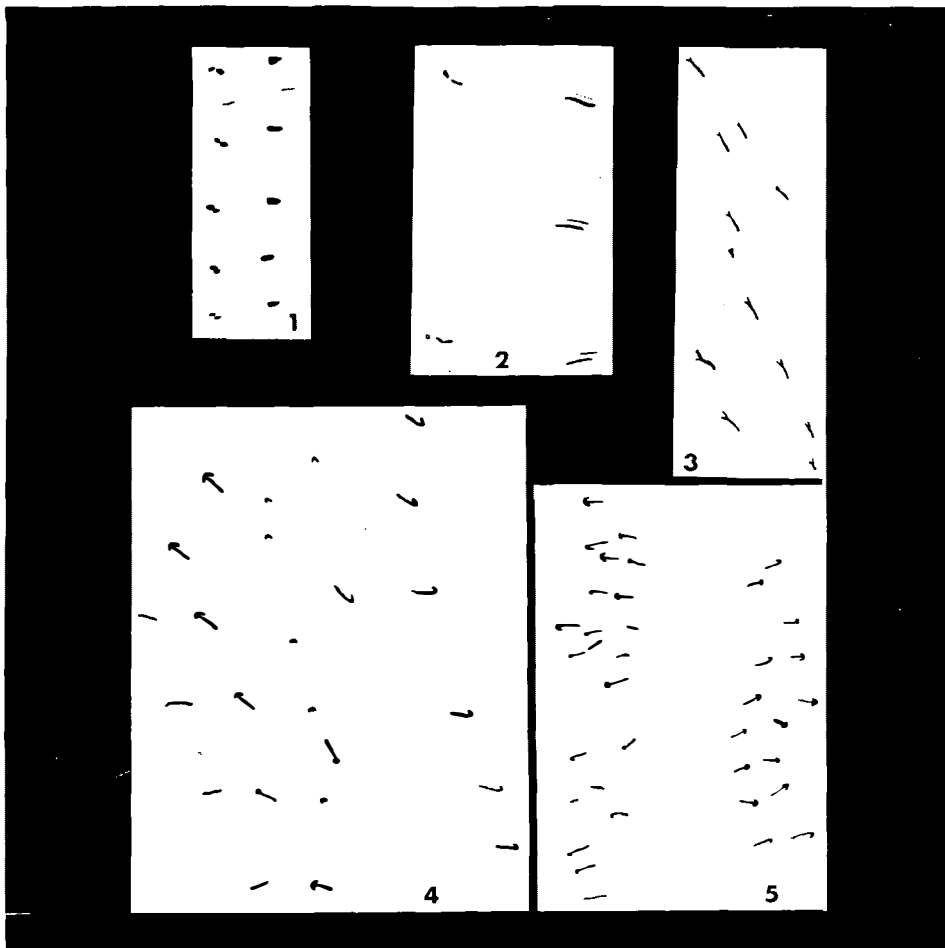
Locus typicus: Prosečné (westlich von Trutnov), Podkrkonoší-Becken

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Libštát-Gruppe. Unterperm.

Diagnose: Wie für die Gattung.

Beschreibung: Einzelabdrücke lang (3,5-4 mm), sehr schlank. Die terminalen Gabeläste sind kurz, meist nur 0,5 selten bis 1 mm lang. Ein Gabelast kann etwas länger sein als der andere. Die Abstände zwischen den Einzelabdrücken einer Reihe sind deutlich länger als die Eindrücke selbst (6-8,5 mm). Der Abstand zwischen den zwei Reihen beträgt ca. 11 mm. Innerhalb einer Reihe liegen die Einzelabdrücke genau in Fortbewegungsrichtung. Innerhalb der anderen Reihe können sie etwas aus der Fortbewegungsrichtung herausgeneigt sein.

Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Gattung.



- Abb. 1: *Bifurcaticchnus longus* n. gen. n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981/40, V = 1,2 x.
- Abb. 2: *Pirandikus parallelus* n. gen. n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981/16, V = 1,5 x.
- Abb. 3: *Pirandikus unistriatus* n. sp., Holotypus, Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981 11-48, V = 1,2 x.
- Abb. 4: *Taslerella hamata* n. gen. s. sp., stark schematisiert, der Übersichtlichkeit wegen wurden die zahlreichen kleinen komma- und bogenförmigen Elemente zwischen den Reihen weggelassen, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, V=1,1 x.
- Abb. 5: *Taslerella regularis* n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981/53, V = 1,7 x.

Gattung *Cochlichnus* HITCHCOCK, 1858

Typusart: *Cochlichnus anguineus* HITCHCOCK, 1858

Cochlichnus ? sp.
(Taf. 1, Fig. 3)

Bemerkungen: Großbogige Spuren, von denen aber bisher je Spur nur 1-3 Bögen vorliegen, so daß auf die Aufstellung einer neuen Art verzichtet wird.

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation von Prosečné, Unterperm.

Gattung *Hamipes* HITCHCOCK, 1858

Typusart: *Hamipes didactylus* HITCHCOCK, 1858

Hamipes ? *permicus* n. sp.
(Taf. 2, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Perm.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 1.

Locus typicus: Rožmitál bei Broumov, Niederschlesisches Becken.

Stratum typicum: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Broumov-Gruppe. Unterperm.

Diagnose: Einzelfährten gerade oder leicht gekrümmt, und zwar in der einen Reihe nach innen konvex, in der anderen Reihe nach innen konkav. Die Einzelabdrücke sind schlank und stets parallel in einer Zweiergruppe angeordnet, die schräg zur Fortbewegungsrichtung liegt. Die Zweiergruppen der beiden Reihen liegen nicht genau gegenüber, sind aber auch nicht regelmäßig alternierend angeordnet.

Beschreibung: Einzelabdrücke 2-4 mm lang. Sie bestehen aus zwei geraden oder gekrümmten schlanken parallelen Abdrücken, die zwischen 0,5 und 1 mm voneinander entfernt sind. Der Neigungswinkel der Einzelabdrücke zur Fortbewegungsrichtung variiert. Meist beträgt er ca. 45°, z.T. sind die Abdrücke aber noch stärker aus der Bewegungsrichtung herausgeneigt. Der Abstand der Einzelabdruckpaare in einer Reihe beträgt meist 5, selten bis 8 mm; der Abstand der beiden Reihen beträgt 3,5-5 mm.

Charakteristisch für diese an sich häufige Form ist, daß fast ausschließlich ganz kurze Fährtenzüge mit 3-4 Einzelabdruckpaaren vorliegen.

Vorkommen: Außer am locus typicus auch noch im Kalná-Horizont der Prosečné-Formation von verschiedenen Fundpunkten im Podkrkonoší-Becken.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei den triassischen Vertretern von *Hamipes* HITCHCOCK, 1858, liegen die Einzelabdruckpaare in Bewegungsrichtung oder sind nur wenig aus dieser herausgeneigt.

Die Tatsache, daß immer nur ganz kurze Fährtenzüge mit 3-4 Einzelabdruckpaaren vorliegen, spricht dafür, daß es sich bei den Erzeugern um eine vermutliche schwimmende Art handelte, die immer nur kurzzeitig auf dem Boden aufsetzte.

Gattung *Isopodichnus* BORNEMANN, 1889

Typusart: *Isopodichnus problematicus* BORNEMANN, 1889

Isopodichnus problematicus BORNEMANN, 1889
(Taf. 3, Fig. 4; Taf. 5, Fig. 3)

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare aus dem Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation von Rožmitál und dem Kalná-Horizont der Prosečné-Formation von Prosečné stimmen gut mit der untertriassischen Form überein, wenn sie auch in den Abmaßen etwas kleiner sind.

Interessant ist vor allem der Übergang von kaffeebohnenähnlichen Spuren zu langen zweizeiligen Spuren innerhalb einer Spur, was mehrfach beobachtet werden konnte.

Isopodichnus curvatus n. sp.
(Taf. 2, Fig. 4; Taf. 3, Fig. 1,2)

Derivatio nominis: Nach der stark mäandrierenden Spur.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 1.

Locus typicus: Rožmitál bei Broumov, Niederschlesisches Becken.

Stratum typicum: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Broumov-Gruppe, Unterperm.

Diagnose: Je zwei hohe, kurze (0,7-1 mm), ovale, parallele Einzelabdrücke mit tiefer dazwischen liegender Furche bilden eine stark mäandrierende Spur. Die Einzelabdruckpaare folgen meist dicht aufeinander, sind aber nicht immer miteinander verbunden. Teilweise können die Lücken zwischen zwei Einzelabdruckpaaren ziemlich groß werden.

Vorkommen: Am locus typicus, sehr häufig.

Bemerkungen und Beziehungen: Durch das starke Mäandrieren der Spur und die Abmessungen der paarigen Einzelabdrücke von anderen *Isopodichnus*-Arten zu unterscheiden.

Isopodichnus sp. A
(Taf. 4, Fig. 1)

Bemerkungen: In den unteren Chotěvice-Schichten des Podkrkonoší-Beckens tritt häufig eine *Isopodichnus*-Art auf, die aus einer wenig gebogenen schmalen Doppelspur besteht. Teilweise treten schwer deutbare Gabelungen dieser Spur auf.

Gattung *Kalnaichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Kalná-Horizont.

Typusart: *Kalnaichnus magnus* n. gen. n. sp.

Diagnose: Große zweireihige Arthropodenfährten mit meist alternierend angeordneten Einzelabdrücken. Die Einzelabdrücke jeder Reihe bestehen aus drei schräg nach hinten innen weisenden dünnen Abdrücken, die an ihrem Vorderende hakenförmig nach hinten außen umgebogen sind, wobei sich ihre Enden zu einem nach hinten außen weisenden Querelement verbinden können.

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Libštát-Gruppe, Podkrkonoší-Becken, Unterperm.

Zugewiesene Arten: *Kalnaichnus magnus* n. gen. s. sp.

Kalnaichnus n. sp.

Bemerkungen und Beziehungen: Ähnliche Fährten wurden bisher noch nicht nachgewiesen.

Kalnaichnus magnus n. gen. n. sp.

(Taf. 4, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach der Größe.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 2.

Locus typicus: Prosečné (W von Trutnov), Podkrkonoš-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Libštát-Gruppe, Unterperm.

Diagnose: Wie für die Gattung.

Bemerkungen und Beziehungen: Zweireihige Fährten. Die Einzelabdrücke bestehen aus drei parallelen, schräg nach hinten außen weisenden, ca. 4 mm langen Elementen, deren Vorderende hakenförmig umgebogen ist. Diese umgebogenen Teile verbinden sich meist zu einem schräg nach hinten weisenden Querelement. Abstand zwischen den Einzelabdrücken einer Reihe meist ca. 5 mm, mitunter jedoch wesentlich kürzer.

Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Gattung.

Gattung *Kivanichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Willkürliche Wortbildung.

Typusart: *Kivanichnus baloghi* n. gen. n. sp.

Diagnose: Die Einzelabdrücke der beiden Reihen sind stets sehr verschieden.

In einer Reihe folgen zwei dicht nebeneinander liegende punktförmige Abdrücke in weitem Abstand aufeinander. Schräg nach innen liegt verhältnismäßig weit entfernt ein dritter punktförmiger Abdruck. Diese Reihe ist recht regelmäßig ausgebildet.

Die andere Reihe besteht aus 2-3 länglichen bis stäbchenförmigen, terminal außen z.T. kurz gegabelten Abdrücken, von denen zumindest einer senkrecht zur Fortbewegungsrichtung liegt, während die anderen nur wenig aus dieser Richtung geneigt sind.

Zugewiesene Arten: *Kivanichnus baloghi* n. gen. n. sp.

Kivanichnus n. sp.

Vorkommen: Prosečné-Formation des Podkrkonoš-Beckens.

Bemerkungen und Beziehungen: Die beiden Arten, von denen die Typusart hier beschrieben werden soll, lassen sich keiner bisher bekannten Gattung zuordnen.

Kivanichnus baloghi n. gen. n. sp.

(Abb. 7; Taf. 5, Fig. 1)

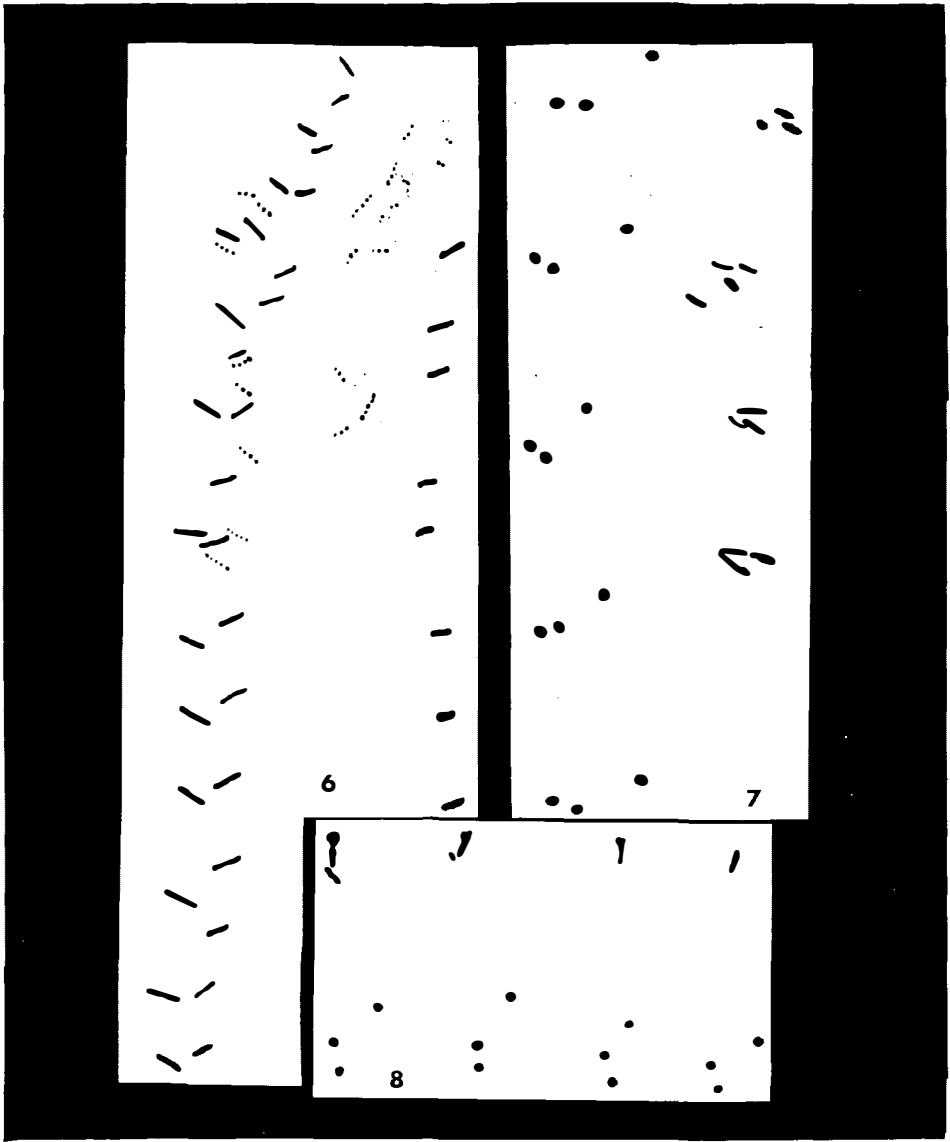
Derivatio nominis: Zu Ehren von Prof. Dr. K. BALOGH, Budapest.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 5, Fig. 1.

Locus typicus: Prosečné (W von Trutnov) Podkrkonoš-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Libštát-Gruppe, Unterperm.

Diagnose: Mit den Gattungsmerkmalen. Die Reihe mit den länglichen Elementen weist drei Einzelabdrücke in jeder Einzelgruppe auf.



- Abb. 6: *Pirandikus inaequalis* n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981 II-4, V = 1,4 x. Die zusätzlichen Elemente, die nicht zum "Grundbauplan" gehören, wurden punktiert eingezeichnet.
- Abb. 7: *Kivanichnus baloghi* n. gen. n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981/11, V = 3,7 x.
- Abb. 8: *Kivanichnus* n. sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm. Slgs.-Nr. HK 1981/16, V = 3,5 x.

Beschreibung: Gesamtbreite der Spur 9-10 mm; Abstand der beiden Reihen 4-5 mm. Die zwei punktförmigen Abdrücke der einen Reihe sind weniger als 0,5 mm voneinander getrennt, der dritte punktförmige, schräg nach innen folgende Abdruck besitzt dagegen einen wesentlich größeren Abstand (2-2,7 mm).

Für die Kleinheit der Abdrücke ist der Abstand der Einzelabdruckgruppen innerhalb beider Reihen recht groß. Er beträgt 6-7 mm.

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) von Prosečné (Podkrkonoší-Becken). Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Kivanichnus* n. sp. (Abb. 8, Taf. 5, Fig. 2) stimmt die Punktreihe völlig überein, nur der Abstand der beiden dicht nebeneinander liegenden Punkte ist etwas größer (über 0,5 mm). In der Reihe mit den länglichen Elementen sind aber offensichtlich nur zwei Abdrücke je Einzelabdruckgruppe vorhanden. Es liegt aber nur eine Fährte vor, von der nur eine Einzelabdruckgruppe mit den länglichen Elementen gut erhalten ist, bei der nachfolgenden Gruppe ist der innere Teil von einer sehr dünnen Sedimentschicht bedeckt und die folgenden Einzelabdruckgruppen pausen sich nur schwach durch diese Sedimentschicht durch. Daher kann diese Art hier noch nicht hinreichend genau beschrieben werden und es liegen keinerlei Angaben über die Variabilität vor.

Gattung *Margaritichnus* BANDEL, 1973

Typusart: *Cylindrichnus reptilis* BANDEL, 1967

Margaritichnus viznovensis n. sp.
(Taf. 5, Fig. 4,5)

Derivatio nominis: Nach dem stratum typicum.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 5, Fig. 5.

Locus typicus: Rožmitál bei Broumov, Niederschlesisches Becken.

Stratum typicum: Vizňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Broumov-Gruppe, Unterperm.

Diagnose: Kleine (bis 3,5 mm Durchmesser), verhältnismäßig hohe, zylinderförmige Aufragungen mit gerundeter oder völlig abgestumpfter Oberfläche. Diese Aufragungen sind in undeutlichen mäandrierenden Reihen angeordnet oder liegen einzeln.

Vorkommen: Bisher nur vom locus typicus bekannt.

Bemerkungen und Beziehungen: Die bisher bekannten Arten von *Margaritichnus* sind wesentlich größer (mindestens 15 mm Durchmesser). Ähnlichkeit (auch in der Größe) besteht mit den *Bergaueria*-ähnlichen Formen, die MÜLLER, 1962, aus dem Weißliegenden (Mittelperm) bei Eisleben beschrieb.

Gattung *Neonereites* SEILACHER, 1960

Typusart: *Neonereites biserialis* SEILACHER, 1960

Neonereites ? sp.
(Taf. 6, Fig. 2)

Bemerkungen: Die mäandrierende Spur besteht aus einer Aneinanderreihung von einfachen rundlichen Abdrücken. Diese Spur entspricht der Gattungsdiagnose von *Neonereites* SEILACHER, 1960. Es könnte sich aber auch um völlig verschlammte Spuren von *Isopodichnus curvatus* n. sp. handeln.
Vorkommen: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation (Broumov-Gruppe) von Rožmitál, Niederschlesisches Becken.

Gattung *Orbiculichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Nach der meist kreis- bis fleckenförmigen Anordnung der Einzelabdrücke.

Typusart: *Orbiculichnus vulgaris* n. gen. n. sp.

Diagnose: Arthropodenspuren, die oft eine deutliche Landespur aufweisen. Die Einzelabdrücke sind lang. Sie sind auf einem rundlichen Fleck von 15–25 mm Durchmesser meist so dicht angeordnet, daß sie kaum zu trennen und oft in ihrer Form nicht mehr zu erkennen sind. Gelegentlich sind nur wenige Einzelabdrücke vorhanden, so daß ihre Form dann erkennbar ist. Sie sind länglich, gelegentlich segmentiert und z.T. auch terminal gegabelt. Bis auf die unterschiedlich lange Landespur zweigt keine Fahrte von der fleckförmigen Einzelfahrtenansammlung ab.

Zugewiesene Art: *Orbiculichnus vulgaris* n. gen. n. sp.

Vorkommen: Häufig im Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) des Podkrkonoší-Beckens. Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: *Orbiculichnus* n. gen. wurde stets nur auf Platten mit *Mirandaichnium* ACENOLAZA, 1978, angetroffen. Dafür gibt es drei Erklärungsmöglichkeiten: (1) Die Erzeuger sind identisch und zeigen unterschiedliches Verhalten, eventuell Ritualverhalten, (2) *Mirandaichnium* ACENOLAZA, 1978, ist das Beutetier von *Orbiculichnus* n. gen. (3) Da sehr viele Platten *Mirandaichnium* führen, könnte es sich um ein zufälliges gemeinsames Vorkommen handeln. Die letzte Möglichkeit ist am wahrscheinlichsten, da *Mirandaichnium* unabhängig von der Häufigkeit und Position von *Orbiculichnus*, selbst bei Spurlängen von über 50 cm, keinerlei Reaktion auf *Orbiculichnus* zeigt. Ganz ausschließen kann man aber die erstere Möglichkeit auch nicht, da anscheinend auch *Umfolozia* SAVAGE, 1971, aus der sich *Mirandaichnium* entwickelt hat, von *Orbiculichnus*-ähnlichen Spuren begleitet sein kann.

Bei *Orbiculichnus* n. gen. handelt es sich offensichtlich um die Ruhespur einer schwimmenden oder fliegenden Arthropodenart, die sich auf dem Boden nicht horizontal fortbewegte, sondern lediglich Bewegungen in einem eng begrenzten fleckförmigen Areal ausführte. Dafür sprechen die meist vorhandene Landemarke und das Fehlen einer aus dem Fleck herausführenden Spur, wie wir das von *Umfolozia govenderi* (SAVAGE, 1971) kennen.

Orbiculichnus vulgaris n. gen. n. sp.
(Taf. 4, Fig. 3; Taf. 6, Fig. 1; Taf. 7, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach dem häufigen Vorkommen.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 7, Fig. 2.

Locus typicus: Prosečné (W von Trutnov), Podkrkonoší-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Libštát-Gruppe.
Unterperm.

Diagnose: Wie für die Gattung.

Beschreibung: Die Einzelabdrücke können nur bei Formen genauer studiert werden, die nur wenige Einzelabdrücke aufweisen, die sich nicht überlagern; sonst sind sie nur in den randlichen Partien bzw. nahe der Landespur besser erhalten. Ihre Länge beträgt 3-4 mm. Sie sind schlank; gelegentlich erscheinen sie segmentiert. Auch einfache terminale Gabelung kann auftreten. Oftmals ist im Zentrum des Flecks eine x-förmige Grundanordnung der Einzelelemente zu erkennen.

Bis auf die unterschiedlich lange Landespur zweigt in keinem Fall eine Fährte von der fleckförmigen Spur ab. Daher handelt es sich kaum um Arthropoden, die am Boden jagen. Außer der Deutung als Ruhespuren wäre aber auch denkbar, daß sich die Erzeuger zum Fressen von unbeweglichem Futter (Aas, Pflanzenreste) niederließen. In diesem Fall wäre aber die mehr oder weniger rundliche Form des Fährtenflecks kaum zu erklären.

Gattung *Parahamipes* n. gen.

Derivatio nominis: Nach der Ähnlichkeit mit *Hamipes* HITCHCOCK, 1858,

Typusart: *Parahamipes rozmitalensis* n. gen. n. sp.

Diagnose: Die Einzelabdrücke bestehen aus zwei parallelen länglichen Abdrücken in Fortbewegungsrichtung, zu denen sich außen etwas schräg davon bei allen oder einigen Abdrücken ein, selten zwei weitere längliche Abdrücke gesellen. Meist sind die Einzelabdrücke gebogen und dann nach innen konvex. Die Abstände zwischen den Einzelabdruckpaaren in einer Reihe und der Abstand zwischen den beiden Reihen sind verhältnismäßig groß. Zwischen den beiden Reihen können auch einzelne Abdrücke auftreten.

Zugewiesene Arten: *Parahamipes rozmitalensis* n. gen. n. sp.
Parahamipes n. sp.

Vorkommen: Häufig im Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens. Obere Hornburg-Formation des SE-Harzrandes.

Bemerkungen und Beziehungen: *Hamipes* HITCHCOCK, 1858, weist nur zwei parallele Einzelabdrücke auf, die nach innen konkav sind. *Parahamipes rozmitalensis* n. gen. n. sp., Typ B, bei dem nur einige Einzelabdruckpaare von einem weiteren Abdruck begleitet werden, kann *Hamipes* recht ähnlich werden.

Parahamipes rozmitalensis n. gen. n. sp.
(Taf. 19, Fig. 1,2; Taf. 20, Fig. 1,2,4)

Derivatio nominis: Nach dem locus typicus.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 19, Fig. 1,2.

Locus typicus: Rožmitál bei Broumov, Niederschlesisches Becken.

Stratum typicum: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Broumov-Gruppe, Unterperm.

Diagnose: Die parallelen Einzelabdrücke sind meist ziemlich lang, in Fortbewegungsrichtung gelegen, leicht gebogen und dabei nach innen konvex. Schräg vor allen oder nur vor wenigen Einzelabdruckpaaren liegen ein oder zwei längliche Abdrücke ebenfalls in Fortbewegungsrichtung.

Beschreibung: Die Art ist hoch variabel und umfaßt möglicherweise zwei Arten. Bei der einen Gruppe (Typ A) sind alle Einzelabdruckpaare von 1-2 weiteren Elementen begleitet. Bei der anderen Gruppe (Typ B) sind fast nur die beiden parallelen Einzelabdrücke anzutreffen und nur vereinzelt tritt ein weiteres Element hinzu. Der Übergangsbereich zwischen beiden Typen scheint aber besetzt zu sein. Bei Typ A kommen einzelne Einzelabdruckpaare vor, deren begleitendes Element nur ganz schwach ausgebildet ist. Bei Typ B kommen wiederum Formen vor, wo in der einen Reihe nur Einzelabdruckpaare ohne begleitendes Element und in der anderen Reihe nur Einzelabdruckpaare mit begleitendem Element vorkommen.

Die Gesamtbreite der Spur beträgt 14-16 mm. Der Abstand beider Reihen ist ziemlich konstant (9-10 mm). Der Abstand der Zweiergruppen in einer Reihe liegt meist zwischen 5 und 6 mm, doch schalten sich manchmal ganz kurz hintereinander getretene Abdrücke ein, die im Abstand von 1 mm folgen.

Bemerkungen und Beziehungen: Es existieren noch weitere Formen, von denen aber entweder zu wenig Material vorliegt, oder die Fährtenzüge lassen sich gegenwärtig noch nicht eindeutig deuten.

Parahamipes n. sp.
(Taf. 20, Fig. 3)

Bemerkungen: Bisher liegt nur ein kurzer Fährtenzug vor, bei dem in der einen Reihe zweimal zwei längliche parallele Einzelabdrücke nebeneinander oder schräg hintereinander liegen. Innen treten noch zwei weitere, hintereinander liegende Abdrücke auf. Von der zweiten Reihe liegt nur eine schlecht erhaltene Gruppe von Einzelabdrücken vor.

Vorkommen: Rožmitál bei Broumov, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation (Broumov-Gruppe). Unterperm.

Gattung *Paramargaritichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Nach der entfernten Ähnlichkeit mit *Margaritichnus* BANDEL, 1973.

Typusart: *Paramargaritichnus permicus* n. gen. n. sp.

Diagnose: Hohe zylinderförmige Aufragungen, deren kräftige zentrale Einsenkung von einem Randwulst umgeben ist, bilden eine meist schwach wellig verlaufende Einzelspur. Das letzte Segment der Spur ist meist deutlich größer als die vorangehenden.

Zugewiesene Art: *Paramargaritichnus permicus* n. gen. n. sp.
Vorkommen: Sehr häufig im Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation von Rožmítal bei Broumov, Niederschlesisches Becken. Unterperm.
Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Isopodichnus* BORNEMANN, 1889, ist stets eine tiefe Medianfurche vorhanden, welche die parallelen Aufwulstungen trennt, ganz gleich, ob es durchhaltende Züge oder kaffeebohnen-ähnliche Einzelabdrücke sind.

Margaritichnus BANDEL, 1973, bildet keine zusammenhängenden regelmäßigen Züge wie *Paramargaritichnus* n. gen.

Paramargaritichnus permicus n. gen. n. sp.
(Taf. 3, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 3; Taf. 9, Fig. 3; Taf. 10, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Perm.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 3, Fig. 3.

Locus typicus: Rožmítal bei Broumov, Niederschlesisches Becken.

Stratum typicum: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation (Broumov-Gruppe). Unterperm.

Diagnose: Wie für die Gattung.

Beschreibung: Die Länge der Fährtenzüge schwankt zwischen 16 und 65 mm, wobei durchaus noch längere Fährten zu erwarten sind, obwohl der überwiegende Teil nicht länger als 32 mm ist. Die zylindrischen hohen Einzelabdrücke haben meist nur einen Durchmesser von ca. 2 mm. Ihr innerer Bereich ist deutlich eingesenkt, der Rand ist meist ringsum leicht aufgewölbt. Mitunter ist der Randwulst seitlich oder vorn und hinten unterbrochen. Im letzteren Fall entsteht gewisse Ähnlichkeit mit *Isopodichnus*. Die terminalen Einzelabdrücke sind im allgemeinen etwas größer (2,5-3 mm Durchmesser), sonst aber ähnlich struiert wie die übrigen Einzelabdrücke.

Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Gattung.

Gattung *Permichnium* GUTHÖRL, 1934

Typusart: *Permichnium voelckeri* GUTHÖRL, 1934

Permichnium kalnaense n. sp.
(Taf. 8, Fig. 1; Taf. 9, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Kalná-Horizont.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 8, Fig. 1; Taf. 9, Fig. 1.

Locus typicus: Prosečné (W von Trutnov) Podkrkonoší-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe), Unterperm.

Diagnose: Die zwei Reihen bestehen aus länglichen Einzelabdrücken, die in einem Abstand nach außen versetzt winkelig zueinander angeordnet sind, wobei sie nach außen divergieren.

Beschreibung: Die durchschnittlich 3 mm langen Einzelabdrücke sind innen stets verbreitert und meist auch vertieft. Sie sind 1,5-4 mm (meist 1,5-2 mm) voneinander entfernt und dabei winkelig zueinander angeordnet, wobei sie nach außen divergieren. Ein Abdruck eines Einzelabdruckpaares setzt dabei stets weiter außen an als der andere. Der äußere Abdruck ist außen wenig nach hinten umgebogen. Der innere Abdruck kann außen zweigeteilt sein, wobei die zwei Gabeläste nur wenig divergieren.

Der Abstand der Einzelabdruckpaare untereinander beträgt in einer Reihe meist 10-12 mm. Er kann gelegentlich auch wesentlich kleiner (6 mm) oder größer (bis 16 mm) werden. Der Abstand zwischen den zwei Reihen

beträgt 16–20 mm. Die Gesamtbreite der Spur ist ziemlich konstant (28–30 mm).

Vorkommen: Bisher nur vom *locus typicus* bekannt.

Bemerkungen und Beziehungen: *Permichnium voelckeri* GUTHÖRL, 1934, weicht auf den ersten Blick stark ab, doch haben beide Arten die winkelige Anordnung der Einzelabdrücke gemeinsam. Bei *P. kalnaense* n. sp. liegen die beiden Einzelabdrücke eines Paares viel weiter auseinander und einer der beiden Abdrücke ist deutlich nach außen versetzt, wodurch Anklänge an einige *Pirandikus*-Arten entstehen.

Gattung *Pirandikus* n. gen.

Derivatio nominis: Willkürliche Wortbildung.

Typusart: *Pirandikus parallelus* n. gen. n. sp.

Diagnose: Zweireihige Arthropodenfährten. Die eine Reihe weist Einzelabdruckpaare aus zwei schlanken, langen, dicht beieinander liegenden parallelen Elementen oder nur einzelne Abdrücke senkrecht zur Fortbewegungsrichtung auf. Die andere Reihe besteht aus zwei oder drei nebeneinander oder schräg übereinander liegenden Einzelabdrücken, die gelegentlich miteinander verschmelzen können.

Zugewiesene Arten: *Pirandikus parallelus* n. gen. n. sp.

Pirandikus inaequalis n. sp.

Pirandikus unistriatus n. sp.

Pirandikus n. sp. A

Pirandikus ? n. sp. B (Typ N 1 nach BOY, 1976)

Vorkommen: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation (Broumov-Gruppe) des Niederschlesischen Beckens, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) des Podkrkonoší-Beckens, obere Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham, obere Standenbühl-Formation (obere Rötelschiefer) des Saar-Nahe-Gebietes. Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Der Typ N 1 nach BOY, 1976, mit einzelnen länglichen, senkrecht zur Bewegungsrichtung liegenden Abdrücken auf jeder Seite könnte auch zu *Pirandikus* gehören. Eine sehr ähnliche Fährte bildet HARDAKER, 1912, Fig. 29 (Fährtenzug, der ganz rechts beginnt), ab. Bei diesem Fährtenzug ist zu erkennen, daß einige der länglichen Einzelabdrücke aus zwei Abdrücken zusammengesetzt sind.

Pirandikus parallelus n. gen. n. sp.

(Abb. 2; Taf. 6, Fig. 3)

Derivatio nominis: Nach den zwei schlanken parallelen Abdrücken in den Abdruckpaaren der einen Seite.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 6, Fig. 3.

Locus typicus: Prosečné (W von Trutnov), Podkrkonoší-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe). Unterperm.

Diagnose: In einer Reihe liegen Einzelabdruckpaare vor, die aus zwei langen parallelen Einzelabdrücken aufgebaut sind, die annähernd senkrecht zur Fortbewegungsrichtung liegen. Die Abstände zwischen diesen Einzelabdruckpaaren sind recht groß. In der anderen Reihe liegen zwei, selten drei wesentlich kürzere Einzelabdrücke nebeneinander; gelegentlich verschmelzen sie zu einem nach hinten konkaven Einzelabdruck. Die Abdrücke liegen in beiden Reihen etwa gegenüber.

Beschreibung: Die gesamte Spur ist 20–21 mm breit. In der einen Reihe ist der vordere der beiden Paralleleindrücke kräftiger ausgebildet als der hintere und häufig auch etwas länger (um 4 mm) als jener (2,5–3,5 mm). Der Abstand zwischen den beiden parallelen Abdrücken beträgt etwa 0,5 mm. Der Abstand zwischen den Einzelabdruckpaaren der Reihe ist ziemlich groß (15–16 mm).

Die Einzelabdrücke der anderen Reihe sind wesentlich kürzer, aber ebenfalls annähernd senkrecht zur Fortbewegungsrichtung angeordnet. Zwei deutliche und ein kaum sichtbarer dritter Abdruck bilden eine Einzelabdruckgruppe. In einer solchen Gruppe liegen die Abdrücke etwas schräg nebeneinander. Zwei dieser Abdrücke können zu einem einzigen, nach hinten konkaven Abdruck verschmelzen.

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) von Prosečné. Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Pirandikus unistriatus* n. sp. aus dem Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation sind die beiden langen, schlanken, paarigen Einzelabdrücke der einen Reihe durch einen etwas breiteren und kürzeren Einzelabdruck ersetzt.

Pirandikus inaequalis n. sp. aus dem Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) (Podkrkonoší-Becken) besitzt in der einen Reihe ebenfalls nur einfache Einzelabdrücke. Die in der anderen Reihe auftretenden Einzelabdruckpaare bestehen aus zwei langen, gegeneinander nach außen versetzten Einzelabdrücken, die stets winkelig gegeneinander angeordnet sind. Außerdem ist die Spurbreite größer.

Pirandikus inaequalis n. sp.
(Abb. 6, Taf. 8, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach den ungleich ausgebildeten Reihen.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 8, Fig. 2.

Locus typicus: Prosečné, (W von Trutnov), Podkrkonoší-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe), Unterperm.

Diagnose: Der Grundbauplan besteht aus einer Einfachreihe und einer Doppelreihe. Die Einfachreihe weist einfache stäbchenförmige, ziemlich weit getrennte Einzelabdrücke auf, die etwas aus der Senkrechten zur Fortbewegungsrichtung herausgeneigt sind.

Bei der Doppelreihe liegen die inneren stäbchenförmigen Einzelabdrücke ebenfalls etwas schräg zur Fortbewegungsrichtung, und zwar etwa im gleichen Winkel wie die Einzelabdrücke der anderen Reihe. Die äußeren stäbchenförmigen Einzelelemente sind beträchtlich nach außen versetzt, wodurch die Doppelreihe entsteht. Sie sind nach der anderen Seite geneigt, so daß sie stets winkelig gegen die inneren Stäbe angeordnet sind. Die Spurbreite ist groß.

Beschreibung: Die große Gesamtbreite der Spur beträgt 31–33,5 mm; der Abstand zwischen der Einzel- und Doppelreihe variiert zwischen 20 und 24 mm. Die stäbchenförmigen Einzelabdrücke der Doppelreihe sind 3–4 mm lang, die Einzelabdrücke der Einfachreihe messen 2–2,5 mm. Der Abstand zwischen zwei Einzelabdruckpaaren der Doppelreihe beträgt meist 8 mm (variiert zwischen 6 und 10 mm). Auch der Abstand der Einzelabdrücke der anderen Reihe beträgt meist 8 mm (5–11 mm). Zu diesen stets vorderen Elementen können sich in einer Spur noch weitere Einzelabdrücke gesellen, die zwischen den beiden Reihen liegen oder innerhalb der Doppelreihe auftreten.

Vorkommen: Kalná-Horizont von Prosečné, Prosečné-Formation, Libštát-Gruppe, Podkrkonoší-Becken. Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Ähnlichkeit besteht mit *P. unistriatus* n. sp. aus dem Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation von Rožmitál bei Broumov (Niederschlesisches Becken, ČSSR). Diese Art hat aber eine wesentlich geringere Spurbreite, das Einzelabdruckpaar besteht aus zwei kurzen Einzelabdrücken, die dicht beieinander liegen, und nur gelegentlich tritt auch noch ein zusätzliches, undeutliches, längliches Einzelelement auf.

Pirandikus unistriatus n. sp.

(Abb. 3; Taf. 11, Fig. 1,2; Taf. 12, Fig. 2; Taf. 13, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach den einfachen Einzelabdrücken auf der einen Seite.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 11, Fig. 1,2; Taf. 13, Fig. 1.

Locus typicus: Rožmitál (NE von Broumov) (Niederschlesisches Becken).

Stratum typicum: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation (Broumov-Gruppe). Unterperm.

Diganose: Die eine Reihe der Fährte besteht aus weit getrennten, länglichen, aber auch ziemlich breiten Einzelabdrücken, die senkrecht zur Fortbewegungsrichtung angeordnet sind. Die in gleicher Höhe liegenden Einzelabdruckgruppen der anderen Reihe bestehen aus zwei kurzen, schräg nebeneinander liegenden Einzelabdrücken und gelegentlich einem weiteren undeutlichen Abdruck. Auch diese Abdrücke sind meist senkrecht zur Fortbewegungsrichtung angeordnet.

Beschreibung: Die gesamte Spur ist 10-12 mm breit. In der einen Reihe sind längliche, aber auch ziemlich breite, nach innen oft verbreiterte Einzelabdrücke vorhanden, die meist ca. 1,5 mm lang sind und annähernd senkrecht zur Fortbewegungsrichtung liegen. Die Abdrücke der anderen Reihe sind teils annähernd senkrecht, teils schräg zur Fortbewegungsrichtung angeordnet. Es handelt sich um Einzelabdruckgruppen aus zwei kurzen, schräg übereinander liegenden Abdrücken, zu denen sich gelegentlich noch ein dritter, undeutlicher, meist länglicher Abdruck gesellt. Sie sind durchschnittlich 1 mm lang. Der innere dieser Abdrücke ist im allgemeinen deutlich kräftiger ausgebildet als die anderen.

Der Abstand zwischen den Einzelabdrücken der einen bzw. den Einzelabdruckpaaren der anderen Seite ist generell groß, variiert aber etwas, so daß er zwischen 6,5 und 10 mm betragen kann (meist 8-10 mm). Gelegentlich ist auf jeder Seite ein schlanker "überzähliger" Abdruck zwischen zwei normalen Einzelabdrücken bzw. Einzelabdruckpaaren eingeschaltet.

Vorkommen: Am locus typicus.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Spur von *Pirandikus parallelus* n. gen. n. sp. ist breiter und auf einer Seite sind anstelle der Einzelabdrücke zwei parallele Einzelabdrücke vorhanden.

Pirandikus inaequalis n. sp. besitzt in der einen Reihe ebenfalls nur längliche Einzelabdrücke, die weit voneinander entfernt sind und etwas schräg zur Fortbewegungsrichtung liegen. Die zweite Reihe ist aber eine Doppelreihe, weil der eine Einzelabdruck der Einzelabdruckpaare stets beträchtlich nach außen versetzt ist. Außerdem sind die Einzelabdrücke dieser Reihe recht lang und stets winkelig zueinander angeordnet. Die Spur ist erheblich breiter als bei *Pirandikus unistriatus* n. sp.

Pirandikus n. sp. A aus der oberen Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham ist sehr ähnlich, weist aber eine relativ große Spurbreite auf

und die Abdrücke liegen dicht hintereinander.

Gattung *Mirandaichnium* ACEÑOLAZA, 1978

Typusart: *Mirandaichnium famatinense* ACEÑOLAZA, 1978

Diagnose: Zweireihige Arthropodenfährten. Äußerer Abschnitt der Einzelabdrücke länglich, kräftig eingedrückt, meist annähernd senkrecht zur Fortbewegungsrichtung angeordnet. Nach innen setzen sich die Einzelabdrücke in schräg und stark nach hinten geneigten wesentlich schwächeren Abdrücken fort. Oftmals sind nur die äußeren Teile der Einzelabdrücke zu erkennen, doch selbst dann weicht der Bereich zwischen den beiden Reihen in seiner Struktur (meist leicht streifig) etwas von der übrigen Sedimentoberfläche ab. Zumindest ist dieser Bereich leicht eingesenkt (bzw. im Gegenabdruck leicht erhaben). Ganz selten treten innerhalb einer Spur auch untergeordnet V-förmige Einzelabdrücke auf.

Zugewiesene Arten: *Mirandaichnium famatinense* ACEÑOLAZA, 1978
Mirandaichnium riojanum ACEÑOLAZA, 1978
Isopodichnia, Gruppe D WALTER, 1978
Umfolozia longula ANDERSON, 1981
Mirandaichnium irregulare n. sp.

Vorkommen: Perm von Südamerika. Unterperm von Südafrika. Sehr häufig im Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe), insbesondere von Prosečné (Podkrkonoší-Becken). Blätterton der oberen Hornburg-Formation vom SE-Harstrand. Die europäischen Vorkommen gehören zum Artinskian.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Typusart von *Umfolozia* SAVAGE, 1971, weicht stark von *Mirandaichnium* ACEÑOLAZA, 1978, ab. ANDERSON, 1981, konnte aber aufzeigen, daß sich aus *Umfolozia sinuosa* SAVAGE, 1971, Formen entwickeln, die hier zu *Mirandaichnium* gestellt werden (*Umfolozia longula* ANDERSON, 1981). Die typischen Vertreter von *Umfolozia* SAVAGE, 1971, aus den Dwyka-Warviten (oberstes Karbon) von Südafrika besitzen zwei Reihen von Einzelabdrücken, die sich in Fünfergruppen regelmäßig wiederholen. Diese Fünfergruppen sind höchstens geringfügig übertreten und daher deutlich auszuhalten. Bei der Typusart sind die Einzelabdrücke breit und zeigen 3 oder mehr parallele, in Fortbewegungsrichtung liegende, schlanke krallenartige Abdrücke. An der Innenseite dieser Abdrücke befindet sich stets noch ein punktförmiger Abdruck, der allerdings manchmal streifenartig in Fortbewegungsrichtung verlängert sein kann. Diese Formen lassen sich leicht von *Mirandaichnium* abtrennen und ohne die sorgfältigen Untersuchungen bei ANDERSON, 1981, könnte man nicht einmal die sehr engen Beziehungen zwischen den Gattungen *Umfolozia* SAVAGE, 1971 s.str. und *Mirandaichnium* ACEÑOLAZA, 1978, erkennen.

Allerdings faßte ANDERSON, 1981, *Umfolozia* zu weit und stellte mit *Umfolozia longula* ANDERSON, 1981, auch Formen zu dieser Gattung, bei denen die Fünfergruppen durchweg ca. 50% übertreten, gar nicht mehr als solche deutlich in Erscheinung treten und vielmehr andere Regelmäßigkeiten, wie abwechselnd Zweier- und Dreiergruppen in den Vordergrund treten. Außerdem sind nur noch bei primitiven Vertretern von *Umfolozia longula* die inneren Punktreihen vorhanden, aber schon unregelmäßig. Bei den typischen Vertretern dieser Art fehlen sie anscheinend gänzlich. Die Einzelabdrücke als Ganzes sind schräg zur Fortbewegungsrichtung gestellt, wobei die primitiven Formen (wie bei *Mirandaichnium irregulare* und anderen *Mirandaichnium*-Arten) eine Untergliederung in einen äußeren,

nur wenig oder gar nicht aus der Senkrechten zur Fortbewegungsrichtung herausgeneigten und einen inneren kräftig geneigten Teil erkennen lassen.

Umfolozia longula ANDERSON, 1981, ist praktisch nicht mehr von *Mirandaichnium* zu unterscheiden, während sie andererseits ganz wesentliche Unterschiede zu *Umfolozia sinuosa* SAVAGE, 1971, der Typusart von *Umfolozia* zeigt.

Wenn "*Umfolozia*" *longula* ANDERSON, 1981, hier auch nicht zu dieser Gattung gestellt wird, so ist es doch das große Verdienst von ANDERSON, 1981, erstmals die Entstehung eines Arthropodenfährten-Typs aus einem anderen in stratigraphischer Folge nachgewiesen zu haben. Damit wurde auch erstmalig der Beweis erbracht, daß auch Arthropodenfährten gute Leitfossilien für das kontinentale Permokarbon sein können.

Der von ANDERSON, 1981, zu *Umfolozia sinuosa* SAVAGE, 1971, gestellte *Diplichnites govenderi* SAVAGE, 1971, wird hier nicht zu *U. sinuosa*, wohl aber wie bei ANDERSON, 1981, zur Gattung *Umfolozia* gerechnet, da sowohl die Fünfergruppen (trotz gewissen Übertretens) als auch die punktförmigen Abdrücke an der Innenseite der länglichen Abdrücke deutlich zu erkennen sind. Abweichend von *Umfolozia sinuosa* sind die länglichen Einzelabdrücke sehr schmal und sind nicht in krallenartige parallele Abdrücke in Fortbewegungsrichtung aufgegliedert. Das ist aber auch einem Teil der von ANDERSON, 1981, zu *U. sinuosa* gestellten Formen der Fall, allerdings nicht bei jenen aus der Typuslokalität. Wahrscheinlich gehören auch diese Formen zu *Umfolozia govenderi* (SAVAGE, 1971) oder zu einer nahe verwandten Form. Sollte es sich allerdings definitiv nachweisen lassen, daß es sich dabei nur um Erhaltungsunterschiede handelt (bei Nachweis beider Typen in einer Spur), was bei dem ausgezeichnet erhaltenen Material aber nicht sehr wahrscheinlich ist. dann wäre die Zusammenfassung von *Umfolozia sinuosa* SAVAGE, 1971, und *Diplichnites govenderi* SAVAGE, 1971, zu einer Art, wie es ANDERSON, 1981, vorschlug, gerechtfertigt.

Enge Beziehungen bestehen auch zu *Tasmanadia* CHAPMAN, 1929, aus dem Oberkarbon und Unterperm der Südkontinente. Bei dieser Gattung fehlen aber stets die schräg nach hinten weisenden langen inneren Fortsätze der Einzelabdrücke. Längsstreifen zwischen den beiden Reihen können aber auftreten, so daß *Tasmanadia* CHAPMAN, 1929, und *Mirandaichnium* ACEÑOLAZA, 1978, sicherlich eng verwandt sind.

Permichnium GUTHÖRL, 1934, hat paarige V-förmig angeordnete Einzelabdrücke, die außerdem nicht schräg nach hinten-innen verlängert sind.

Bei *Palmichnium* RICHTER, 1954, ist der schräg nach innen weisende Teil der Einzelabdrücke genauso kräftig wie der äußere Teil. Außerdem ist ein Mediankiel vorhanden.

Oniscoidichnus BRADY, 1949, aus dem höheren Unterperm (Coconino-Sandstein) der USA besitzt einen Medianrücken, ist sonst aber insgesamt *Mirandaichnium* ähnlich. Übergangsformen zwischen beiden Gattungen scheinen in Gonfaron (Südfrankreich) vorzukommen.

Mirandaichnium irregulare n. gen. s. sp.
Taf.10, Fig.2; Taf.11, Fig.3; Taf.12, Fig.1,3 (?); Taf.18, Fig.2)

Derivatio nominis: Nach der sehr variablen Ausbildung der Fährten.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 12, Fig. 1.

Locus typicus: Prosečné (W von Trutnov) Podkrkonoš-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Libštát-Gruppe.

Diagnose: Der im Verhältnis zum beiderseitigen Abstand der Reihen ziemlich lange äußere Teil der Einzelabdrücke ist innerhalb einer Spur teils senkrecht zur Bewegungsrichtung, teils etwas schräg nach vorn, teils auch etwas schräg nach hinten gerichtet. Er ist meist wesentlich kräftiger ausgebildet als der innere Teil der Einzelabdrücke, der schräg weit nach hinten und dabei bis zur Mitte der Spur reicht.

Beschreibung: Die äußeren Teile der Einzelabdrücke stehen fast immer einzeln, mitunter kommen in einer Spur aber auch ganz untergeordnet V-förmige Abdrücke vor. Erhaltungsbedingt ist oftmals nur der kräftige äußere Teil der Einzelabdrücke zu erkennen. In ganz großen Ausnahmefällen kann allerdings auch der innere Teil ebenso kräftig ausgebildet sein wie der äußere Teil. Da alle diese Fälle innerhalb einer, z.T. bis über einen Meter verfolgbar Spur beobachtet werden konnten, entstehen sie nur durch unterschiedliche Erhaltung oder unterschiedliches Verhalten des Erzeugers.

Die Spurbreiten betragen nur 8,5-10 mm, meist um 9 mm. Am Ende einer Spur werden die Einzelabdrücke sehr lang und sind nur noch auf einer Seite ausgebildet. Der Erzeuger konnte sich also offensichtlich vom Boden abheben (schwimmen ?, fliegen?).

Vorkommen: Sehr häufig im Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) des Podkrkonosi-Beckens. ? Obere Hornburg-Formation vom Konberg.

Bemerkungen und Beziehungen: Die unter *Isopodichnia* (Gruppe D) bei WALTER, 1978, abgebildeten Formen aus der Hornburg-Formation des SE-Harzrandes ist schlecht erhalten, aber vielleicht mit der vorliegenden Form identisch.

Mirandaichnium famatinense ACEÑOLAZA, 1978, besitzt weiter getrennte Einzelabdrücke.

Bei *M. riojanum* ACEÑOLAZA, 1978, liegen die recht langen Einzelabdrücke sehr dicht beieinander.

Servichnus n. gen.

Derivatio nominis: Willkürliche Wortbildung.

Typusart: *Servichnus gracilis* n. gen. n. sp.

Diagnose: Die in weiten Abständen aufeinander folgenden Einzelabdrücke bestehen aus zwei sehr langen, sehr schlanken zarten Elementen, die nach einer Seite langsam konvergieren und nach dem Zusammentreffen in einem wenig rückgebogenen, zarten, sehr schlanken Abdruck enden. Diese Einzelabdrücke sind nur wenig gegen die Senkrechte zur Fortbewegungsrichtung geneigt.

Schräg dahinter, selten auch neben diesen Abdrücken befinden sich drei parallele oder etwas schräg zueinander liegende, meist undeutliche, kurzstäbchenförmige und oftmals etwas gebogene Abdrücke. Eine klare, deutliche zweite Reihe wurde bisher noch nicht gefunden (zu schwache Abdrücke auf dem relativ grobkörnigen Material bzw. zu schmale Stücke

bei feinkörnigem Material, auf denen die zweite Reihe nicht erhalten ist ?). Gelegentlich sind aber in einiger Entfernung einzelne Elemente zu beobachten, die den oben beschriebenen ähneln.

Zugewiesene Art: *Servichnus gracilis* n. gen. n. sp.

Vorkommen: Rožmitál bei Broumov (Niederschlesisches Becken).

Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Broumov-Gruppe, Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Die einzige Gattung, die ähnliche Einzelemente aufweist, ist *Dimorphichnus* SEILACHER, 1955. Bei dieser Gattung sind die Einzelabdrücke aber in mehreren voneinander wenig entfernten Reihen angeordnet und innerhalb der Reihen folgen sie dicht aufeinander. Außerdem treten in dieser Spur noch Reihen von gänzlich abweichenden Einzelementen auf.

Obwohl *Servichnus* noch ungenügend bekannt ist, sind die Einzelemente und ihre Anordnung in der einen Reihe so markant, daß sie mit keiner bisher bekannten Gattung verwechselt werden kann.

Servichnus gracilis n. gen. n. sp.

(Taf. 14, Fig. 1,2)

Derivatio nominis: Nach den sehr zarten Abdrücken.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 14, Fig. 1,2.

Locus typicus: Rožmitál bei Broumov (Niederschlesisches Becken).

Stratum typicum: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation (Broumov-Gruppe). Unterperm.

Diagnose: Wie für die Gattung.

Beschreibung: Die aus sehr schlanken zarten Elementen aufgebauten Einzelabdrücke sind recht lang (9-10 mm) und folgen in großen Abständen (16-19 mm) aufeinander. Die schräg dahinter oder daneben liegenden undeutlichen Dreiergruppen weisen viel kürzere Einzelabdrücke auf (1-2,5 mm), von denen der mittlere am längsten ist.

Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Gattung.

Gattung *Tarichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Willkürliche Wortbildung.

Typusart: *Tarichnus cermnaensis* n. gen. n. sp.

Diagnose: 3-5 kräftige, ovale, in Fortbewegungsrichtung liegende Abdrücke sind in einer Zeile angeordnet. Die Zeilen liegen hintereinander, wobei sie stets etwas gegeneinander versetzt sind, und bilden zwei Reihen, die zu einer Spur gehören. Dabei verlaufen alle Zeilen beider Reihen parallel oder subparallel zueinander.

Zwischen den Reihen können einzelne weitere Abdrücke auftreten.

Zugewiesene Art: *Tarichnus cermnaensis* n. gen. n. sp.

Vorkommen: Chotěvice-Schichten (? unterer Teil), Podkrkonoší-Becken.

Bemerkungen und Beziehungen: Arthropodenfährten mit zeilig angeordneten Einzelementen (3-5 pro Zeile), wobei die Einzelemente in Fortbewegungsrichtung liegen, sind ziemlich häufig (*Conopsoides* HITCHCOCK, 1958, *Kouphichnium* NOPSCA, 1923, *Octopodichnus* GILMORE, 1927, *Paleohelcura* GILMORE, 1926, *Triavestigia* GILMORE, 1926).

Bei der letzteren Gattung ist nur eine Reihe mit zeilig angeordneten Einzelabdrücken vorhanden, wobei die Zeilen genau übereinander liegen und so einen Fährtenzug bilden. Bei allen anderen aufgeführten Gattungen

sind zwei Reihen vorhanden, wobei die Zeilen beider Reihen nach innen winkelig zusammenlaufen.

Bei der vorliegenden neuen Gattung verlaufen dagegen alle Zeilen beider Reihen parallel bis subparallel. Da dieses Merkmal bei aller sonstigen hohen Variabilität (vielleicht Artunterschiede) konstant ist, kann die neue Form keiner der oben genannten Gattungen zugeordnet werden.

Tarichnus cermnaensis n. gen. n. sp.
(Taf. 13, Fig. 2; Taf. 15, Fig.-1,2)

Derivatio nominis: Nach dem Fundpunkt.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 13, Fig. 2; Taf. 15, Fig. 1.

Locus typicus: Aufschlüsse an der Straße von Chotěvice nach Čermná.

Stratum typicum: Chotěvice-Schichten (? unterer Teil). Unterperm.

Diagnose: Wie für die Gattung.

Beschreibung: Innerhalb der Art treten zwei Formgruppen auf, die eventuell zwei Arten repräsentieren könnten. Die eine Formgruppe weist 2-3 relativ kleine, weit getrennte Einzelabdrücke innerhalb einer Zeile auf. Bei der anderen Formgruppe treten 4-5 große (der fünfte Einzelabdruck ist auch meist klein) Einzelabdrücke innerhalb einer Zeile auf, die dicht beieinander liegen. In allen anderen Merkmalen (siehe Gattungsdiagnose) stimmen beide Gruppen aber überein.

Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Gattung.

Gattung *Taslerella* n. gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. R. TÁSLER, Praha.

Typusart: *Taslerella hamata* n. gen. n. sp.

Diagnose: Die Einzelabdrücke bestehen aus einem langen schlanken Stiel und einem hakenförmig nach einer Seite oder ankerförmig nach beiden Seiten umgebogenen Kopf. Vielfach ist nur der Kopf als kleiner bogenförmiger Eindruck erhalten. Die Anordnung der Einzelfährten ist sehr variabel und offensichtlich auch innerhalb einer Fährte nicht konstant ausgebildet. Es liegen jedoch stets zwei weit getrennte Reihen vor, in denen die Einzelabdrücke senkrecht oder schräg zur Fortbewegungsrichtung angeordnet sind, wobei der Kopf stets nach außen weist. Diese Reihen sind meist doppelzeilig, wobei zwei Einzelabdrücke nebeneinander oder winkelig nebeneinander liegen, dabei aber meist in ihrer gegenseitigen Lage stark variieren. Zwischen den beiden Reihen sind in wechselnder Anzahl und unterschiedlicher Anordnung kleine bogenförmige Abdrücke anzutreffen, die gänzlich den Köpfen der Einzelabdrücke in den Zeilen entsprechen, aber hier nur äußerst selten einen Stiel aufweisen.

Zugewiesene Arten: *Taslerella hamata* n. gen. n. sp.

Taslerella regularis n. sp.

Taslerella n. sp. A (Typ N 2 nach BOY, 1976)

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) des Podkrkonoší-Beckens. Obere Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes. Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Trotz des vorliegenden sehr reichen Materials ist es schwer, diese Fährtenzüge zu systematisieren. Selbst innerhalb von kurzen Fährtenzügen treten oft rasche unsystematische Änderungen auf.

Zu bisher bekannten Fährte ngattungen treten keine erkennbaren engeren Beziehungen auf. Bei dem triassischen *Harpepus* HITCHCOCK, 1865, sind stets die in den Spuren nach innen gerichteten Enden hakenförmig umgebogen und die Spurbreite ist im Verhältnis zur Länge der Abdrücke nur gering.

Taslerella hamata n. gen. n. sp.
(Abb. 4; Taf. 16; Taf. 17, Fig. 1,2)

Derivatio nominis: Nach den haken- oder ankerförmigen Köpfen der Einzelabdrücke.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 16.

Locus typicus: Prosečné (W von Trutnov) Podkrkonoší-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe). Unterperm.

Diagnose: Mit den Gattungsmerkmalen. Spuren fast stets aus zwei Doppelreihen aufgebaut, deren Einzelabdrücke etwa senkrecht zur Fortbewegungsrichtung nebeneinander liegen, in ihrem Abstand und z.T. auch in ihrer Neigung, aber beträchtlich variieren. Vereinzelt treten auch zwei einfache Reihen auf, aber nicht den ganzen Fährtenzug hindurch (falls es sich um längere Fährtenzüge handelt).

Zwischen den beiden Doppelreihen sowie auch zwischen den Einzelelementpaaren befinden sich zahlreiche kleine, unregelmäßig angeordnete gebogene Abdrücke, die in ihrer Form und Größe den Köpfen der Einzelabdrücke der beiden Doppelreihen entsprechen, aber nur höchst selten einen Stiel besitzen.

Beschreibung: Gesamtbreite der Spur 27,5-32,5 mm. Einzelabdrücke 3-3,5 mm lang. Der Kopf der Einzelabdrücke besteht aus einer hakenförmigen Umbiegung nach einer Seite oder aus beiderseitigen anker- bzw. pfeilförmigen Umbiegungen. Gelegentlich fehlt der schlanke Stiel auch und nur die Köpfe der Einzelabdrücke sind ausgebildet.

Meist sind die Einzelabdrücke annähernd senkrecht zur Fortbewegungsrichtung angeordnet. Gelegentlich weichen einzelne Abdrücke aber stark von dieser Richtung ab. Die Köpfe sind bei aller Variabilität der Formen stets nach außen gerichtet.

Der Abstand zwischen den beiden Doppelreihen ist ziemlich groß (16,5-22 mm). Zwischen den beiden Doppelreihen, die gelegentlich auf kurze Entfernungen zu einfachen Reihen reduziert sind, sowie zwischen den Einzelabdruckpaaren befinden sich zahlreiche kleine komma- oder bogenförmige Abdrücke, die den Köpfen der Einzelabdrücke in den Reihen entsprechen. Auch kleine punktförmige oder ovale Abdrücke können auftreten.

Oftmals tendiert die Art dazu, daß die Einzelabdrücke ganz unregelmäßig angeordnet sind, wobei entweder nur eine Doppelreihe zu erkennen ist oder die Einzelabdrücke ganz regellos verstreut zu sein scheinen.

Vorkommen: Außerordentlich häufig im Kalná-Horizont der Lokalität Prosečné (Podkrkonoší-Becken).

Bemerkungen und Beziehungen: *Taslerella regularis* n. sp. weicht durch die Anordnung der Einzelabdrücke ab.

Taslerella regularis n. sp.
(Abb. 5; Taf. 18, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach der mehr regelmäßigen Anordnung der Einzelabdrücke.
Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 18, Fig. 1; Abb. 5.

Locus typicus: Prosečné, (W von Trutnov) Podkrkonoší-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm.

Diagnose: Eine Reihe weist regelmäßig schräg zur Fortbewegungsrichtung liegende Einzelabdrücke (3-3,5 mm lang) auf, die außen jeweils von einem senkrecht zur Fortbewegungsrichtung liegenden Abdruck (2-3 mm lang) und innen jeweils von einem kleinen ovalen oder leicht gekrümmten Abdruck begleitet werden.

In beträchtlicher Entfernung (Gesamtbreite der Spur 30-32 mm) folgt die andere Reihe, die aus länglichen, hakenförmig umgebogenen Einzelabdrücken besteht.

Vorkommen: Selten im Kalná-Horizont von Prosečné.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Taslerella hamata* n. gen. n. sp. sind die Einzelabdrücke unregelmäßig angeordnet. Außerdem liegen die meist in zwei Doppelreihen angeordneten Einzelabdrücke meist mehr oder weniger senkrecht zur Fortbewegungsrichtung.

Auch das Grundgerüst von *Taslerella* n. sp. A (Typ N 2 nach BOY, 1976) aus der oberen Standenbühl-Formation (obere Rötelschiefer) von Nierstein(Saar-Nahe-Gebiet) sind schräg zur Fortbewegungsrichtung liegende Einzelabdrücke, deren Köpfe schräg nach außen weisen, und längliche Einzelabdrücke, die sich nach außen anschließen und etwa senkrecht zur Fortbewegungsrichtung liegen. Zusätzlich ist in beiden Reihen aber noch ein drittes längliches Element vorhanden und die kurzen gebogenen Elemente fehlen.

Gattung *Tortilichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Nach den scheinbar umeinander gedrehten Elementen der Spur.

Typusart: *Tortilichnus gracilis* n. gen. n. sp.

Diagnose: Die langgestreckte schmale Spur besteht aus zwei bis drei unmittelbar nebeneinander liegenden zarten Streifen, die z.T. umeinander gedreht erscheinen. Am Ende der Spur liegen stets drei parallele, zarte lange Abdrücke, von denen der mittlere immer am längsten ist. Manchmal ist nur dieser Endabschnitt der Spur vorhanden. Nahe dem Spurende befinden sich oft noch ein oder zwei weitere Abdrücke des Endabschnittes mit nur kurzem "gedrehtem" Abschnitt.

Zugewiesene Art: *Tortilichnus gracilis* n. gen. n. sp.

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) Podkrkonoší-Becken.

Bemerkungen und Beziehungen: Ähnliche Formen sind bisher unbekannt. Es handelt sich offensichtlich um einen dicht unter der Oberfläche grabenden Arthropoden, der schwimmend seinen Standort wechseln konnte.

Tortilichnus gracilis n. gen. n. sp.
(Taf. 7, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach der Zartheit der Spur.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 7, Fig. 1.

Locus typicus: Prosečné (W von Trutnov), Podkrkonoší-Becken.

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe).

Unterperm.

Diagnose: Wie für die Gattung.

Beschreibung: 100 mm und längere Spuren. Die Spur ist maximal 1 mm breit und weist einen kräftigen und zu beiden Seiten je einen schwächeren Streifen auf. Die seitlichen Streifen erscheinen z.T. um den mittleren Streifen gedreht. Vielfach ist nur wechselseitig auf einer Seite ein Streifen vorhanden, wodurch der Eindruck der Verdrehung auch vorgetäuscht sein kann.

Am Ende der Spur ist ein ca. 8 mm langer Endabschnitt mit drei parallelen Abdrücken vorhanden, von denen der mittlere stets am längsten ist. Fast immer wiederholt sich in der Nähe des Spurendes der Endabschnitt noch 1-2 mal. An diesen Endabschnitten ist nur ein kurzer schmaler Fortsatz, aber niemals eine längere Spur in der oben geschilderten Ausbildung angesetzt. Teilweise ist auch nur dieser Endabschnitt mit oder ohne kurzem Fortsatz anzutreffen.

Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Gattung. Diese recht charakteristische Art ist nicht häufig.

Schleifmarken

Starke Ähnlichkeit mit Lebensspuren können fossile Schleifmarken aufweisen. MÜLLER, 1971, konnte erstmalig aus der Oberhof-Formation des Thüringer Waldes die als "Cloephyucus" bezeichneten Schleifmarken-Typen nachweisen. Wir konnten solche Schleifmarken im Kalná-Horizont der Prosečné-Formation von Prosečné (Podkrkonoší-Becken) nachweisen. (vgl. Taf. 9, Fig. 2; Taf. 15, Fig. 3). Ob es sich bei den Schleifmarken aus dem Rotliegenden um anorganische Spuren handelt, muß aber doch etwas fraglich bleiben, da sie z.T. einen ziemlich regelmäßig gebogenen Verlauf aufweisen. Es könnte sich auch um Sedimentschleppungen in einem zähen Sediment durch einen dicht unter der Sedimentoberfläche aktiven Erzeuger handeln.

3. Biostratigraphische Bedeutung der Arthropodenfährten

ANDERSON, 1981, konnte erstmalig die biostratigraphische Bedeutung der Arthropodenfährten im kontinentalen Oberkarbon und Unterperm Südafrikas aufzeigen. Im Rotliegenden sind bisher direkte biostratigraphische Korrelationen mit Hilfe von Arthropodenfährten noch nicht möglich. Lediglich die bisher kaum bekannte Fauna von Hamstead/Birmingham zeigt sehr enge Anklänge an die Fährtenfauna des Vižňov-Horizonts der Martínkovice-Formation (Broumov-Gruppe), wobei sogar morphologische Übergangsformen zwischen *Pirandikus unistriatus* n. sp. aus dem Vižňov-Horizont und *Pirandikus* ? n. sp. B aus der oberen Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes auftreten.

Arten- und individuenreiche Assoziationen von Arthropodenfährten kennt man bisher aus der oberen Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham (HARDAKER, 1912, zum geringen Teil abgebildet und beschrieben), aus dem Saxonien inférieure des Lodève-Beckens (nicht beschrieben), aus der oberen

Standenbühl-Formation (obere Rötelschiefer) des Saar-Nahe-Gebietes (z.T. beschrieben), aus der oberen Hornburg-Formation des SE-Harzrandes (z.T. beschrieben), aus der unteren Eisenach-Formation des nordwestlichen Thüringer Waldes (zum geringen Teil abgebildet), aus dem Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens (hier z.T. beschrieben) und aus dem Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (Libštát-Gruppe) des Podkrkonoší-Beckens. Obwohl mit Hilfe anderer Fossilien (Conchostracen, Tetrapodenfährten) aufgezeigt werden kann, daß alle diese Horizonte altersmäßig nicht sehr verschieden sind, treten doch überall andere Arthropodenfährten auf. Dies könnte folgende Ursachen haben: (1) Die Arthropodenfährten sind extrem faziesgebunden, (2) die Evolution der fährten-erzeugenden Arthropoden ging sehr rasch vor sich, so daß schon relativ geringe Altersunterschiede starke Änderungen in den Arthropodenfaunen bewirken, (3) starke Differenzierung der Arthropodenfaunen in gleichaltrigen und faziell ähnlichen, aber getrennten Becken.

Zweifelsohne setzen die Massenvorkommen von artenreichen Arthropodenfährten außer arten- und individuenreichen Arthropodenfaunen auch Ablagerungsbedingungen voraus, unter denen sich solche Fährten in guter Qualität erhalten konnten. Doch gerade weil hierzu so spezielle fazielle Verhältnisse nötig sind, sind alle der genannten reichen Arthropodenfährten-Assoziationen in faziell ähnlichen Sedimenten anzutreffen. Faziesunterschiede können also die großen faunistischen Unterschiede nicht erklären.

Ein rascher Wechsel in den Arthropodenfaunen ist anhand der bisher bekannten Insektenfaunen innerhalb des Unterperm sicher nachweisbar. Wegen des Klimawechsels von feucht bzw. wechselfeucht zu semiarid bzw. arid muß man auch mit rasch aufeinander folgenden Neubesiedlungen rechnen, wobei es bei Verschiebung der Klimazonen auch zu drastischen Änderungen der Arthropodenfaunen kommen kann.

Schließlich kann man bei zunehmender Aridisierung und Trennung der Ablagerungsräume mit zunehmendem Endemismus, zumindest aber mit zunehmender Differenzierung der Arthropodenfaunen zwischen einzelnen gleichaltrigen, aber getrennten Ablagerungsräumen rechnen. Für die großen Unterschiede in den Faunen können Endemismus und Differenzierungen allein jedoch nicht die Erklärung liefern, weil einige Arten auch dann sicher übereinstimmen würden.

Nach gründlicher Abschätzung der obengenannten Faktoren besteht für die Zukunft durchaus die begründete Aussicht, daß innerhalb des Intervalls mit den auffällig reichen und weit verbreiteten Arthropodenfährten im kontinentalen Unterperm Mittel- und Westeuropas eine biostratigraphische Feingliederung durchgeführt werden kann, wobei dann aber weniger die Unterschiede (z.T. Endemismus bzw. starke Differenzierung der Faunen zwischen den einzelnen Ablagerungsgebieten oder auch etwas faziesbeeinflusst), als vielmehr übereinstimmende Arten von Bedeutung wären. Zur Klärung dieser Frage werden jetzt verschiedene fährtenhoffige Horizonte der Martínkovice-Formation, deren gegenseitige Altersstellung genau bekannt ist, nach Arthropodenfährten untersucht. Sollten sie unterschiedliche Fährtenassoziationen erbringen, die sich in verschiedenen, möglichst weit entfernten Fundpunkten wiederfinden lassen, dann wäre die stratigraphische Brauchbarkeit der Arthropodenfährten für diesen stratigraphischen Bereich erwiesen.

Gewisse Hinweise auf die künftige stratigraphische Verwertbarkeit der Arthropodenfährten des Rotliegenden kann man schon heute gewinnen. Nach der Auswertung der Conchostracenfaunen und der Tetrapodenfährten ist von den oben genannten Fährtenhorizonten der Vižňov-Horizont der älteste und die

untere Eisenach-Formation der jüngste stratigraphische Bereich. Das letztere kann man auch aus den Arthropodenfährten direkt entnehmen, denn nur aus dem unteren Teil der Eisenach-Formation sind schon primitive Vertreter von *Mesichnium* GILMORE bekannt (vgl. MARTENS, 1979, Taf. 1, Fig. 2, als Arthropodenfährten vom Typ B bezeichnet) - eine Gattung, die dann erst in dem noch jüngeren Coconino-Sandstein Nordamerikas aufblüht.

Der Kalná-Horizont, die obere Hornburg-Formation und die obere Standenbühl-Formation liegen altersmäßig zwischen dem Vižňov-Horizont und der unteren Eisenach-Formation. Ihre gegenseitige Altersstellung ist gegenwärtig noch schwer abzuschätzen; wesentlich voneinander abweichen dürfte sie nicht, was aber nicht völlige Gleichaltrigkeit bedeutet. Vergleicht man nun die Arthropodenfährten hinsichtlich ähnlicher und übereinstimmender Gattungen und Arten und der Häufigkeit der betreffenden Faunen, so kann man feststellen, daß zweifelsohne zwischen dem Vižňov-Horizont und der unteren Eisenach-Formation die größten Unterschiede in den Arthropodenfährtenfaunen auftreten, während andererseits der Kalná-Horizont, die obere Hornburg-Formation und die obere Standenbühl-Formation die größten Ähnlichkeiten hinsichtlich ihrer Arthropodenfährten aufweisen. Mit Ausnahme des jüngeren Alters der Fährtenfaunen der unteren Eisenach-Formation sind das aber eher Hinweise und weniger Beweise, wenn man nur die Arthropodenfährten betrachtet.

Wichtig sind in diesem Zusammenhang auch die leider nur aus einem Photo von zwei Handstücken bekannten reichen Arthropodenfährtenfaunen aus der oberen Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham, wo nach HARDACKER, 1912, die Arthropodenfährten viel häufiger als die Tetrapodenfährten sein sollen. Der dort vorkommende *Pirandikus* n. sp. ist sehr nahe mit *Pirandikus unistriatus* n. sp. aus dem Vižňov-Horizont verwandt. Dabei treten auch morphologische Übergangsformen zwischen *Pirandikus unistriatus* n. sp. und *Pirandikus* ? n. sp. (Typ N 1 nach BOY, 1976) aus der oberen Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes (Nierstein) auf. Hier deutet sich an, daß die obere Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham im Alter zwischen dem Vižňov-Horizont und der oberen Standenbühl-Formation liegt. Sollte diese Abfolge bei unseren z. Z. laufenden Untersuchungen in der Martínkovic-Formation oder in einer anderen Schichtenfolge bestätigen lassen, dann könnten die Arthropodenfährten in bestimmten stratigraphischen Intervallen sogar zu Feingliederungen herangezogen werden.

Betrachtet man die Arthropodenfährten aus Horizonten des Rotliegenden, die nach anderen Faunen und Floren sicher älter oder jünger als das hier diskutierte Intervall mit den artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten sind, so schält sich die stratigraphische Bedeutung der Arthropodenfährten noch deutlicher heraus.

Die Arthropodenfährten der Jeckenbacher Schichten (Lebach-Gruppe) des Saar-Nahe-Gebietes weichen in ihrem Charakter stark von jüngeren Assoziationen des Rotliegenden ab. "*Oniscoidichnus*" sp. (BOY, 1976) ähnelt *Cyrochorte* sp. SAVAGE, 1971, aus dem Dwyka-Tillit des obersten Karbon von Südafrika, nicht jedoch *Oniscoidichnus* aus dem Coconino-Sandstein der USA und dem höheren Oberrotliegenden von Gonfaron (Südfrankreich). Der Arthropodenfährten-Typ LT 1 BOY, 1976, weicht deutlich von allen Formen aus dem höheren Rotliegenden ab, während ein ähnlicher Bauplan auch bei Arthropodenfährten aus dem tieferen Unterrotliegenden anderer Gebiete vorkommt.

Die Arthropodenfährten des mittelpermischen Cornberger Sandsteins stimmen im Gattungsbereich mit den Arthropodenfährten des etwas älteren

Coconino-Sandsteins Nordamerikas überein (*Paleohelcura* GILMORE, *Octopodichnus* GILMORE); im Artbestand weichen sie wohl ab. Diese Fauna ist grundsätzlich verschieden von denjenigen aus der oberen Standenbühl-Formation, der oberen Hornburg-Formation oder den hier beschriebenen Faunen. Dies könnte man aber z.T. darauf zurückführen, daß die Fazies des Cornberger Sandsteins derjenigen des Coconino-Sandsteins ähnelt und andererseits doch von der Fazies der hier diskutierten artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten im mittel- und westeuropäischen Rotliegenden deutlich abweicht. Aber auch aus Gonfaron (Südfrankreich) liegen reiche Arthropodenfährtenfaunen vor, die überwiegend aus *Oniscoidichnus* BRADY bestehen, der auch im Coconino-Sandstein vorkommt. Das Vorkommen von Gonfaron entspricht aber faziell weit mehr dem Typ des Kalná-Horizonts bzw. der oberen Rötelschiefer als dem Faziestyp des Coconino-Sandsteins oder des Cornberger Sandsteins. So sind diese Unterschiede doch in erster Linie altersbedingte Unterschiede, denn die Funde von Gonfaron stammen nach Sporomorphen aus dem Mittelperm (unteres Thuringian im Sinne von VISSCHER, 1971).

Das Massenvorkommen artenreicher Arthropodenfährten im Rotliegenden Mittel- und Westeuropas kann aber auch indirekt für stratigraphische Einstufungen genutzt werden. Wie schon ausgeführt wurde, erfordert die Entstehung und Erhaltung solcher artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten¹⁾ nicht nur eine reiche Arthropodenfauna, sondern auch ein ganz spezielles tektonisch-klimatisches Regime. Nur in feinsten "warvitischen" Wechsellagerungen im Bereich Feinsand(stein)-Schluff(stein)-Ton(stein) und gelegentlich toniger Kalk können Arthropodenfährten entstehen und sich erhalten, wobei das Sediment zu der Zeit, wo die Arthropoden darüber liefen, weder zu fest sein durfte (dann konnten die leichten Arthropoden keine Fährten hinterlassen) noch zu weich sein konnte (dann "zerflossen" die Fährten und konnten daher auch nicht überliefert werden). Die Chancen für die Entstehung und die Erhaltung von Arthropodenfährten steigen natürlich mit der Besiedlungsdichte und diese wiederum hängt nicht nur von günstigen klimatischen und anderen ökologischen Faktoren ab, sondern sie nimmt auch mit der Einengung jener Lebensräume zu, in denen die fährten-erzeugenden Arthropoden günstige Lebensbedingungen fanden.

Auffälligerweise liegen die Fährtenhorizonte mit massenhaft artenreichen Arthropodenfährten meist in Beckenzentren und nicht in deren Randbereichen. Da für die Entstehung und Erhaltung der Arthropodenfährten eine ganz bestimmte Konsistenz der Sedimentoberfläche nötig ist (nicht zu weich - Zerfließen der Fährten - nicht zu fest - keine Abdrücke), müssen selbst die zentralen Beckenteile nur eine geringe Wasserbedeckung aufgewiesen haben und oftmals trocken gefallen sein. Daraus kann man neben dem Vorhandensein artenreicher Arthropodenfaunen zwei Grundbedingungen für die Erhaltung artenreicher Massenvorkommen von Arthropodenfährten im kontinentalen Rotliegenden ableiten (1) nicht zu steiles Relief und (2) ein semihumides bis semiarides Klima.

Im tieferen Rotliegenden herrschte lebhaftere Bodenunruhe (germanotype und vulkanotektonische Bewegungen). Die Reliefenergie war im allgemeinen hoch. Es dominierten fluviatile Sedimente (für die Erhaltung von Arthropodenfährten wenig geeignet), konglomeratische Randbildungen und limnische Becken-

¹⁾ Hier und im folgenden ist die Rede dabei immer von Lauffährten; Wühlspuren und z.T. auch Kriechspuren ähnlich *Isopodichnus* kommen in vielen limnischen Rotliegendesedimenten weit verbreitet vor.

sedimente. Diese Beckensedimente entstanden bei humiden bis semihumiden Klima im allgemeinen unter Wasserbedeckungen, die für die Entstehung und vor allem Erhaltung von Fährten terrestrischer Arthropoden zu groß waren. Feinstschichtung tritt aber, wenn überhaupt, nur in diesen limnischen Beckensedimenten auf. Die Möglichkeiten für die Entstehung und vor allem für die Erhaltung von Arthropodenfährten (insbesondere von terrestrischen Arthropoden) waren im unteren Rotliegenden also nicht sehr günstig. Sie konnten nur in solchen Fazies erhalten bleiben, wo sich auch Tetrapodenfährten erhalten konnten (am Rande von Wasseransammlungen). Auf Grund der hohen Reliefenergie und des hohen Wasserangebotes sind diese Sedimente aber meist für die Erhaltung von Arthropodenfährten wenig geeignet. Günstige Erhaltungsbedingungen finden sich daher zu dieser Zeit nur ganz lokal und meist nur in einem so kurzen Zeitabschnitt, daß man die Arthropodenfährten heute oftmals nur auf einer Schichtfuge antrifft. Die Zahl der aus dem tieferen Rotliegenden (z.B. Kusel- und Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes, Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes) bisher bekannt gewordenen Arthropodenfährten ist daher auch dementsprechend gering, obwohl dieser stratigraphische Bereich weit intensiver untersucht wurde als z.B. die obere Hornburg-Formation, der Kalná-Horizont oder der Vižňov-Horizont, wo man jeweils innerhalb weniger Stunden mehr als 100 Fährtenzüge finden kann.

Abnehmende Humidität im Bereich der Sötern- und Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes und altersgleicher Bildungen in anderen Becken führte klimatisch zu günstigeren Voraussetzungen für die Entstehung und Erhaltung von Arthropodenfährten. Gerade in diesem stratigraphischen Bereich kam es aber nochmals zu verstärkter Bodenunruhe im Rahmen der saalischen Bewegungen. Die Reliefenergie war recht hoch und die Bedingungen für die Entstehung "warvitischer" Feinstschichtung von feinklastischen Sedimenten waren nicht sehr günstig. Einzelfunde von Arthropodenfährten in den eingelagerten feinschichtigen Feinklastika werden häufiger (Wadern-Formation, mittlere Oberhof-Formation, untere Rotterode-Formation), artenreiche Massenvorkommen von Arthropodenfährten in großer regionaler Verbreitung gibt es aber auch in diesem stratigraphischen Bereich noch nicht.

Im höheren Oberrotliegenden war die Reliefenergie beträchtlich abgeschwächt. Vulkanotektonische Bewegungen hatten gänzlich aufgehört. Die morphologisch-tektonischen Bedingungen für die Ausbildung großflächiger, aber flacher, in raschem Wechsel austrocknender und wieder aufgefüllter Wasseransammlungen in dieser Zeit gegeben, nicht aber die klimatischen Bedingungen. Ein großer Teil des höheren Rotliegenden (unterhalb der Eisleben-Formation und ihrer zeitlichen Äquivalente) gehörte zum extrem ariden Zeitabschnitt des Kungurian. So ist es nicht verwunderlich, daß in dieser Zeit im Beckeninnern lebensfeindliche Sabkha-Sedimente abgelagert wurden (z.B. höherer Teil des Unteren Schiefertons, Mittlerer Schiefertone und Oberer Schiefertone der Eisenach-Formation des nordwestlichen Thüringer Waldes oder Beckenfazies der Brachwitz-Formation). In diesen Sedimenten tritt nur selten Feinstschichtung auf. Schlecht sortierte Sedimente (Feinklastite mit größeren Beimengungen) sind häufig. Zur Erhaltung von Arthropodenfährten ist diese Fazies ungeeignet. Man muß überdies aber auch davon ausgehen, daß unter solchen Bedingungen im allgemeinen nicht einmal arten- und individuenreiche Arthropodenfaunen auftraten.

Es bleibt nur ein relativ kurzer Zeitraum in dem postvulkanischen, tektonisch relativ ruhigen (abgesehen von einigen zeitweiligen Verstärkungen der tektonischen Bewegungen) Anteil des Oberrotliegenden, in dem das Klima zwischen arid und semiarid bis semihumid pendelte. In den ariden Zeitabschnitten wurden in den Beckenzentren Sabkha-Salinar bzw. schlecht ge-

schichtete Bröckelschiefer abgelagert, aus denen keine Arthropodenfährten bekannt sind; in den semiariden bis semihumiden Abschnitten wurden dagegen weitverbreitet jene "warvitschen" feinstgeschichteten Ton-, Schluff- und Feinsandsteine abgelagert, auf denen sich Arthropodenfährten vorzüglich erhalten konnten. So verwundert es gar nicht, daß alle Fundpunkte mit artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten in demjenigen postvulkanischen Anteil des höheren Rotliegenden liegen, wo unter aridem Klima abgelagerte Beckensedimente (Sabkha-Bildungen) mit solchen Sedimenten wechsellagern, die eine Ablagerung unter semiariden bis semihumiden Bildungsbedingungen anzeigen. Daher sind bei Untertageaufschlüssen gerade in diesem stratigraphischen Bereich die ersten stärkeren Anhydritführungen zu verzeichnen, die natürlich bevorzugt an die "Bröckelschiefer"-Sabkha-Fazies gebunden sind. Ein Blick auf die geologischen Profile belegt die hier aufgezeigte geologische Position der artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten anschaulich:

- (1) Niederschlesisches Becken: vulkanitfreie Martínkovice-Formation über der Olivětín-Formation (mit letzten Vulkaniten, unruhiger Sedimentation, höherem Wasserangebot) und unter der hochariden Trutnov-Formation;
- (2) Podkrkonoší-Becken: vulkanitfreie obere Prosečné-Formation über der unteren Prosečné-Formation (mit vulkanoklastischen Sedimenten, hoher Bodenunruhe, wahrscheinlich etwas höherem Wasserangebot) und unter der hochariden Trutnov-Formation;
- (3) Nordwestlicher Thüringer Wald: vulkanitfreier unterer Teil der unteren Schiefertone der tieferen Eisenach-Formation, stratigraphisch jünger als das untere Tambacher Konglomerat mit letzten vulkanischen Erscheinungen, aber unter den hochariden Schichten im darüber folgenden Teil der Eisenach-Formation. Schon der höhere Teil der Unteren Tonschiefer der Eisenach-Formation liegt fast durchgehend in "Bröckelschieferfazies" vor.
- (4) SE-Harzrand: vulkanitfreie obere Hornburg-Formation über der unteren Hornburg-Formation mit letzten Tuffen und z.T. starker Bodenunruhe und unter der Brachwitz-Formation, die zum größten Teil (wohl außer der gröberklastischen Basis) eine hocharide Bildung darstellt;
- (5) Saar-Nahe-Gebiet: vulkanitfreie (obere) Standenbühl-Formation (Rötelschiefer) über der Wadern-Formation mit letzten vulkanischen Erscheinungen und unruhiger Sedimentation.

Nundarf man sich nicht vorstellen, daß es sich bei diesem stratigraphischen Bereich, in dem weitverbreitet artenreiche Massenvorkommen von Arthropodenfährten auftreten, um einen eng begrenzten stratigraphischen Leithorizont handelt. Schon allein die 280-320 m mächtige fährtenhöfliche Martínkovice-Formation zeigt, daß dieser stratigraphische Bereich eine größere Zeitspanne repräsentiert. Doch das zu fordernde Zusammentreffen mehrerer Faktoren morphologisch-tektonischer und klimatischer Art mit hoher Besiedlungsdichte terrestrischer Arthropoden schließt bei der paläotektonischen und klimatischen Entwicklung innerhalb des obersten Karbon und Unterperm aus, daß es sich um einen sehr langen Zeitabschnitt handelt und daß die artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten im Rotliegenden zu sehr verschiedenen Zeiten bei ähnlichen faziellen Bedingungen entstanden. Vermutlich entspricht der Zeitabschnitt, in dem solche günstigen Bedingungen für die Entstehung und Erhaltung von artenreichen Massenvorkommen an Arthropodenfährten bestanden, dem Zeitraum des Artinskian oder einem Teil desselben. Auch oberstes Sakmarian ist noch nicht ganz auszuschließen. Alle bisher nachgewiesenen artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten stammen

aus Schichten, die sich an Hand anderer Faunen und Floren mit dem Artinskian korrelieren lassen (vgl. HOLUB & KOZUR, in Druck).

Für solche günstigen Bedingungen zur Entstehung und Erhaltung von weit verbreiteten Massenvorkommen von Arthropodenfährten war das Kungurian sicher zu arid. Selbstverständlich aber könnte es auch zu dieser Zeit, in der wie im Artinskian regional verbreitet günstige morphologisch-tektonische Vorbedingungen für die Entstehung und Erhaltung von Arthropodenfährten gegeben waren, lokal in eng begrenzten Gebieten bei vorübergehend ausreichendem Wasserangebot und Fehlen der Sabkha-Fazies zur Entstehung und Erhaltung reicher Arthropodenfährtenfaunen kommen. Im verstärktem Maße ist das für post-kungurische (mittelpermische) Sedimente des obersten Rotliegenden (Eisleben-Formation und zeitliche Äquivalente) zu erwarten, wo gelegentlich neben ariden Zeitabschnitten auch wieder etwas feuchtere Zeitabschnitte zu verzeichnen sind, wobei vereinzelt sogar sehr geringmächtige Grausedimente mit Sporomorphen auftreten. In diesem stratigraphischen Bereich sind tatsächlich auch zwei Lokalitäten mit Arthropodenfährten bekannt (Cornberger Sandstein des Richelsdorfer Gebirges und Gonfaron in Südfrankreich). Die Arthropodenfährten beider Gebiete weichen aber grundsätzlich von denjenigen des Intervalles ab, das hier zur Diskussion steht (vgl. SCHMIDT, 1959, und HEYLER & MONTENAT, 1980). Einerseits sind die Assoziationen artenarm (in Gonfaron tritt fast ausschließlich *Oniscoidichnus*, im Cornberger Sandstein nur *Octopodichnus* und *Paleohelcura* auf), andererseits sind die drei genannten Gattungen stratigraphisch jüngere Elemente, die in dem hier zur Diskussion stehenden Intervall völlig fehlen. Beide Vorkommen können also auf keinen Fall mit den weit verbreiteten artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten aus dem hier diskutierten Intervall verwechselt werden.

Im Gegensatz zum Kungurian war das Sakmarian nicht zu arid, aber vielleicht mit Ausnahme seines obersten Teils herrschte noch weitverbreitet Vulkanismus und die Bodenunruhe war im Sakmarian besonders hoch. Auch im Asselian war die Bodenunruhe beträchtlich und zusätzlich war das Wasserangebot meist zu hoch, was z.T. wohl auch noch für das Sakmarian gilt.

Mit Hilfe von Conchostracen und Tetrapodenfährten läßt sich belegen, daß der Zeitraum, in dem alle Fundpunkte mit regional weit aushaltenden artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten des Rotliegenden liegen, nicht sehr groß ist und daß damit tatsächlich das Zusammentreffen der Bedingungen, die für die weitverbreitete Entstehung und Erhaltung von artenreichen Arthropodenfährten im kontinentalen Rotliegenden nötig sind, nur in einem bestimmten stratigraphischen Bereich vorerst vorliegt. Dadurch liefern andererseits aber allein schon die artenreichen Massenvorkommen von Arthropodenfährten im Rotliegenden wichtige stratigraphische Hinweise, aber natürlich keine Beweise, die sich nur durch übereinstimmende Arten und Gattungen ableiten lassen.

Literaturverzeichnis

Das Literaturverzeichnis findet sich bei HOLUB V & H. KOZUR: Korrelation des Rotliegenden Europas (diese Zeitschrift, in Druck).

Tafelerläuterungen

Alle Photos wurden von B. MATOULKOVÁ, ÚÚG Praha angefertigt. F-... =
Negativnummer (Archiv).

Das Material zu allen Originalen befindet sich in der Sammlung des ÚÚG,
Praha.

Die angegebenen Maßstabeinheiten entsprechen jeweils 1 mm.

TAFEL 1

- Fig. 1,2: *Bifurcatichnus longus* n. gen. n. sp., Prosečné, Kalná-Hori-
der Prosečné-Formation, Unterperm; Fig. 1: F-39567;
Fig. 2: Holotypus, F-40232, Slgs.-Nr. HK 1981/40
- Fig. 3: *Cochlichnus* ? sp. und einige komma- oder strichförmige, nicht
deutbare Arthropodenfährten, F-40249, Slgs.-Nr. HK 1981/53,
sonst wie Fig. 1,2.

TAFEL 2

- Fig. 1-3: *Hamipes* ? *permicus* n. sp.; Fig. 1: Holotypus, Rožmitál,
Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm,
F-40782, Slgs.-Nr. HK 1981 II-59; Fig. 2,3: Positiv- und
Negativabdruck einer Fährte, Prosečné, Kalná-Horizont der
Prosečné-Formation, Unterperm, Fig. 2: F-40235, Slgs.-Nr.
HK 1981/38; Fig. 3: F-40231, Slgs.-Nr. HK 1981/56.
- Fig. 4: *Isopodichnus curvatus* n. sp., Rožmitál, Vižňov-Horizont der
Martínkovice-Formation, Unterperm, F-40817, Slgs.-Nr. HK
1981 II-74.

TAFEL 3

- Fig. 1,2: *Isopodichnus curvatus* n. sp., Rožmitál, Vižňov-Horizont der
Martínkovice-Formation, Unterperm; Fig. 1: Holotypus,
F-40805, Slgs.-Nr. HK 1981 II-67; Fig. 2: F-40819, Slgs.-Nr.
HK 1981 II-76.
- Fig. 3: *Paramargaritichnus permicus* n. gen. n. sp., Holotypus, Rož-
mitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm,
F-40831, Slgs.-Nr. HK 1981 II-40.
- Fig. 4: *Isopodichnus problematicus* BORNEMANN, 1889, Rožmitál,
Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm,
F-40806, Slgs.-Nr. HK 1981 II-67.

TAFEL 4

- Fig. 1: *Isopodichnus* sp. A, Aufschluß an der Straße von Chotěvice
nach Čermná, Chotěvice-Formation, Unterperm, F-40802,
Slgs.-Nr. HK 1981 II-18.
- Fig. 2: *Kalnaichnus magnus* n. gen. n. sp., Holotypus, Prosečné,
Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40284,
Slgs.-Nr. HK 1981/32 a.
- Fig. 3: *Orbiculichnus vulgaris* n. gen. n. sp., Prosečné, Kalná-Hori-
zont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40240, Slgs.-Nr.
HK 1981/48 (vgl. auch Taf. 6, Fig. 1)

TAFEL 5

- Fig. 1: *Kivanichnus baloghi* n. gen. n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40271, Slgs.-Nr. HK 1981/11.
- Fig. 2: *Kivanichnus* n. sp., F-40318, Slgs.-Nr. HK 1981/16, sonst wie Fig. 1.
- Fig. 3: *Isopodichnus problematicus* BORNEMANN, 1889, F-40296, Slgs.-Nr. HK 1981/14, sonst wie Fig. 1.
- Fig. 4,5: *Margaritichnus viznovensis* n. sp., Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981 II-45; Fig. 4: F-40833; Fig. 5: Holotypus, F-40834.

TAFEL 6

- Fig. 1: *Orbiculichnus vulgaris* n. gen. n. sp., Gegendruck der auf Taf. 4, Fig. 3 abgebildeten Fährte, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40298, Slgs.-Nr. HK 1981/25.
- Fig. 2: *Neonereites* ? sp., Rožmitál, Vižňov-Horizont, Unterperm, F-40818, Slgs.-Nr. HK 1981 II-75.
- Fig. 3: *Pirandikus parallelus* n. gen. n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40316, Slgs.-Nr. HK 1981/16.

TAFEL 7

- Fig. 1: *Tortilichnus gracilis* n. gen. n. sp., Holotypus. Positiv- und Negativabdruck, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm; Fig. 1a: Fast komplette Spur, F-40266, Slgs.-Nr. HK 1981/55; Fig. 1b: Gegendruck zu Fig. 1a, aufgefächerter Endabschnitt mit einer kräftigen und einer schwachen Wiederholung des aufgefächerten Abschnittes, F-40275, Slgs.-Nr. HK 1981/64; Fig. 1c: nicht aufgefächerter Abschnitt des gleichen Stückes, F-40274, Slgs.-Nr. und Vergrößerung wie bei Fig. 1b.
- Fig. 2: *Orbiculichnus vulgaris* n. gen. n. sp., Holotypus, Landespur (wohl Fluglandespur) besonders gut ausgeprägt, daneben nur wenige Abdrücke, so daß die Einzelabdrücke gut erkennbar sind, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40848, Slgs.-Nr. HK 1981 II-5.

TAFEL 8

- Fig. 1: *Permichnium kalnaense* n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40857, Slgs.-Nr. HK 1981 II-6 (vgl. auch Taf. 9, Fig. 1).
- Fig. 2: *Pirandikus inaequalis* n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40854, Slgs.-Nr. HK 1981 II-4.
- Fig. 3: *Paramargaritichnus permicus* n. gen. n. sp., Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm, F-40826, Slgs.-Nr. HK 1981 II-40 (vgl. auch Taf. 9, Fig. 3).

TAFEL 9

- Fig. 1: *Permichnium kalnaense* n. sp., Holotypus, vergrößerter Ausschnitt der auf Taf. 8, Fig. 1 abgebildeten Spur, F-40856, sonst wie Taf. 8, Fig. 1.
- Fig. 2: "*Cloephyucus*", ? Schleifmarken oder Sedimentschleppung durch unmittelbar unter der zähen Schlammoberfläche grabende Organismen, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40264, Slgs.-Nr. HK 1981/13.
- Fig. 3: *Paramargaritichnus permicus* n. gen. n. sp., vergrößerter Ausschnitt der auf Taf. 8, Fig. 3 abgebildeten Spur, F-40829, sonst wie Taf. 8, Fig. 3.

TAFEL 10

- Fig. 1: *Paramargaritichnus permicus* n. gen. n. sp. (obere diagonale Spur) und *Isopodichnus* sp. (untere diagonale Spur), Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm, F-40830, Slgs.-Nr. HK 1981 II-40.
- Fig. 2: *Mirandaichnium irregulare* n. gen. n. sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Slgs.-Nr. HK 1981/2 a.

TAFEL 11

- Fig. 1, 2: *Pirandikus unistriatus* n. sp., Positiv- und Negativabdruck, Holotypus, Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm; Fig. 1: F-40763, Slgs.-Nr. HK 1981 II-54; Fig. 2: F-40754, Slgs.-Nr. HK 1981 II-48 (vgl. auch Taf. 13, Fig. 1).
- Fig. 3: *Mirandaichnium irregulare* n. gen. n. sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40299, Slgs.-Nr. HK 1981/25.

TAFEL 12

- Fig. 1: *Mirandaichnium irregulare* n. gen. n. sp., Holotypus, a-c: verschiedene Abschnitte der gleichen Spur, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981/3, a) F-40295, b) F-40293, c) F-40294.
- Fig. 2: *Pirandikus unistriatus* n. sp., Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm, F-40771, Slgs.-Nr. HK 1981 II-56.
- Fig. 3: cf. *Mirandaichnium irregulare* n. gen. n. sp., Spur mit ungewöhnlich vielen V-förmig angeordneten Einzelabdrücken, wodurch große Ähnlichkeit mit *Permichnium* entsteht, F-40242, Slgs.-Nr. HK 1981/48.

TAFEL 13

- Fig. 1: *Pirandikus unistriatus* n. sp., vergrößerter Ausschnitt des Holotypus (Taf. 11, Fig. 2), F-40755, Slgs.-Nr. HK 1981 II-48.
- Fig. 2: *Tarichnus cermnaensis* n. gen. n. sp., Holotypus, Aufschluß an der Straße von Chotěvice nach Čermná, Chotěvice-Formation, Unterperm, F-40798, Slgs.-Nr. HK 1981 II-66 (siehe auch Taf. 15, Fig. 1).

TAFEL 14

- Fig. 1, 2: *Servichnus gracilis* n. gen. n. sp., Positiv- und Negativabdruck des Holotypus, Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm; Fig. 1: F-40766, Slgs.-Nr. HK 1981 II-56; Fig. 2: Slgs.-Nr. HK 1981 II-57, a) F-40774, b) vergrößerter Einzelabdruck, F-40775.

TAFEL 15

- Fig. 1, 2: *Tarichnus cermnaensis* n. gen. n. sp., Aufschluß an der Straße Chotěvice-Čermná, Chotěvice-Formation, Unterperm; Fig. 1: Gegendruck des Holotypus (Taf. 13, Fig. 2), F-40796, Slgs.-Nr. HK 1981 II-65; Fig. 2: F-40800, Slgs.-Nr. HK 1981 II-20.
- Fig. 3: "*Cloephyucus*", ? anorganische Schleifspur oder Sedimentschleppung durch Organismen, die sich dicht unter der Oberfläche von zähem Schlamm bewegen, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, F-40236, Slgs.-Nr. HK 1981/36.

TAFEL 16

Taslerella hamata n. gen. n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40869/40870, Slgs.-Nr. HK 1981/22.

TAFEL 17

- Fig. 1, 2: *Taslerella hamata* n. gen. n. sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm; Fig. 1: F-40894, Slgs.-Nr. HK 1981 II-35b; Fig. 2: F-40895, Slgs.-Nr. HK 1981 II-36 b.

TAFEL 18

- Fig. 1: *Taslerella regularis* n. sp., Holotypus, Ausschnitt der Fährte (gesamte Fährte siehe Zeichnung: Abbildung 5), Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40252/40253, Slgs.-Nr. HK 1981-53.
- Fig. 2: *Mirandaichnium irregulare* n. gen. n. sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40844, Slgs.-Nr. HK 1981 II-5.

TAFEL 19

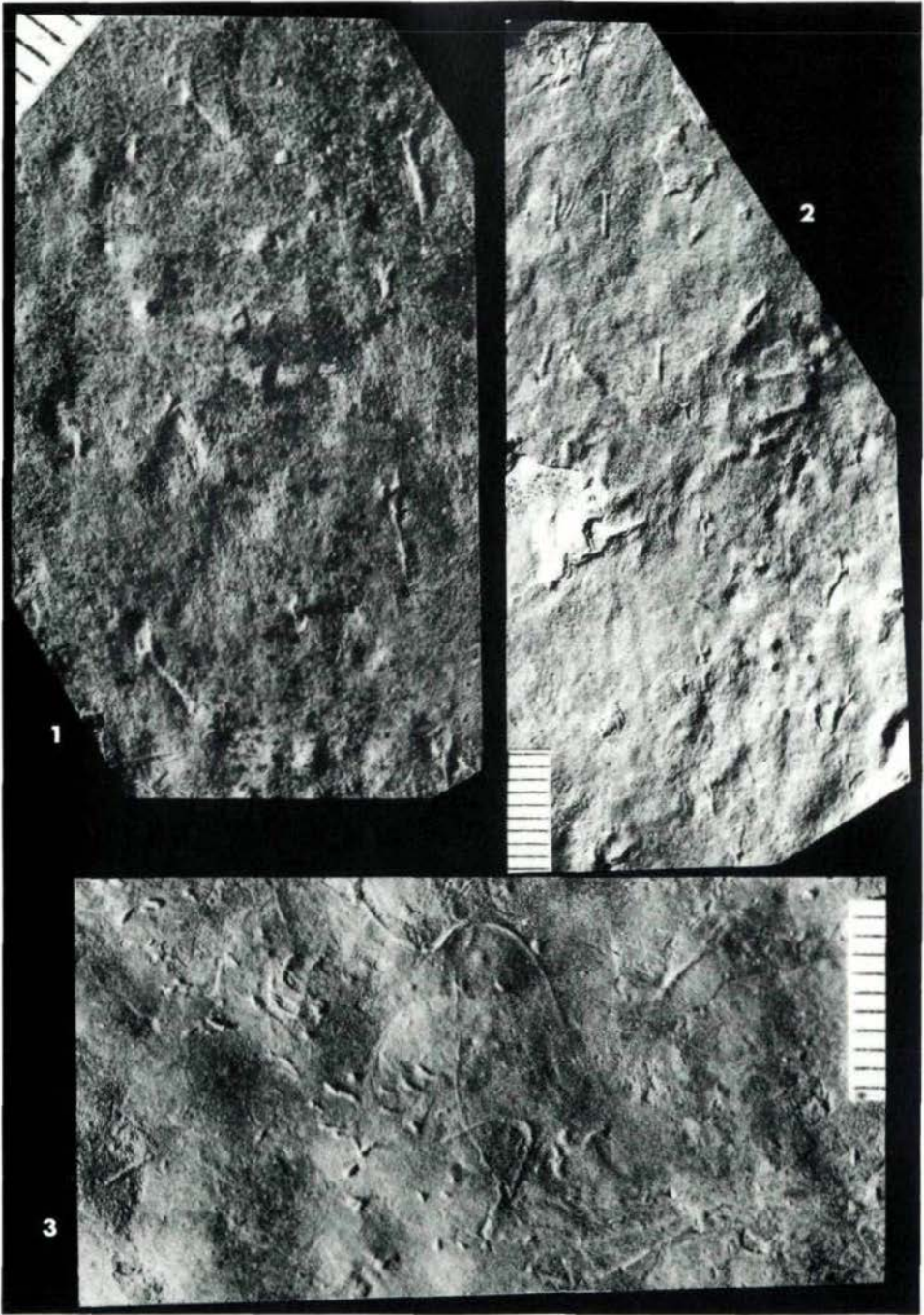
- Fig. 1, 2: *Parahamipes rozmitalensis* n. gen. n. sp., Positiv- und Negativabdruck des Holotypus, Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm, Fig. 1: F-40761, Slgs.-Nr. HK 1981 II-52; Fig. 2: F-40795, Slgs.-Nr. HK 1981 II-64.

TAFEL 20

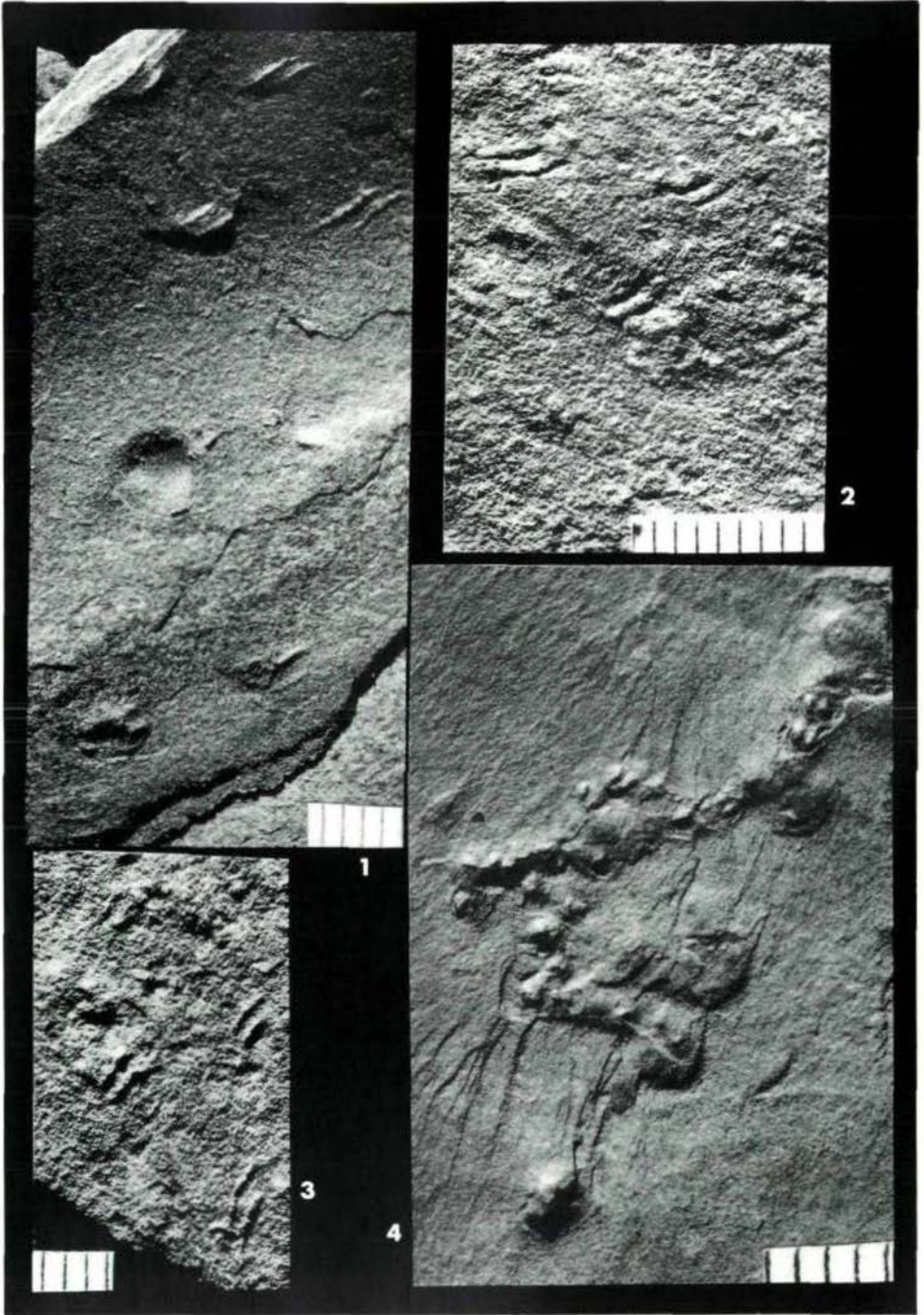
- Fig. 1, 2, 4: *Parahamipes rozmitalensis* n. gen. n. sp., Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm; Fig. 1, 2: Positiv- und Negativabdruck, auf einer Reihe der Fährte liegen nur die Einzelabdruckpaare vor, während in der anderen Reihe jedes Einzelabdruckpaar von 1-2 weiteren Abdrücken begleitet wird. Fig. 1: F-40762; Slgs.-Nr. HK 1981 II-53; Fig. 2: F-40810, Slgs.-Nr. HK 1981 II-47; Fig. 4: eine Reihe einer Spur, die überwiegend aus Einzelabdruckpaaren besteht, F-40787, Slgs.-Nr. HK II-59 a.

Fig. 3: *Parahamipes* n. sp., Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovic-Formation, Unterperm, F-40772, Slgs.-Nr. HK 1981 II-57.

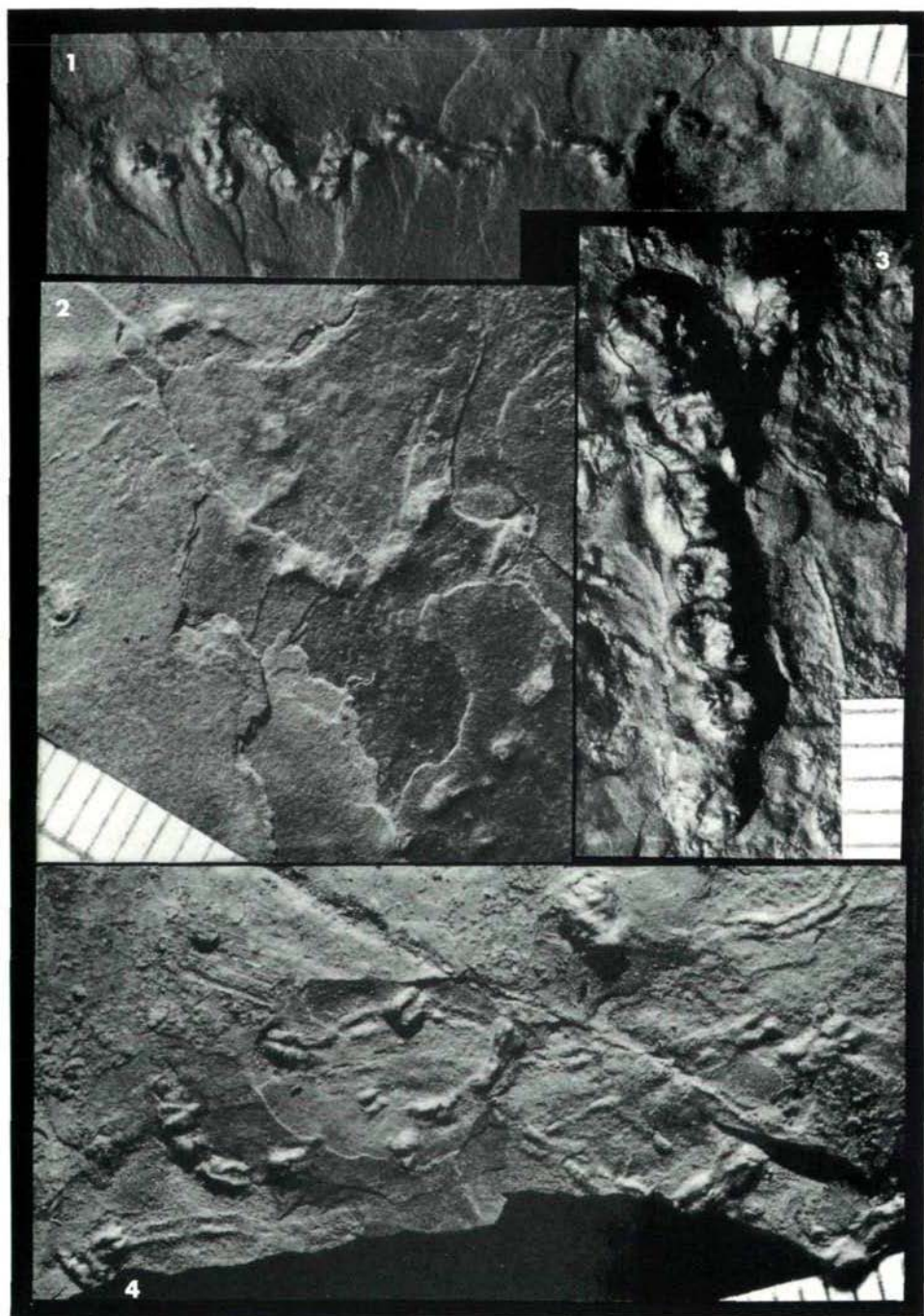
Tafel I



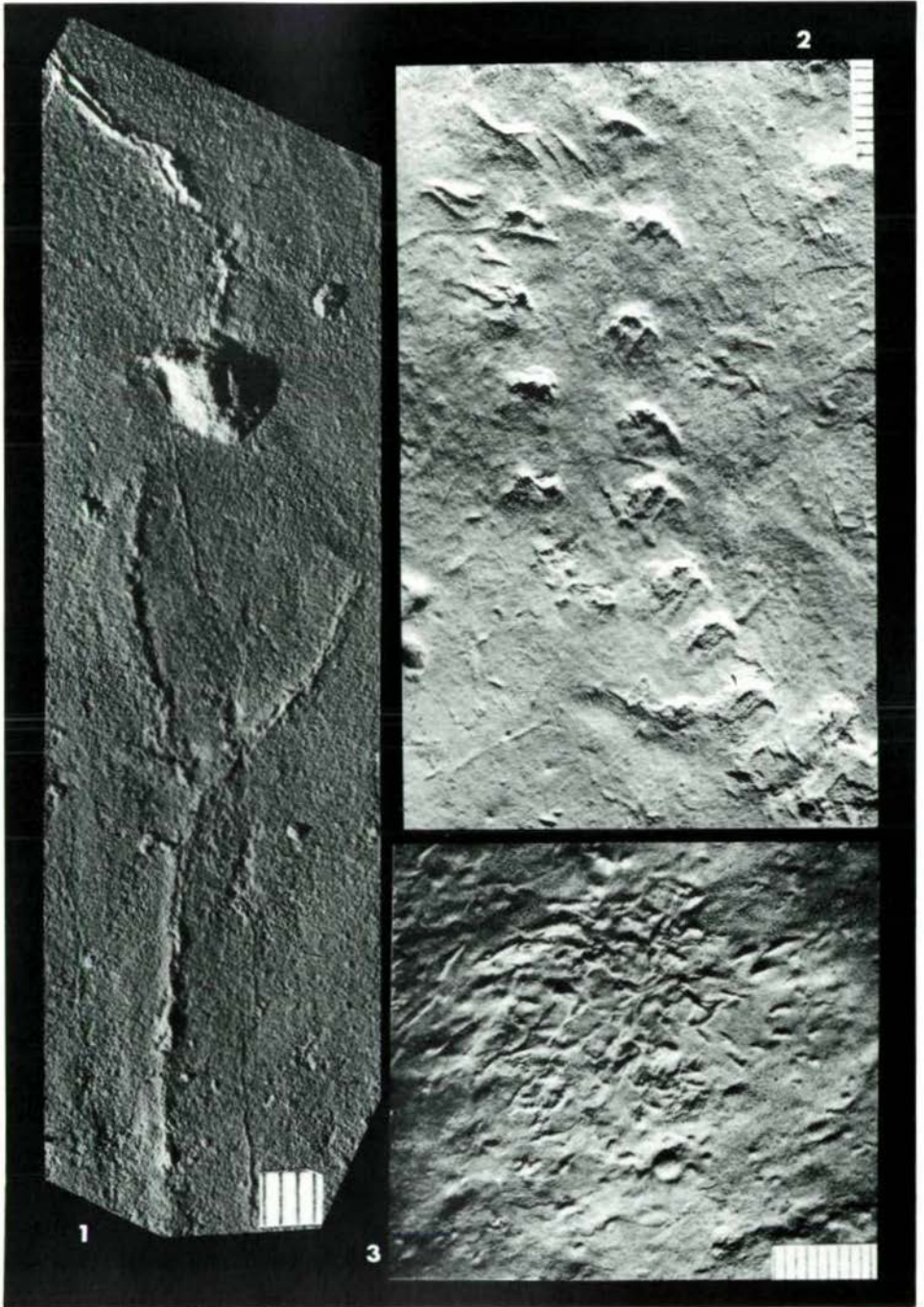
Tafel II



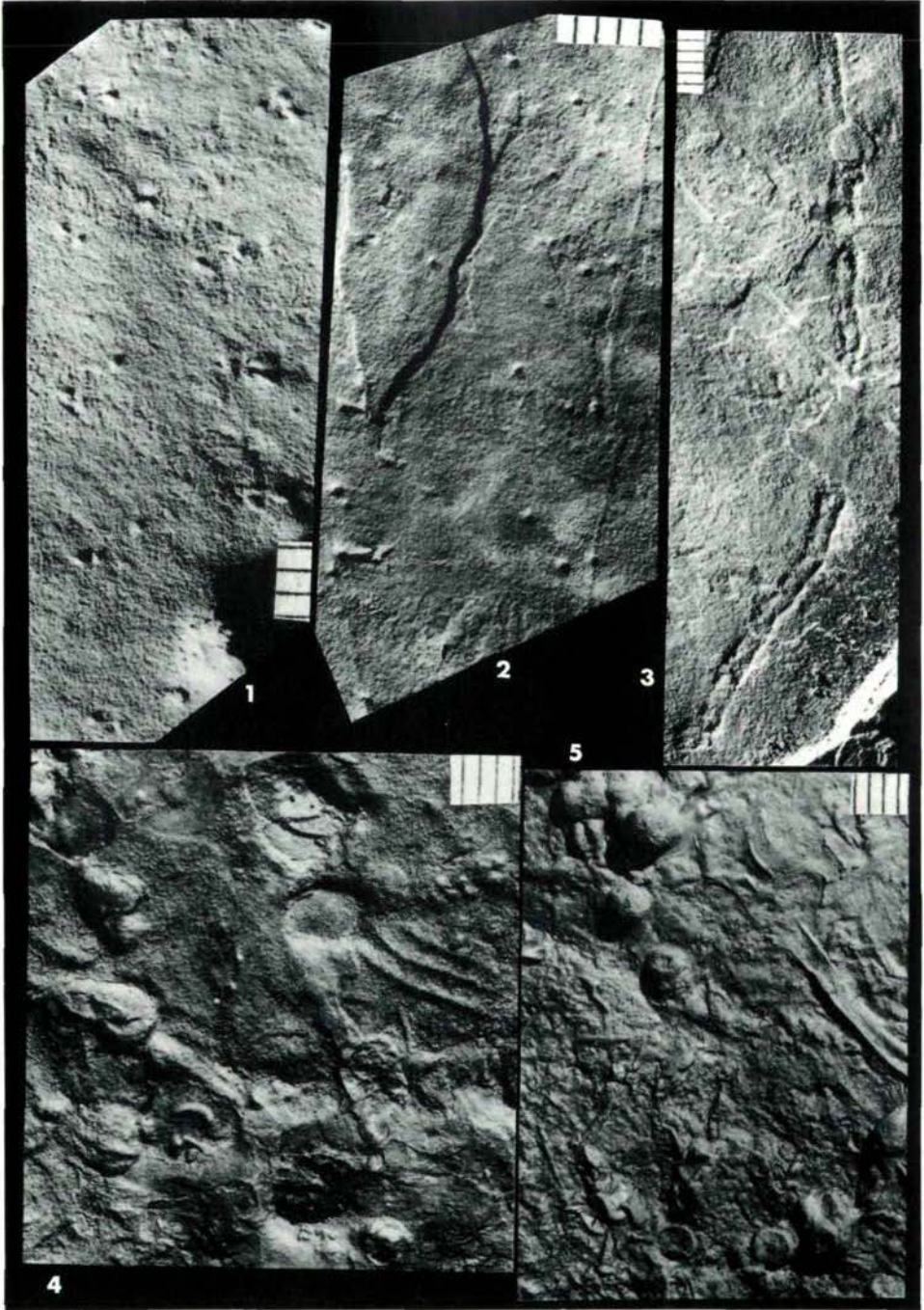
Tafel III



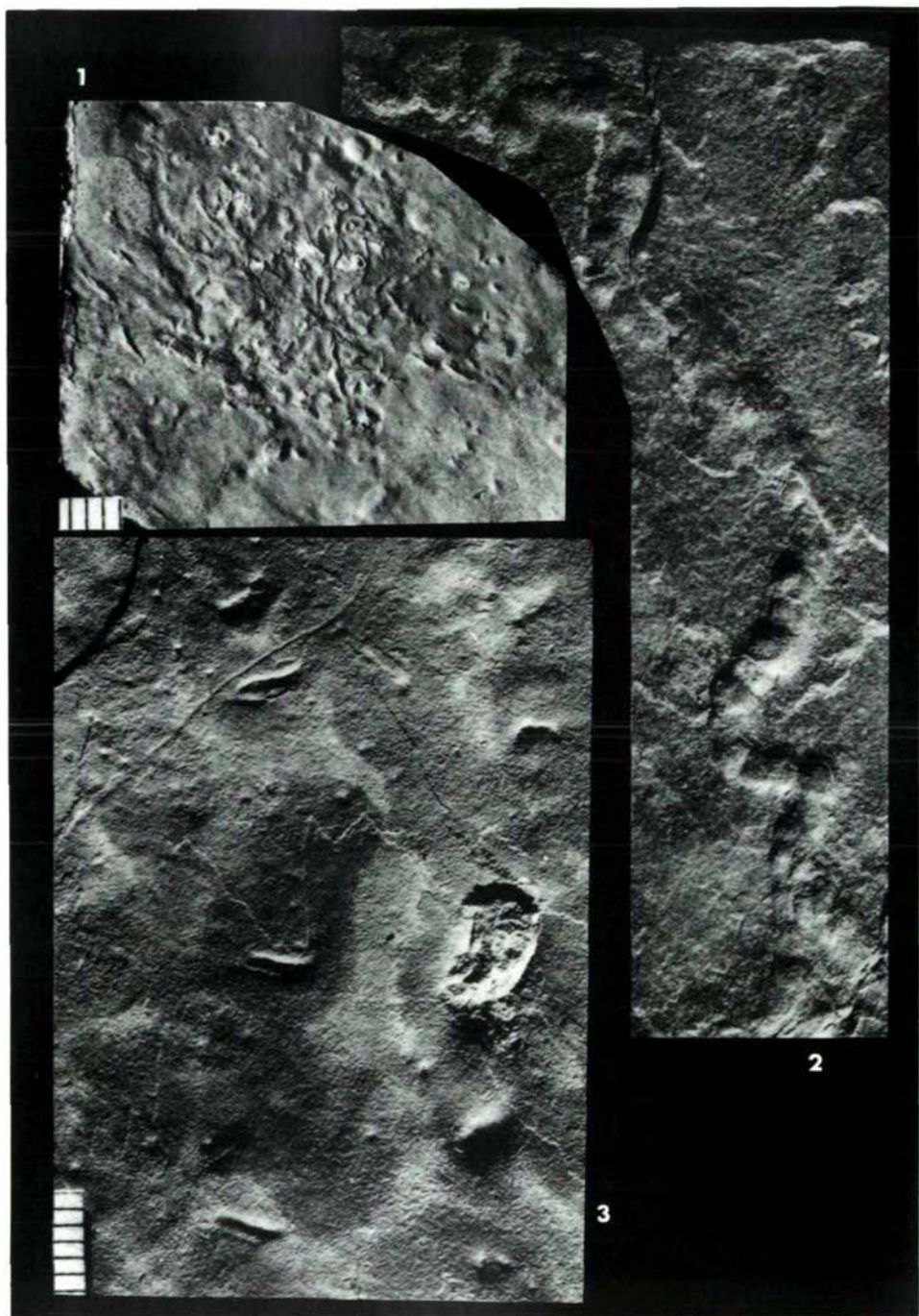
Tafel IV



Tafel V



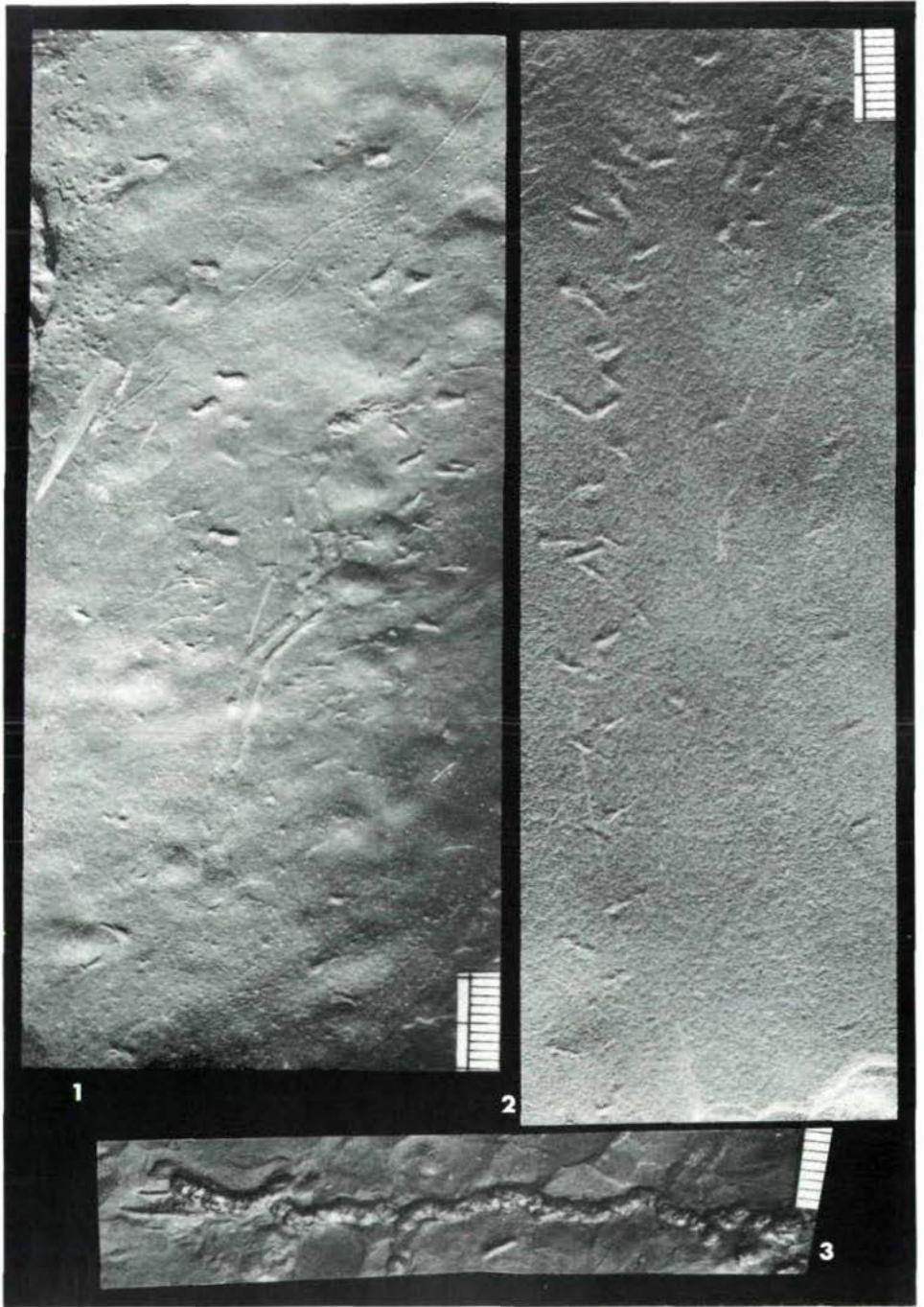
Tafel VI



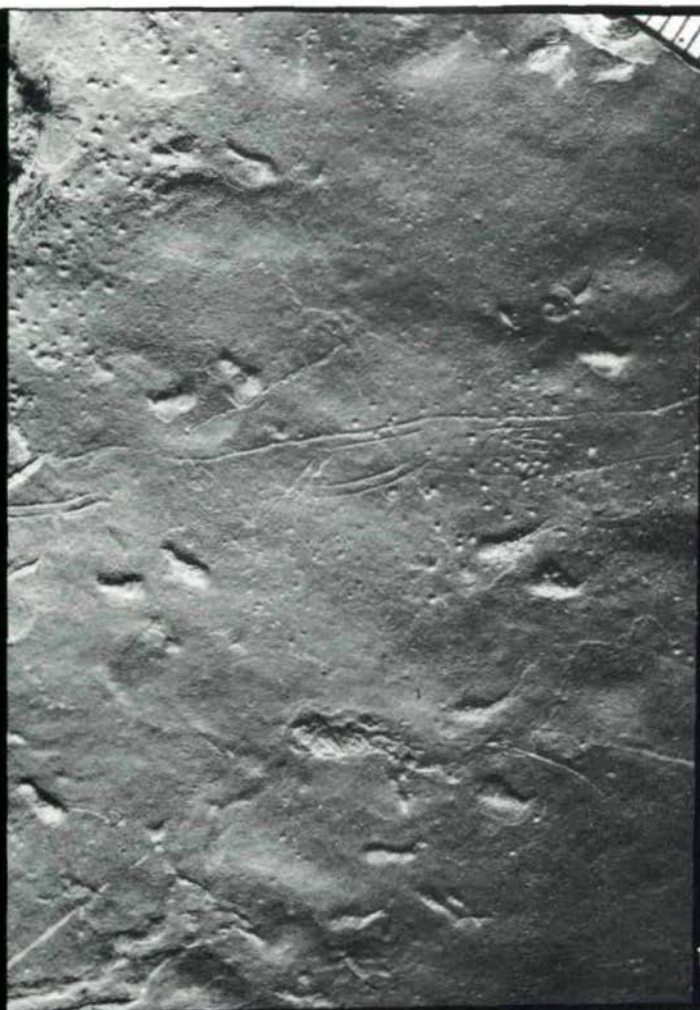
Tafel VII



Tafel VIII



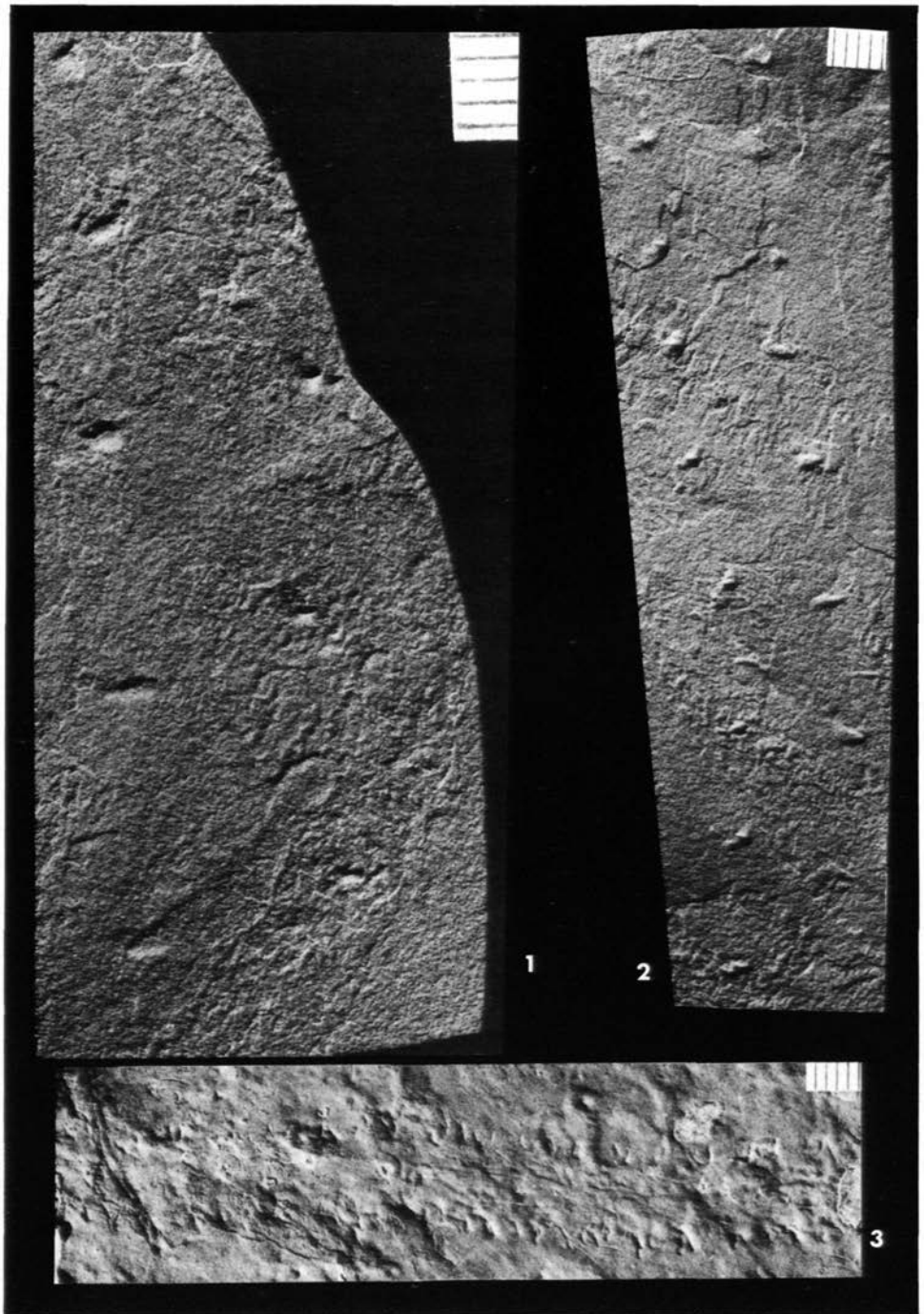
Tafel IX



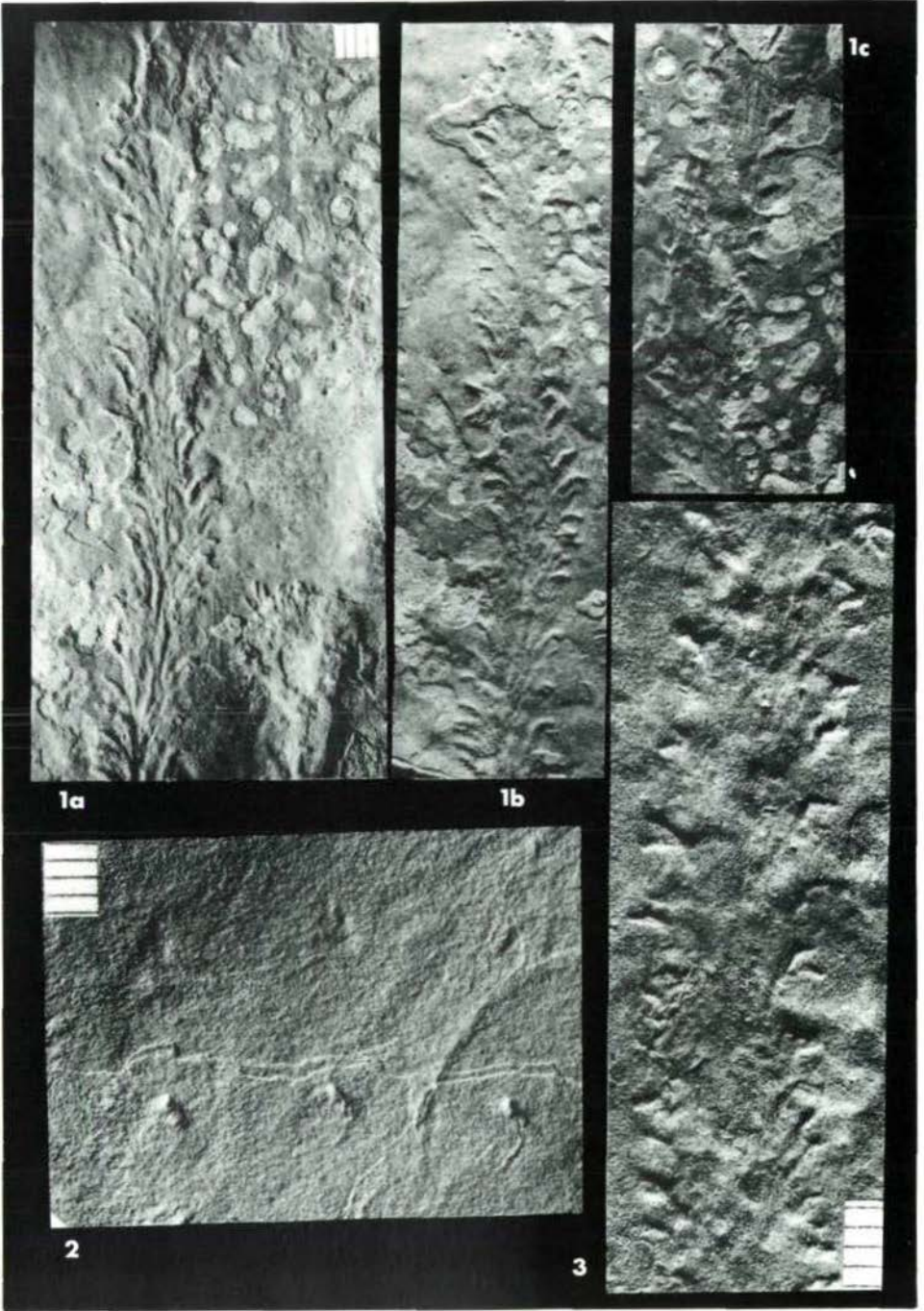
Tafel X



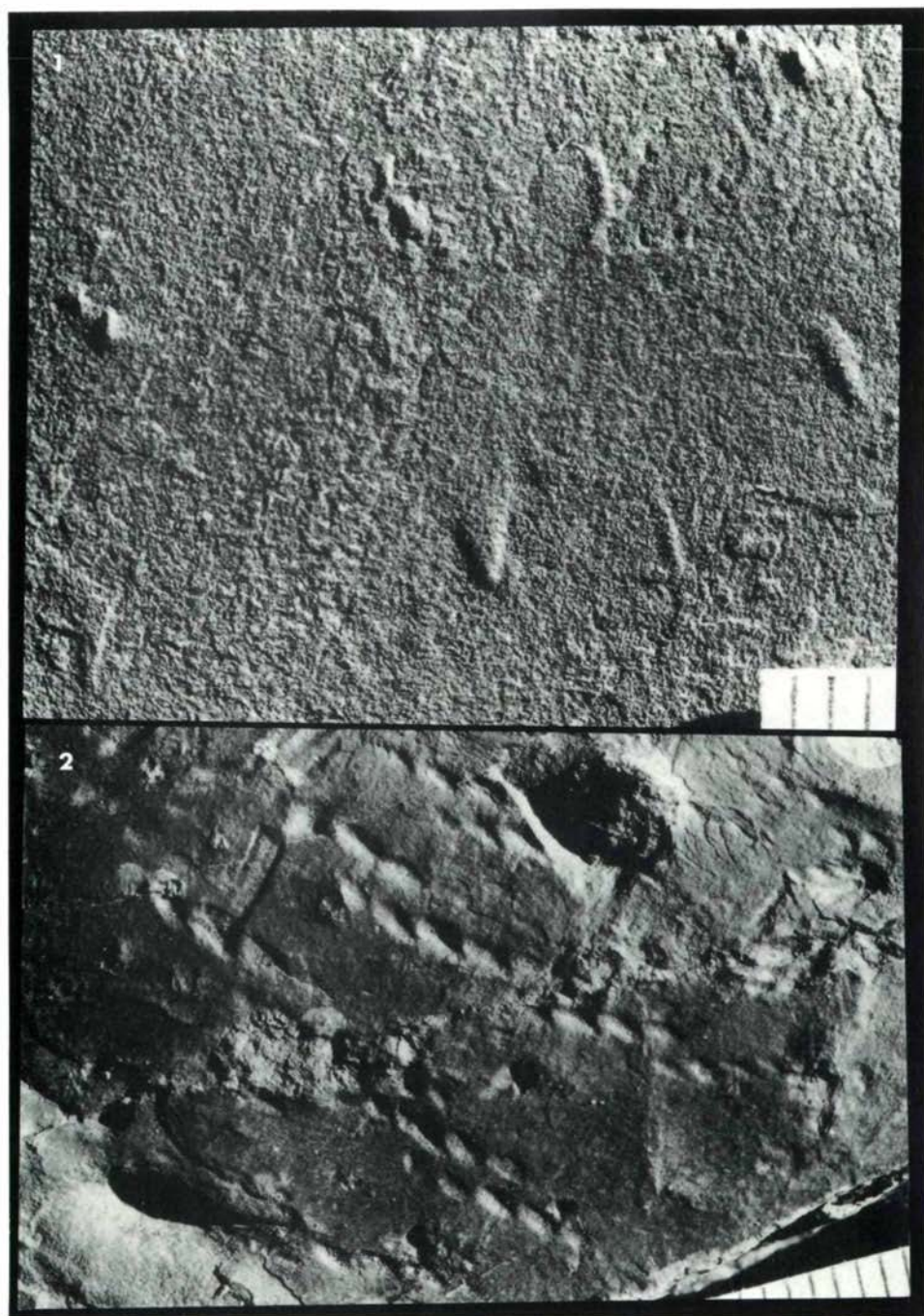
Tafel XI



Tafel XII

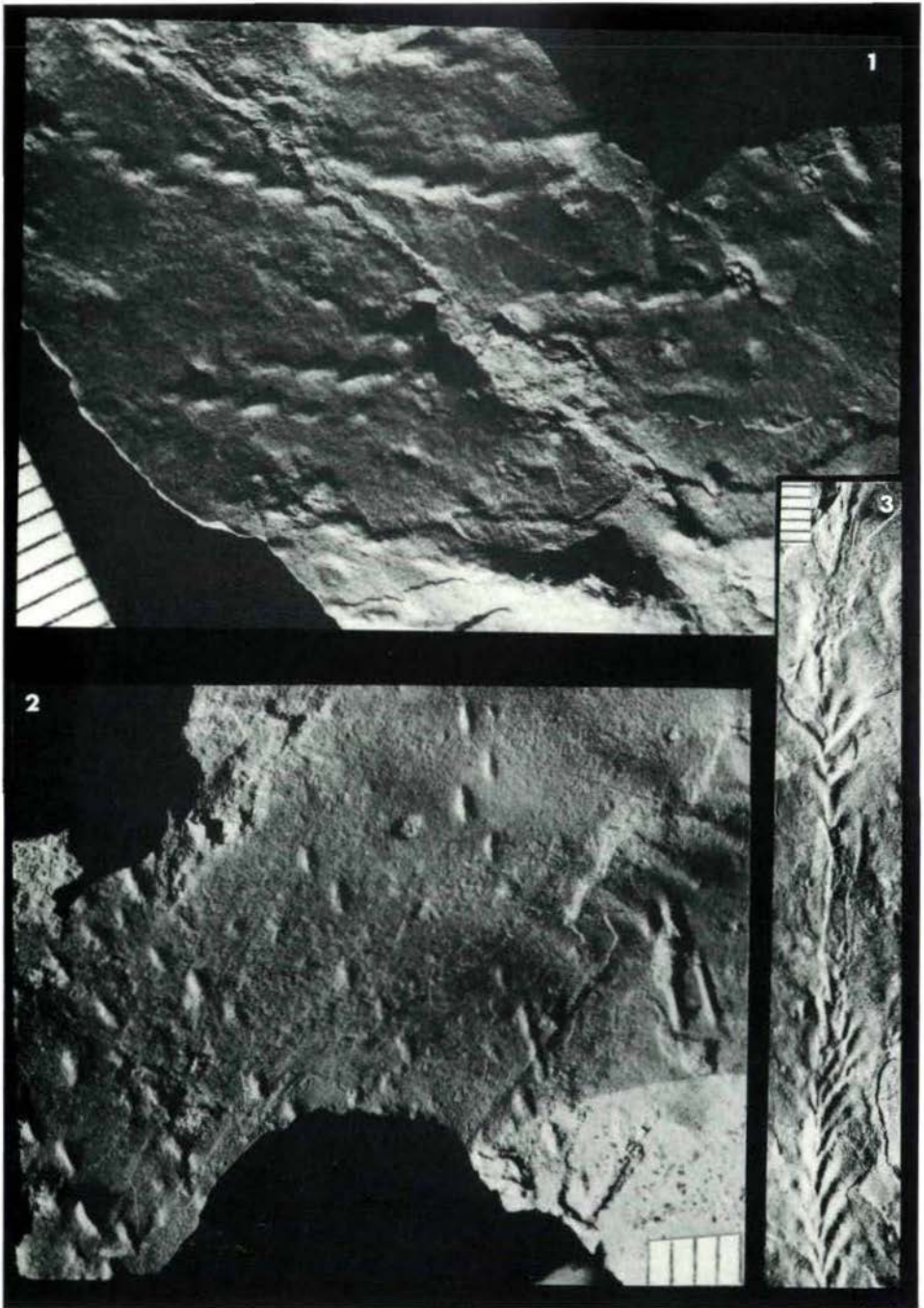


Tafel XIII



Tafel XIV

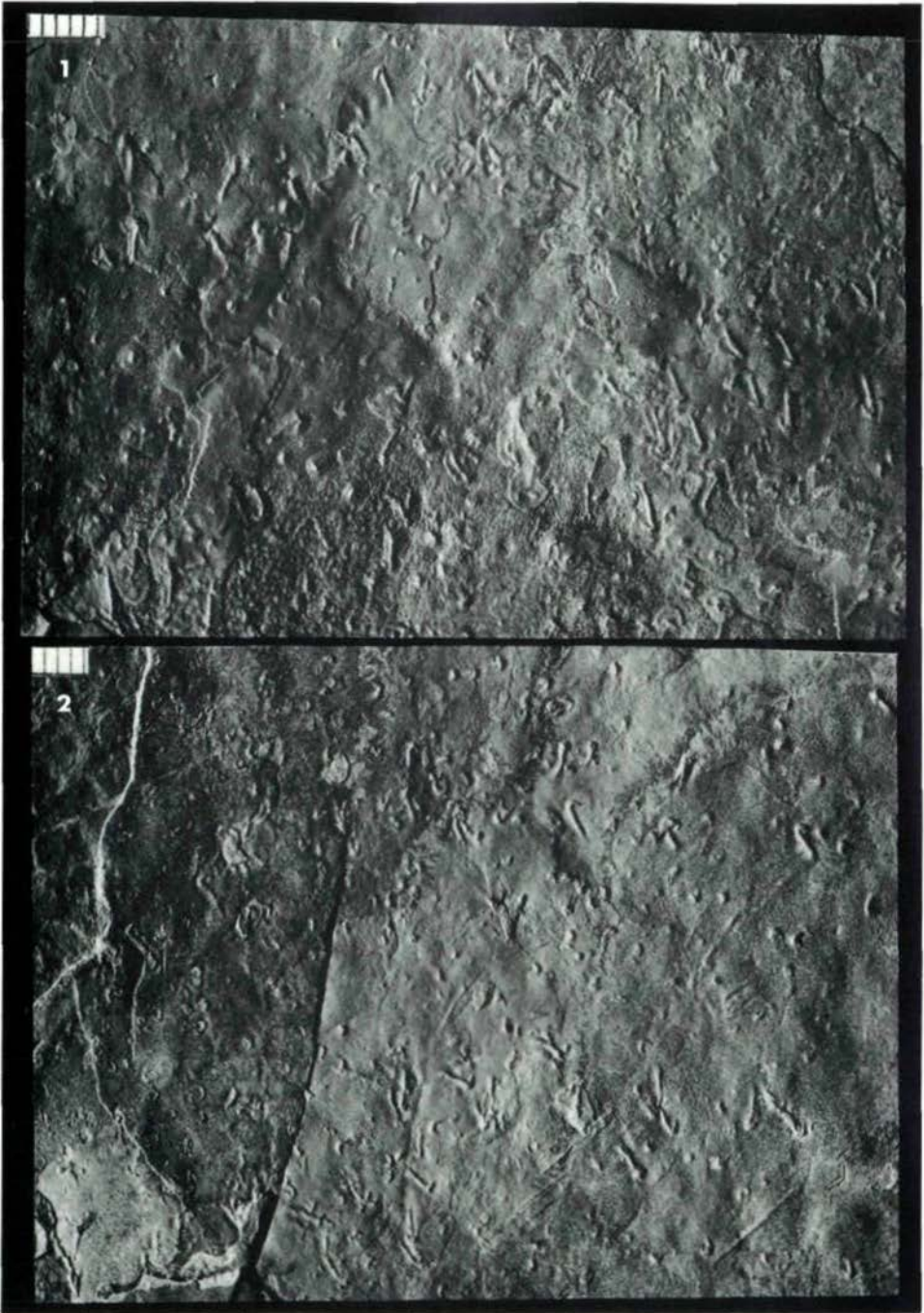


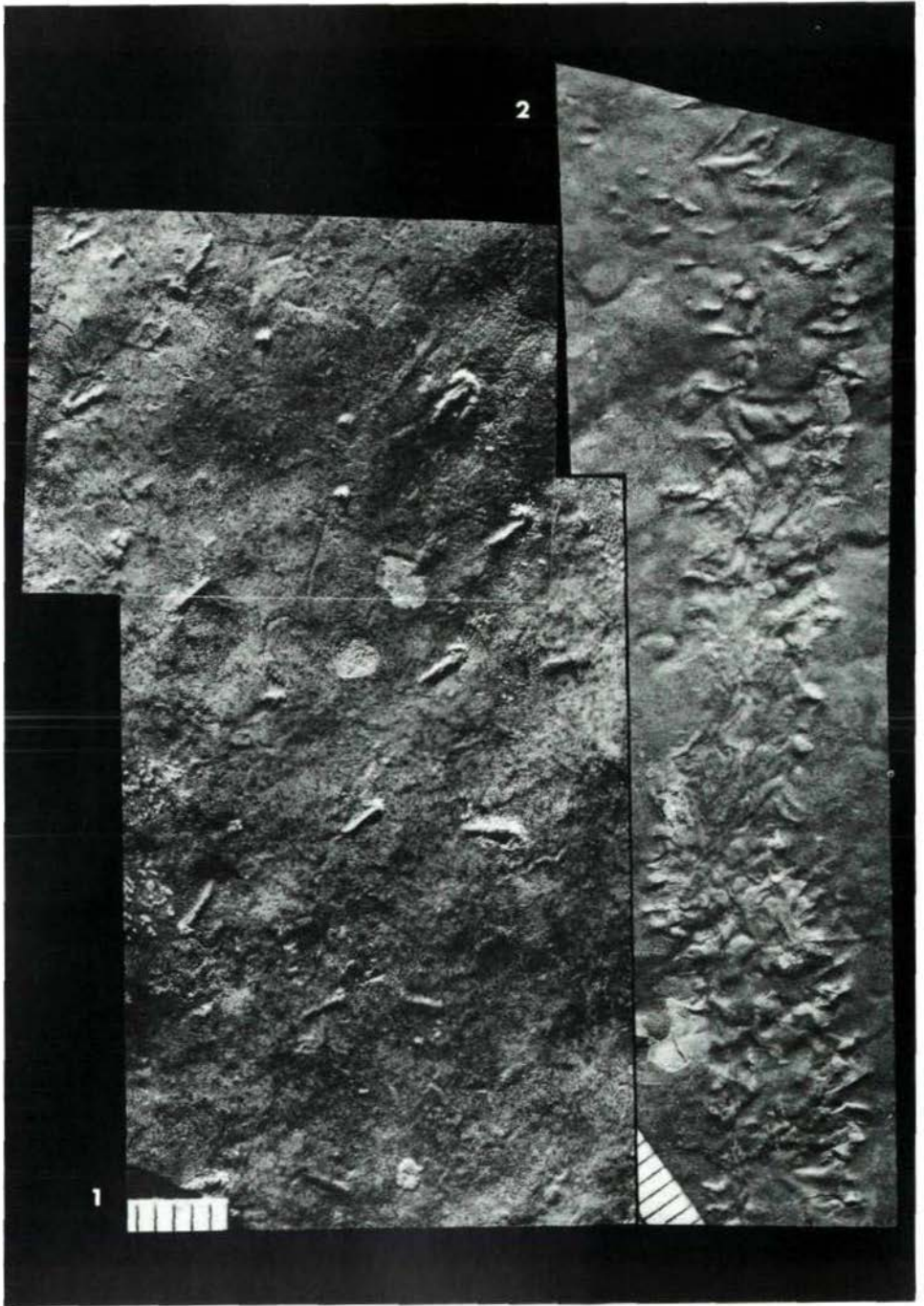


Tafel XVI

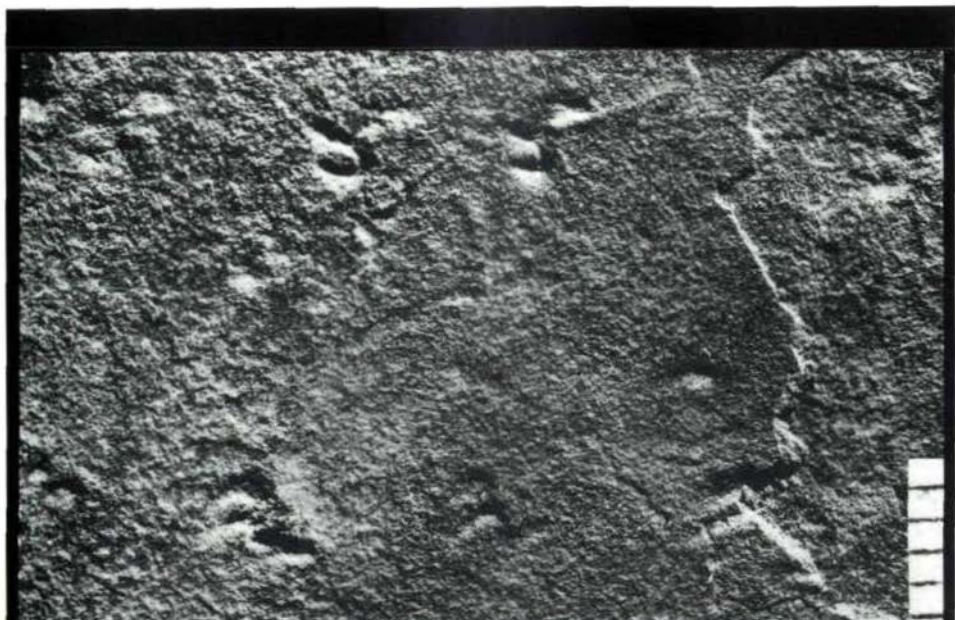


Tafel XVI





Tafel IX

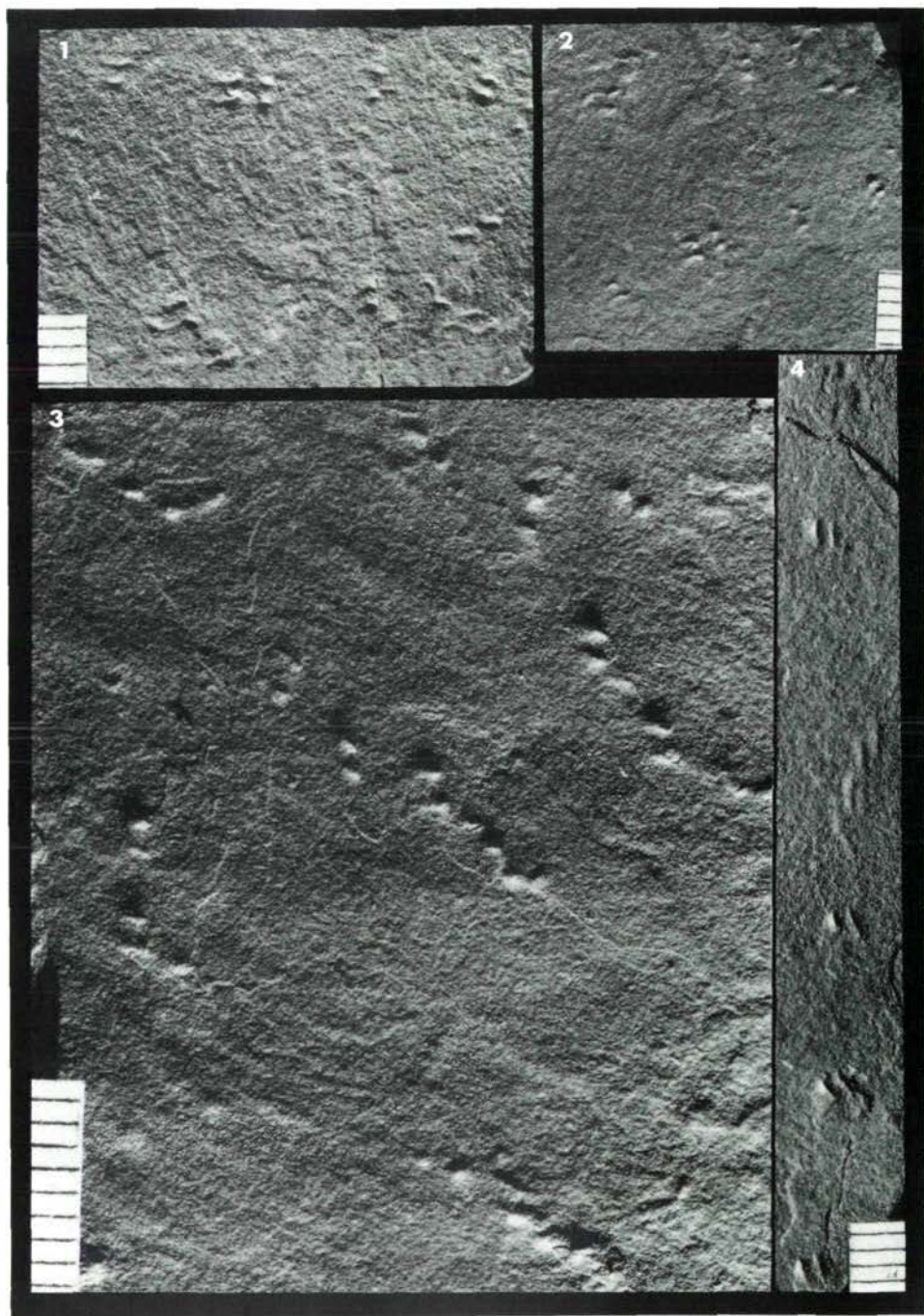


1



2

Tafel XX



KORRELATION WICHTIGER ROTLIEGENDVORKOMMEN

NIEDERSCHLESISCHES BECKEN		PODKRKOŇSKÉ BECKEN				BOSKOVICE FURCHE		BLANICE		THÜRINGER WALD		OSTHARZ- HALLE- RAND MULDE		SAAR-NAHE -GEBIET		AUTUN-BECKEN		LODÈVE- -BECKEN		SÜDALPEN		VORURAL		STUFEN		SE-RIE		
		regionale Gliederung				regionale Gliederung				biostratigraphisch gut einstuftbare Horizonte		nach Haubold-Katz, 1975		nach de Lapparent, 1893 nach Haubold-Katz, 1975		regionale Konvention nach Haubold-Katz, 1975		nach Doubingier-Elsass 1979		regionale Konvention nach Haubold-Katz, 1975		regionale Konvention nach Visscher, 1971 nach Haubold-Katz, 1975						
Kozur, 1980		de Lapparent, 1893		Haubold-Katzung, 1975		Doubingier, 1956		regionale Konvention		Gruppe		Formation		Member		Horizonte		regionale Konvention nach Haubold-Katz, 1975		Gruppe		Formation		Member		Horizonte		
Dorashamian	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Dorashamian	
Dzhulfian	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Dzhulfian		
Abadehian	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Thuringien	Abadehian		
Capitanian	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Capitanian		
Wordian	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Wordian		
Kubergandinian	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Kubergandinian		
Chihisian	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Chihisian		
Leonardian	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Leonardian		
Artinskian	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Artinskian		
Sakmarian	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Saxonien	Sakmarian		
Asselian s.l.	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Asselian s.l.		
Gzhelian s.l.	Orenburgian	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Autunien	Gzhelian s.l.		

Erklärungen: Fm. = Formation, Gr. = Gruppe, Sch. = Schichten; ① ② ③ ④ = Fossilhorizonte (siehe Erläuterung zur Tabelle)

Revision einiger Teträpodenfährten des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Teträpodenfährten des obersten Karbon und Perm ¹⁾

von V. Holub & H. Kozur ²⁾



Zusammenfassung

Mehrere Arten und Gattungen von Teträpodenfährten aus den kontinentalen Rotliegend-Ablagerungen (Permokarbon) Europas werden revidiert. Die Gattung *Amphisauropus* HAUBOLD, 1970 ist ein jüngeres Synonym von *Saurichnites* GEINITZ, 1861. *A. latus* HAUBOLD, 1970 (und *Ichnium pachydactylum* PABST, 1900) sind jüngere Synonyma von *Saurichnites intermedius* FRITSCH, 1895. *A. imminutes* HAUBOLD, 1970 (und *Saurichnites incurvatus* FRITSCH, 1901 und vielleicht *Saurichnites comaeformis* FRITSCH, 1895) sind jüngere

1) Die Arthropoden- und Teträpodenfährten des kontinentalen Perm werden innerhalb der mikropaläontologischen Arbeitsgruppe der IUGS Subkommission für Permstratigraphie mit bearbeitet. Die vorliegende Arbeit ist ein Beitrag dieser Arbeitsgruppe.

2) Anschriften der Verfasser: RNDr. Vlastimil Holub Csc., ÚÚG., Praha, 11821 Praha 1, Malonstranké nám., ČSSR
Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion ut 14, H-1143 Budapest (Hungary)

Synonyma von *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, der Typusart von *Saurichnites*. Diese Art ist nicht identisch mit *Anthichnium tetradactylum* (PABST, 1897) (= *Ichnium anakolodactylum* PABST, 1900), der Typusart von *Anthichnium*, das gut von *Saurichnites* GEINITZ, 1861, unterschieden werden kann.

Saurichnites lacertoides GEINITZ, 1861, ist die Typusart (durch Monotypie) von *Protritonichnites* POHLIG, 1892. Die meisten lacertoiden Tetrapodenfährten des Unterrotliegenden und alle aus dem tieferen Unterrotliegenden gehören nicht zu *Protritonichnites lacertoides*, sondern zu *Dromopus ? gracilis* (PABST). *Ichnium dolloi* SCHMIDTGEN, 1928, wird zu *Serripes* HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, gestellt, aber einige dieser Fährten könnten auch Schwimmfährten von *Saurichnites salamandroides* sein.

Die europäischen *Gilmoreichnus*-Arten *G. brachydactylus* (PABST), *G. minimus* HAUBOLD und *G. kablikae* (GEINITZ & DEICHMÜLLER) gehören nicht zur Gattung *Gilmoreichnus* HAUBOLD, 1971, mit ihrer nordamerikanischen Typusart *Hylopus hermitanus* GILMORE. Für die europäischen "*Gilmoreichnus*"-Arten wird die neue Gattung *Telichnus* aufgestellt.

Crenipes abscurus HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, gehört zu *Palmichnus* SCHMIDT, 1959.

Ichnium microdactylum PABST, 1896, (= *Ichnium dolichodactylum* PABST, 1900) ist die Typusart von *Hardakichnium* NOPSCA, 1923. Wenn diese Art wirklich zu *Varanopus* MOODIE, 1929, aus dem Unterperm Nordamerikas gehört, dann ist *Varanopus* ein jüngerer Synonym von *Hardakichnium*.

Zwei neue Gattungen, *Fichterichnus* und *Telichnus* sowie 6 neue Arten und Unterarten (*Amphisauroides ? transitus*, *Batrachichnus hunecki*, *Fichterichnus pulcher*, *Palmichnus kalnaensis*, *Phalangichnus schmidti schmidti* und *Ph. schmidti minor*) aus dem kontinentalen Rotliegenden werden aufgestellt. 6 Tetrapodenfährtenzonen (TF-Zonen) und 2 schlecht belegte Tetrapodenfährten-Faunen werden im Rotliegenden und kontinentalen Zechstein Europas ausgeschieden.

Summary

Several species and genera of tetrapod footprints of the Permo-Carboniferous continental Rotliedgend of Europe have been revised. The genus *Amphisauropus* HAUBOLD, 1970, is a younger synonym of *Saurichnites* GEINITZ, 1861. *A. latus* HAUBOLD, 1970 (and *Ichnium pachydactylum* PABST, 1900) are younger synonyms of *Saurichnites intermedius* FRITSCH, 1895. *A. imminutus* HAUBOLD, 1970, (and *Saurichnites incurvatus* FRITSCH, 1901, and perhaps *S. comaeformis* FRITSCH, 1895) are younger synonyms of *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, the type species of *Saurichnites*. This species is not identical with *Anthichnium tetradactylum* (PABST, 1897) (= *Ichnium anakolodactylum* PABST, 1900), the type species of the genus *Anthichnium* NOPSCA, 1923, that can be well distinguished from *Saurichnites* GEINITZ, 1861.

Saurichnites lacertoides GEINITZ, 1861, is the type species (the only originally included species) of *Protritonichnites* POHLIG, 1892. Most of the lacertoid tetrapod footprints of the Lower Rotliedgend and all of its lower part do not belong to *Protritonichnites lacertoides*, but to *Dromopus ? gracilis* (PABST).

Ichnium dolloi SCHMIDTGEN, 1928, is placed to *Serripes* HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, but some of these tracks may be also natatorial tracks of *Saurichnites salamandroides*.

The European *Gilmoreichnus* species *G. brachydactylus* (PABST), *G. minimus* HAUBOLD, and *G. kablikae* (GEINITZ & DEICHMÜLLER) do not belong to the genus *Gilmoreichnus* HAUBOLD, 1971, with its North American type species *Hylopus hermitanus* GILMORE. For the European "*Gilmoreichnus*" species the new genus *Telichnus* is introduced.

Crenipes abscurus HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, belongs to *Palmichnus* SCHMIDT, 1959.

Ichnium microdactylum PABST, 1896 (= *Ichnium dolichodactylum* PABST, 1900) is the type species of *Hardakichnium* NOPSCA, 1923. If it really belongs to *Varanopus* MOODIE, 1929, from the Lower Permian of Nordamerica than *Varanopus* is a younger synonym of *Hardakichnium*.

Two new genera, *Fichterichnus* and *Telichnus* as well as 6 new species and subspecies (*Amphisauropus* ? *transitus*, *Batrachichnus hunecki*, *Fichterichnus pulcher*, *Palmichnus kalnaensis*, *Phalangichnus schmidti schmidti*, and *Ph. schmidti minor*) from the continental Rotliegend are introduced.

6 tetrapod footprint zones (TF zones) and 2 badly documented tetrapod footprint faunas are discriminated in the Rotliegend and continental Zechstein of Europe.

Danksagung:

Alle Photoarbeiten wurden von Frau B. MATOULKOVÁ, ÚÚG Praha, angefertigt, wofür wir sehr zu Dank verpflichtet sind.

1. Einleitung

Tetrapodenfährten sind für grobe stratigraphische Gliederungen im Rotliegenden durchaus geeignet, müssen zuvor aber taxonomisch grundlegend revidiert werden. Auch die Ansichten über die stratigraphische Verbreitung bestimmter Arten, die von HAUBOLD in mehreren Arbeiten entwickelt wurden, bedürfen einer Revision.

Wegen des Fehlens von "*Dromopus*" *lacertoides* im Tambacher Sandstein der Tambach-Formation des Thüringer Waldes kamen HAUBOLD und HAUBOLD & KATZUNG in allen ihren Arbeiten seit 1972 zu dem Schluß, daß alle Schichten mit "*Dromopus*" *lacertoides* (bei diesen Autoren als eine Sammelart gehandelt, die mehr als eine Gattung und mehrere Arten umfaßt) jünger als die Tambacher Schichten sein müßten. Das führte zu solchen drastischen und fehlerhaften Umstufungen, wie z.B. die erstmalige Zuordnung der Val-Gardena-Formation (Grödener Sandstein) zum "Autun" und damit zu ihrer Einstufung unterhalb der Tambach-Formation. Zuvor war die Val-Gardena-Formation stets in das höhere "Saxonian" oder "Thuringian" eingestuft worden, was durchaus verständlich war, hatte doch schon KLAUS, 1963, aus den gleichen Schichten Sporomorphen beschrieben, die von denen des tieferen Zechstein kaum zu unterscheiden sind. Im fährtenführenden Niveau sind auch recht junge Ammoniten- und vor allem Nautiloidea-faunen bekannt und kalkige Einlagerungen im Niveau der Grödener Schichten in deren östlichen Verbreitungsgebiet führen Fusuliniden des höheren Mittelperm (also des Oberperm des Zweigliederung des Perm). Selbst nach der Magnetostratigraphie ist der vorwiegend normal polarisierte Grödener Sandstein eindeutig jünger als der invers polarisierte Tambacher Sandstein (vgl. LÜTZNER & MENNING in VOZÁR & VOZÁROVÁ, 1980).

Auch nach der Revision der Taxonomie und stratigraphischen Reichweite der Tetrapodenfährten werden diese im Grenzbereich Karbon/Perm (ein großer

Teil des Rotliegenden fällt in diesen stratigraphischen Bereich) nur für grobe stratigraphische Untergliederungen geeignet sein. Wie schon die bisher publizierten Daten über die Vertebratenfaunen des obersten Karbon und Unterperm Nordamerikas zeigen, vollziehen sich im Oberkarbon (der Dreigliederung) und Unterperm nur allmähliche und insgesamt ziemlich geringe Veränderungen in den Vertebratenfaunen (vgl. KOZUR, 1980 a). Bei FRACASSO, 1980, konnte nun aufgezeigt werden, daß selbst solche Gattungen, die bisher als eindeutig permisch galten (dabei aber auch im Asselian vorkommen, das nach seiner marinen Fauna karbonischen Charakter hat), wie *Aspidosaurus*, *Ophiacodon* und *Sphenacodon* schon in Schichten des mittleren bis höheren Missourian (floristisch eingestuft) vorkommen, und zwar zusammen mit typisch karbonischen Gattungen, wie *Desmatodon* und *Limnoscelis*. Erst im oberen Chiansian kommt es zu stärkeren Änderungen der Tetrapodenfaunen. Diese sind aber wiederum so stark und abrupt, daß einige dieser Elemente sich sicher schon wesentlich früher entwickelt haben, aber bisher in Nordamerika aus älteren Schichten nicht bekannt sind. Wie die Erfahrung im Perm und in der Trias lehrt, können die Fährtenfaunen schon neue Elemente anzeigen, bevor diese Elemente in den sehr beschränkten osteologischen Funden angezeigt werden. Mit dem verstärkten Einsetzen neuer Elemente, das stratigraphisch ausgewertet werden kann, dürfte man bei den Tetrapodenfährten daher schon ab dem Artinskian rechnen. Zumindest von diesem Zeitpunkt an, vielleicht aber auch schon im Sakmarian dürften die Tetrapodenfährten der kontinentalen Rotliegendfazies Europas potentiell für stratigraphische Zwecke wertvolle Fossilien sein, wie das auch durch die hier vorgelegten Untersuchungen bestätigt wird. Für die Tetrapodenfährten des höheren Oberkarbon (der Dreigliederung) bis basalen Perm kann man dagegen nur ganz allmähliche und sehr geringe Änderungen erwarten. Die Abgrenzung von Stefan und "Autunian" mit Hilfe von Tetrapodenfährten dürfte daher weitgehend illusorisch bleiben.

Wie schon eingangs erwähnt, sind Revisionen der Taxonomie und der Ansichten über die stratigraphische Reichweite der Tetrapodenfährten die unabdingbare Voraussetzung für eine stratigraphische Auswertung der Tetrapodenfährten des Rotliegenden. In der vorliegenden Arbeit werden nur einige besonders gravierende taxonomische Probleme berührt, insbesondere Prioritätsfragen, da viele der bei HAUBOLD verwendeten oder neu aufgestellten Taxa jüngere Synonyma sind. Ein Teil dieser Fragen wurde schon bei KOZUR, 1980 a, b, in Fußnoten bzw. im Anhang angeschnitten. Besonderer Wert wurde in der vorliegenden Arbeit auch auf die Revision der Reichweiten einiger Taxa in ihrem revidiertem taxonomischen Umfang gelegt.

2. Revision einiger Tetrapodenfährten des Rotliegenden und Bemerkungen zu ihrer stratigraphischen Reichweite

(1) Das Problem *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861

(Taf. 1, Fig. 1,2; Taf. 6, Fig. 4)

Saurichnites GEINITZ, 1861, ist die zweitälteste Tetrapodenfährten-Gattung des europäischen Rotliegenden (nach *Chelichnus* JARDINÉ, 1850). Trotzdem findet sie sich bei HAUBOLD stets nur in den Synonymielisten auf verschiedene später aufgestellte Gattungen verteilt. Die Ursache liegt darin, daß HAUBOLD generell Gattungen verwirft, die früher so weit gefaßt wurden, daß zu ihnen nach dem heutigen Kenntnisstand verschiedene Gattungstaxa gehören. Dieses Verfahren ist nach den internationalen Regeln der zoologischen Nomenklatur natürlich unhaltbar, weil dann fast alle Gattungsnamen, die im vorigen Jahrhundert, und viele, die in diesem Jahrhundert aufgestellt wurden, zugunsten

ihrer jüngeren Synonyma verworfen werden müßten. Die Gattung *Saurichnites* GEINITZ, 1861, mit ihrer Typusart *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, hat also auf jeden Fall die Priorität.

HAUBOLD, 1970, und spätere Arbeiten, bezeichnete *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, als Typusart für *Anthichnium* NOPSCA, 1924. Letzterer hatte *Ichnium anakolodactylum* PABST, 1900, als Typusart für *Anthichnium* NOPSCA, 1924, ausgewählt. PABST, 1897, hatte *Ichnium anakolodactylum* als *Ichnium tetradactylum* bezeichnet, und zwar durchaus in Übereinstimmung mit den internationalen Regeln der zoologischen Nomenklatur (mit Beschreibung und Abbildung). PABST, 1900, benannte diese Art dann im Rahmen seiner Vereinheitlichung der Nomenklatur der Tetrapodenfährten des Rotliegenden in *Ichnium anakolodactylum* um, weil er damit auf die ungewöhnlich kurzen Zehen bei dieser Art verweisen wollte. Durch diese Umbenennung wurde aber nur ein jüngeres Synonym geschaffen, weil sie nicht aus zwingenden Gründen, wie Homonymie, erfolgte, sondern lediglich als unzulässige Namenskorrektur. Die Priorität hat daher *Ichnium tetradactylum* PABST, 1897. Sie hat als Typusart von *Anthichnium* NOPSCA, 1924, zu gelten.

Anthichnium ist ungewöhnlich klein (Hand- und Fußabdrücke der Typusart nicht länger als 6-8 mm). Die Gattung ist im Stefan häufig und wurde darüber nur noch im karbonischen Anteil (einschließlich Asselian) des Rotliegenden sicher nachgewiesen. Nachweise aus dem unterpermischen Anteil des Rotliegenden (ab Sötern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes und ab mittlerer Oberhof-Formation des Thüringer Waldes) sind allesamt fraglich; meist dürfte es sich hier um *Saurichnites salamandroides* handeln.

Die obigen Ausführungen stehen in auffälligem Gegensatz zu den Feststellungen bei HAUBOLD, 1970, und spätere Arbeiten, daß *Saurichnites salamandroides* mit *Anthichnium "anakolodactylum"* identisch sei. Das Typusmaterial von *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, ist sehr schlecht erhalten, was schon daraus hervorgeht, daß die Fußabdrücke dieser Art nach GEINITZ nur drei Zehen haben sollen (mehr sind an diesem Material auch nicht zu erkennen). Damit muß aber auch die Vierzehigkeit der Handabdrücke, das entscheidende Merkmal von *Anthichnium*, für *Saurichnites salamandroides* bezweifelt werden. Aus diesem Grunde wurde aus dem Kalná-Horizont der Typuslokalität wie auch von anderen Lokalitäten Fährtenmaterial aus Sammlungen sowie aus umfangreichen eigenen Neuaufsammlungen untersucht. Dabei wurde festgestellt, daß *Saurichnites salamandroides* und "*Saurichnites*" *lacertoides*, die beiden Arten, die GEINITZ, 1861, ursprünglich aus dem Kalná-Horizont beschrieb, in diesem stratigraphischen Bereich auch wirklich die mit Abstand häufigsten Tetrapodenfährten sind, wobei *Saurichnites salamandroides* noch gegenüber "*Saurichnites*" *lacertoides* dominiert. Irgendwelche Formen, die der Gattungsdiagnose von *Anthichnium* mit ihren kleinen Arten, die stets vierzehige Handabdrücke besitzen, entsprechen, treten nicht auf. Das geht eigentlich auch schon aus der Analyse des bei HAUBOLD, 1973, Bild 6, refigurierten Holotypus hervor. Trotz der sehr schlechten Erhaltung läßt sich die Länge eines Handabdruckes eindeutig mit 13 mm bestimmen. Auch aus der zeichnerischen Darstellung des Holotypus bei GEINITZ, 1861, wurde diese Länge unter Zugrundlegung der angegebenen 10 cm Schrittlänge berechnet. Die Länge des wesentlich größeren Fußes (die Größenrelationen sind an dem jeweils dreizehig erhaltenen Hand-Fuß-Paar im mittleren Teil von Bild 6 bei HAUBOLD, 1973, gut zu erkennen). müßte dann ja wohl mindestens 15 mm betragen haben. HAUBOLD, 1973, gibt aber als Fußlänge für *Anthichnium salamandroides* (im Sinne HAUBOLDS im wesentlichen das kleinere *Anthichnium tetradactylum*) 6-8 mm an. Selbst der schlecht erhaltene Holotypus von *Saurichnites salamandroides* kann allein durch diese wenigen Meßdaten leicht von *Anthichnium tetradactylum* (= *Ichnium anakolodactylum*)

unterschieden werden, dessen Einzelabdrücke (Hand- und Fußabdrücke) wirklich niemals länger als 6-8 mm werden.

Unser gut erhaltenes Material von *Saurichnites salamandroides* aus dem Kalná-Horizont (siehe Taf. 1, Fig. 1,2; Taf. 6, Fig. 4) zeigt nun, daß sowohl der Handabdruck als auch der Fußabdruck von *S. salamandroides* 5 Zehen aufweisen. Erhaltungsbedingt ist die fünfte Zehe des Handabdruckes oftmals nicht zu erkennen, doch wenn die Fährtenzüge ausreichend lang sind, dann finden sich immer einige Handabdrücke, bei denen auch die fünfte Zehe klar erkennbar ist. Wir konnten damit die bei FRITSCH, 1901, vorgenommene Revision von *Saurichnites salamandroides* vollauf bestätigen, die ebenfalls an Hand von gut erhaltenem Material aus der Typuslokalität erfolgte. Warum HAUBOLD diese Revision negierte, obwohl schon allein die Maßdaten beim schlecht erhaltenen Holotypus von *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, dafür sprechen, daß diese Art etwa doppelt so große Hand- und Fußabdrücke aufweist, wie das echte *Anthichnium tetradactylum* (= *Ichnium anakolodactylum*), bleibt unverständlich.

Die gut erhaltenen Fährten von *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, stimmen in allen Einzelheiten mit *Amphisauropus imminutus* HAUBOLD, 1970, überein. So ist *Amphisauropus imminutus* nicht nur ein jüngerer Synonym von ? *Saurichnites comaeformis* FRITSCH, 1895, und *Saurichnites incurvatus* FRITSCH, 1901, sondern auch von *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861.

HAUBOLD, 1973, hatte die Synonymie von *S. comaeformis* FRITSCH, 1895, (diese Synonymie scheint uns unsicher) und *S. incurvatus* FRITSCH, 1901, mit *Amphisauropus imminutus* HAUBOLD, 1970, schon erkannt, aber entgegen den Prioritätsregeln die Arten von FRITSCH als Synonyme zu seiner viel später aufgestellten Art gezählt.

Wegen der ganz offenkundigen Synonymie von *Amphisauropus imminutus* HAUBOLD, 1970, mit *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, ist auch die Gattung *Amphisauropus* HAUBOLD, 1970, ein jüngerer Synonym der Gattung *Saurichnites* GEINITZ, 1861.

Nach dieser Revision ist *Ichnium tetradactylum* PABST, 1897 (= *Ichnium anakolodactylum* PABST, 1900) eine unabhängige Art und Typusart für die selbständige Gattung *Anthichnium* NOPSCA, 1924. Echte Vertreter von *Anthichnium*, die sich auf die Typusart *Ichnium tetradactylum* beziehen, weisen auch bei guter Erhaltung nur vierzehige Handabdrücke auf. Sie sind charakteristisch für das Stefan und den karbonischen (einschließlich des asselischen) Anteil des Rotliegenden.

Wenn es bei *Saurichnites salamandroides* zum Übertreten kommt, dann immer nur bei einzelnen Abdruckpaaren innerhalb einer Fährte. Alle sonstigen Merkmale für *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, emend. sind bei HAUBOLD, 1970, 1973, unter *Amphisauropus imminutus* genannt. Eine Neubeschreibung erübrigt sich daher hier. Der Fußabdruck ist generell schwächer als der Handabdruck, wie schon HAUBOLD richtig bemerkte. Meist sind nur die Zehen abgedrückt. Vielfach sind sie rückgebogen, so daß der Fährten erzeuger die hinteren Extremitäten häufig nur zum Abstoßen benutzte, während er mit den vorderen Extremitäten voll auftrat.

(2) Das Problem *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ, 1861)

(Taf. 2, Fig. 1,2; Taf. 5, Fig. 2)

"*Dromopus*" *lacertoides* (GEINITZ, 1861) wurde bei HAUBOLD, 1973, HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, und spätere Arbeiten, viel zu weit gefaßt und enthält in diesem Umfang mindestens zwei Gattungen und mehrere Arten (siehe unten). Hinsichtlich der stratigraphischen Auswertung dieser Sammelart gingen HAUBOLD bzw. HAUBOLD & KATZUNG ebenso vor wie bei der Einschätzung der Bedeutung des ersten Einsetzens von *Callipteris*. In beiden Fällen waren diese Autoren infolge Nichtbeachtung fazieller Kriterien Kreisschlüssen erlegen.

In der Annahme, daß *Callipteris* erst in nachstefanischen Ablagerungen einsetzt, negierten sie jedes Vorkommen von *Callipteris* im Stefan, konstruierten eine fazielle Ungebundenheit dieser Gattung und stufte alle Stefanvorkommen, die *Callipteris* enthalten, in das Autun ein, obwohl *Callipteris* selbst im Stefan C des Stratotyps vorkommt. *Callipteris* ist in Wirklichkeit aber sehr wohl faziell gebunden und kommt im Stefan nur in allochthonen mesophilen bis xerophilen Vergesellschaftungen vor, während in gleichaltrigen autochthonen hygrophilen Assoziationen die "typischen" Stefanflore ohne *Callipteris* auftreten (vgl. KOZUR, 1978 c, 1980 a). Sehr anschaulich ist dies aus der Arbeit DOUBINGER; BRANCHET & LANGIAUX, 1979, zu ersehen. Im Dach der ersten Schicht der Faisceau de Montceau (mit klassischen Floren des Stefan B) wurde eine allochthone meso- bis xerophile Assoziation mit reichlich Walchien und *Callipteris flabellifera* gefunden. Darüber folgt die Faisceau de Carrières mit autochthonen hygrophilen stefanischen Floren (mit der *Odonopteris minor-zeileri*-Gruppe, *Callipteridium pteridium* u.a.). Wollte man auch diese Schichten vom Stefan in das "Autunian" umstufen, dann könnte man zwar immer noch die Behauptung aufrechterhalten, daß *Callipteris* im Stefan nicht vorkäme, aber wie wollte man dann die Abgrenzung von Stefan C und "Autunian" mit dem ersten Einsetzen von *Callipteris* erklären, wenn *Callipteris*, wie bei DOUBINGER; BRANCHET & LANGIAUX, 1979, bewiesen, bei geeigneten faziellen Verhältnissen bereits unterhalb des Stefan C vorkommt? Nach der Arbeit von DOUBINGER; BRANCHET & LANGIAUX, 1979, sollte nun doch auch den letzten Bearbeitern klar werden, daß man einem Kreisschluß unterliegt, wenn man alle stefanischen Schichten, in denen *Callipteris* gefunden wird zum "Autunian" stellt und dann behauptet, *Callipteris* kommt im Stefan nicht vor und wäre sonst wegen ihrer faziellen Ungebundenheit dort schon gefunden worden. Viel bedauerlicher wird dieser Kreisschluß noch dadurch, daß man vielfach karbonische Schichten ins Perm umstuft, wenn *Callipteris* auftritt, obwohl *Callipteris* aus marinen, eindeutig karbonischen Schichten (oberes Missourian, Gzhelian) schon lange bekannt ist (vgl. KOZUR, 1978 c).

Genau der gleiche Kreisschluß, wie er hinsichtlich der Bewertung des ersten Einsetzens von *Callipteris* vorliegt, unterlief HAUBOLD bzw. HAUBOLD & KATZUNG bei der stratigraphischen Auswertung des Vorkommens von "*Dromopus*" *lacertoides* s.l. Zum Vorkommen von *Dromopus* s.l. schreibt HAUBOLD, 1973, S. 18: "Nach eingehender Untersuchung vollständiger Rotliegendeprofile ist *Dromopus* auf das Autun beschränkt und kommt nicht mehr im Saxon vor...". Zu *Dromopus lacertoides* heißt es bei HAUBOLD, 1973, S. 17: "*D. lacertoides* ist eine besonders wichtige Fährtenform.... Außerdem ist ihre Verbreitung stratigraphisch beschränkt. Im Rotliegenden des Thüringer Waldes findet sich *D. lacertoides* sehr häufig bis in die höchsten Oberhöfer Schichten hinauf, während er in den hangenden, in Bezug auf Fährten intensiv untersuchten Tambacher Schichten fehlt. In diesem Zusammenhang

ist *D. lacertoides* neben anderen Fährten von Bedeutung für die biostratigraphische Begrenzung von Autun und Saxon (HAUBOLD & KATZUNG, 1972)".

Da es sich bei den von HAUBOLD, 1973, im obigen Zitat erwähnten Fährten um *Tambachium schmidti* MÜLLER und *Palmichnus tambachense* PABST, 1908, (= *P. tambachensis* HAUBOLD, 1971: jüngeres Synonym und Homonym) handelt, die bisher nur als größte Seltenheit in der Lokalität Bromacker bei Tambach gefunden wurden, ist in den Arbeiten von HAUBOLD bzw. HAUBOLD & KATZUNG für die Abgrenzung von "Autunian" und "Saxonian" praktisch nur das Vorkommen oder Fehlen von "*Dromopus*" *lacertoides* s.l. entscheidend. Da im Tambacher Sandstein die lacertoiden Fährten der lacertoides-Gruppe nur aus faziellen Gründen fehlen, kam es im höheren Rotliegenden aufgrund dieses von HAUBOLD bzw. HAUBOLD & KATZUNG festgelegten "biostratigraphischen" Kriteriums zu zahlreichen drastischen Umstufungen und Neueinstufungen, die meist mehr von der Wirklichkeit abweichen als die rein lithostratigraphischen Korrelationsversuche der älteren Autoren, weil in deren lithostratigraphische Korrelationen zeitlich korrelierbare Faktoren, wie die gerichtete Klimaänderung im obersten Karbon und Perm, die Überlagerung von kontinentalem Perm durch marines Oberperm, zeitlich oftmals übereinstimmende Vulkanitmaxima und der Zeitraum des völligen Ausklingens des Vulkanismus mit einfließen. So wäre schon allein wegen des kontinuierlichen Faziesüberganges von den Gröden-Schichten zu den Bellerophon-Schichten (vertikal, nach W horizontal) niemand auf die Idee gekommen, die Gröden-Formation (Val-Gardena-Formation) zum "Autunian" zu stellen. Das blieb HAUBOLD & KATZUNG, 1975, vorbehalten, die sich dabei 1975 sogar über gegenteilige Fossilbelege (Ammoniten, Sporomorphen) hinwegsetzten und ihre Einstufung der Val-Gardena-Formation in das Autunian nach Tetrapodenfährten nachdrücklich verteidigten. Der von HAUBOLD & KATZUNG betrachtete fährtenführende Teil der Val-Gardena-Formation entspricht zeitlich der Lücke zwischen Rotliegendem und Zechstein in Mittel- und NW-Europa, ist also jünger als das jüngste Oberrotliegende dieser Gebiete (vgl. KOZUR, 1978 a, 1980 a). Tiefere Teile der Val-Gardena-Formation sind gleichaltrig mit dem jüngsten Oberrotliegendem (Eisleben-Formation und zeitliche Äquivalente).

Die Zuordnung des Oberrotliegenden zum "Autunian" oder "Saxonian" im Sinne von HAUBOLD & KATZUNG hängt davon ab, ob "*Dromopus*" *lacertoides* s.l. vorhanden ist oder aus faziellen Gründen fehlt, wie das nicht nur am Beispiel der Val-Gardena-Formation aufgezeigt werden kann. So wurde z.B. die bisher immer als Oberrotliegendes und "Saxonian" angesehene obere Hornburg-Formation (mit "*Dromopus*" *lacertoides*) des SE-Harzrandes für älter als die Tambach-Formation (bisher ohne den Nachweis von "*Dromopus*" *lacertoides*) des Thüringer Waldes angesehen und in das Autunian umgestuft, obwohl die Hornburg-Formation konventionell Oberrotliegendes und Teil des Saxonian der Typusregion (!) ist, und die voroberrotliegende Saalische Phase mit der Lücke unterhalb der Hornburg-Formation definiert wurde (vgl. STILLE in KUNERT, 1970, KOZUR, 1980 a). In Wirklichkeit ist aber die oberste Hornburg-Formation (Blättertone) jünger als der Tambacher Sandstein, der Fossilhorizont der Tambach-Formation.

Im Fall der Gröden-Formation kann man die Einstufung bei HAUBOLD & KATZUNG sogar magnetostratigraphisch widerlegen (vgl. DACHROTH, 1976 und LÜTZNER & MENNING in VOZÁR & VOZÁROVÁ, 1980). Die Tambach-Formation ist noch invers, die Gröden-Formation (Val-Gardena-Formation) dagegen vorwiegend normal magnetisiert. Die vorwiegend normal magnetisierte Gröden-Formation müßte nach der Korrelation bei HAUBOLD & KATZUNG, 1975, unter der invers magnetisierten Tambach-Formation liegen. Dort befinden sich aber ebenfalls nur invers magnetisierte Schichten (spätpaläozoisches Intervall = Kiaman-Intervall).

Zusätzlich zu der durch die oben ausführlich diskutierten Kreisschlüsse belasteten Auswertung der stratigraphischen Reichweite gibt es hier noch taxonomische Probleme. Das betrifft zunächst die Gattungszuordnung. HAUBOLD, 1971, 1973, stellte "*Saurichnites*" *lacertoides* GEINITZ, 1861, zu *Dromopus* MARSH, 1894, obwohl *Protritonichnites* POHLIG, 1892, die Priorität hat. Diese letztere Gattungsbezeichnung verwendete er nicht, weil sie (1) in Vergessenheit geraten war, (2) nicht charakteristisch sei und (3) zu dieser Gattung unberechtigterweise auch triassische Formen gestellt wurden. Dazu wäre folgendes zu bemerken: (1) Auch die Gattung *Dromopus* war vor HAUBOLD, 1971, in Vergessenheit geraten und "*Saurichnites*" *lacertoides* wurde zu *Eumekichnium* NOPSCA, 1923, gestellt, dessen Typusart sie ist. Man hätte mit Antrag an die Internationale Kommission für Zoologische Nomenklatur den Namen *Protritonichnites* mit der unter (1) genannten Begründung nur zugunsten von *Eumekichnium* oder des ebenfalls oft gebrauchten Synonyms dieser Gattung *Gampsodactylum* NOPSCA, 1923, unterdrücken können. (2) Ob ein Name charakteristisch ist oder nicht, ist kein Kriterium für seine Verfügbarkeit, sofern er den Internationalen Regeln der Zoologischen Nomenklatur entspricht, was durchaus der Fall ist. (3) POHLIG, 1892 a, stellte zunächst nur "*Saurichnites*" *lacertoides* zu seiner Gattung *Protritonichnites*. Als einzige ursprünglich eingeschlossene Art ist "*Saurichnites*" *lacertoides* damit automatisch die Typusart von *Protritonichnites*. POHLIG, 1892 b, zählte auch triassische *lacertoides* Fährten zu *Protritonichnites*, aber auch aus dieser Arbeit geht eindeutig hervor, daß "*Saurichnites*" *lacertoides* von POHLIG als die typische Art seiner Gattung *Protritonichnites* angesehen wurde. Das unter (3) aufgeführte Argument hat überdies keinerlei Bedeutung für die Aufrechterhaltung einer Gattung, anderenfalls könnte man keine Gattung mehr verwenden, die nachträglich im taxonomischen Umfang reduziert wurde, was ein taxonomisches Chaos auslösen und das Ende der zoologischen Nomenklatur bedeuten würde. Man vergleiche z.B. die Reduktion des taxonomischen Umfangs von *Bairdia* und *Cythere* bei den Ostracoda. Trotzdem sind *Bairdia* und *Cythere* in ihrem heutigen stark reduzierten taxonomischen Umfang gültige Gattungen.

Saurichnites lacertoides GEINITZ, 1861, ist also die Typusart von *Protritonichnites* POHLIG, 1892. Die Typusart von *Dromopus* MARSH, 1894, *D. agilis* MARSH, 1894, weicht von *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ, 1861) so stark ab, daß diese Unterschiede bei den merkmalsarmen *lacertoides* Fährten wahrscheinlich als Gattungsunterschiede gewertet werden können. In dem bei MARSH, 1894, abgebildeten Fährtenzug von *Dromopus agilis* sind die Füße stets deutlich hinter den Händen eingetreten. Da die Gangbreite der Füße beträchtlich größer ist als diejenige der Hände, können die distalen Enden der langen Zehen III und IV gelegentlich außen neben den Handeindrücken zu liegen kommen, niemals aber der Sohleneindruck oder proximale Teile der Zehen III und IV. Ein weiterer Unterschied zu *Protritonichnites* ist die bei *Dromopus agilis* stets kräftig eingedrückte plantigrade Sohle.

Von den Formen aus dem Rotliegenden Mittel- und Westeuropas können nur die bei PABST, 1900, als *Ichnium gampsodactylum gracilis* n. subsp. und *L. gampsodactylum tenue* n. subsp. aufgestellten Formen mit Vorbehalt zu *Dromopus* gestellt werden. Sie stimmen im Aufbau der Fährtenzüge völlig überein, sind jedoch meist digitigrad, weshalb die Zuordnung zu *Dromopus* hier nur mit Vorbehalt erfolgt.

Das Typusmaterial von *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ, 1861) ist unvollständig erhalten. Es liegen keine Fährtenzüge, sondern nur Paare von Hand- und Fußabdrücken vor. Deshalb wurde aus dem Kalná-Horizont (*stratum typicum*) neues Material aufgesammelt. *Protritonichnites lacertoides* ist dort reichlich vorhanden. Wie beim Typusmaterial liegt der Fußabdruck stets

neben dem Handabdruck, teils in gleicher Höhe, teils etwas weiter hinten. Vielfach tritt der Fuß fast in den Handabdruck, so daß dann Abdrücke entstehen, die scheinbar 6 oder 7 Zehen aufweisen. Für solche Abdrücke stellte FRITSCH, 1901, die neue Art *Saurichnites calcaratus* auf, die als Synonym von *P. lacertoides* angesehen werden muß. Ebenfalls zu *P. lacertoides* gehören wahrscheinlich jene Formen, die PABST, 1900, als *Ichnium gampsodactylum* beschrieb. Er zählte hierzu nur jene Formen mit 30-50 mm Fußlänge, bei denen die charakteristische seitliche Position der Fußabdrücke gegenüber den Handabdrücken vorhanden ist. Wie PABST, 1908, richtig bemerkte, liegen von diesen Formen meist nur Hand-/Fußabdruck-Paare vor. Das liegt an der großen Schrittweite. Der Stride beträgt maximal 200 mm. Vergleicht man die Meßwerte von *P. lacertoides* aus dem Kalná-Horizont mit einem typischen "*Ichnium gampsodactylum*", das etwa gleich lange Fußabdrücke besitzt, dann lassen sich gewisse Unterschiede feststellen. Bei den Formen aus dem Kalná-Horizont sind Stride, Pace und Gangbreite größer. Auch die Unterschiede der Gangbreiten von Hand und Fuß sind meist größer. Ob es sich hierbei um taxonomisch auswertbare Unterschiede handelt, muß durch statistische Untersuchungen geklärt werden. Vorerst werden "*Ichnium gampsodactylum* und *Protritonichnites lacertoides*" bei einer Art belassen. Sie kommt bis zur Manebach-Formation des Thüringer Waldes noch nicht vor und ist ab der oberen Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes sicher vorhanden.

Vielleicht ebenfalls identisch sind jene Formen, die bei PABST, 1900, und spätere Arbeiten als *Ichnium gampsodactylum minor* beschrieben wurden. Sie weichen im wesentlichen nur durch ihre geringe Größe ab, die 26 mm nicht überschreitet. Es könnten Fährten juveniler Formen sein. Auch Sexualdimorphismus käme in Frage, da der Übergangsbereich (27-35 mm Fußlänge) zu *P. lacertoides* auffällig schwach besetzt ist.

Gänzlich von *P. lacertoides* weichen aber der Großteil der lacertoiden Fährten des Unterrotliegenden sowie auch einige lacertoiden Fährten des Oberrotliegenden und des Kalná-Horizonts selbst (andere Formen als im Unterrotliegenden) ab. Die Unterschiede dieser Formen zu *P. lacertoides* werden unten diskutiert. Hier wird zunächst eine emendierte Diagnose von *P. lacertoides* (GEINITZ, 1861) anhand des Materials aus dem Kalná-Horizont der Typuslokalität und anderer Lokalitäten gegeben. In diese Diagnose werden die hier mit gewissen Vorbehalten ebenfalls zu *Protritonichnites lacertoides* gestellten, von PABST als *Ichnium gampsodactylum* bezeichneten älteren Formen nicht miteinbezogen.

Emendierte Diagnose: Abdrücke digitigrad bis semiplantigrad, selten auch plantigrad (nur Fußabdrücke). Der Zeh V ist stets annähernd rechtwinklig abgespreizt und bildet mit dem Zeh I einen Winkel von 160-190° (meist 170-180°).

Die Sohle ist klein und meist nur undeutlich erhalten. Lediglich bei Fußabdrücken kann sie voll erhalten sein, ist aber auch dann nur schwach eingedrückt. Die Zehen sind lang, schlank und stets kräftig erhalten. Nur Zeh I und Zeh V sind schwächer eingedrückt. Alle Zehen besitzen kräftige Krallen. Die Fußlänge beträgt meist 40-60 mm (18-70 mm).

Die Fußabdrücke liegen neben den Handabdrücken. Dabei liegen sie teils direkt neben den Handeindrücken, teils etwas nach hinten versetzt. Oftmals tritt der Fuß auch genau in den Handabdruck, wodurch dann scheinbar Abdrücke mit 6-7 Zehen entstehen.

Meßwerte:

Stride 224 mm
Pace Fuß 149-160 mm
Pace Hand 122-150 mm
Abstand Hand-Fuß (in Fortbewegungsrichtung) maximal 15 mm
Gangbreite Fuß 100 mm
Gangbreite Hand 76 mm
Rumpflänge 122 mm
Schrittwinkel Fuß 96°
Schrittwinkel Hand 112°
Länge Fuß 47 mm
Breite Fuß 35 mm
Länge der Zehen (Fuß)
I 13 mm
II 15 mm
III 22 mm
IV 38 mm
V 14 mm
Zehenwinkel I-V (Fuß) 160-180°
Stride: Rumpflänge 1,84
Stride: Fußlänge 4,6

Vorkommen: Sicher nachgewiesen von der oberen Goldlauter-Formation bis zur Rotterode-Formation des Thüringer Waldes, von der mittleren Lebach-Gruppe bis zur oberen Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes, im Saxonien inférieure des Lodève-Beckens, in der oberen Hornburg-Formation des SE-Harzvorlandes, in der Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens und in der mittleren und oberen Libštát-Gruppe des Podkrkonoš-Beckens.

Bemerkungen und Beziehungen: Ein großer Teil der lacertoiden Fährten des Unterrrotliegenden gehört nicht zu dieser Art. Folgende Abweichungen treten bei diesen Formen auf:

(1) Der Fußabdruck liegt hinter dem Handabdruck. Seitlich neben dem Handabdruck findet man den Fußabdruck so gut wie nie und wenn, dann höchstens bei Richtungsänderungen innerhalb einer Fährte.

(2) Die Proportionen sind kleiner (Länge der Fußabdrücke 10-30 mm). Stride und Pace sind auch relativ (unabhängig von der geringeren Größe der Fährten) klein.

(3) Der Zeh V ist unter recht wechselnden Winkeln abgespreizt, am Fuß jedoch stets mehr oder weniger schräg (Winkel zwischen Zeh I und V 120-150°).

(4) Die proximalen Teile der Zehen I-III konvergieren stärker.

Für solche Fährten hatte PABST, 1900, die Bezeichnungen *Ichnium gampsodactylum gracilis* und *I. gampsodactylum tenue* eingeführt. Sie sollen hier als *Dromopus ? gracilis* (PABST, 1900) bezeichnet werden (siehe auch oben unter Bemerkungen zur Abgrenzung von *Protritonichnites* und *Dromopus*).

Im tieferen Rotliegenden (z.B. im Thüringer Wald bis zur Manebach-Formation, vielleicht auch noch in der auf Fährten schlecht untersuchten unteren Goldlauter-Formation) kommt *Dromopus ? gracilis* als einzige lacertoide Art vor. Darüber findet sich diese Art dann zusammen mit dem immer häufigeren *Protritonichnites lacertoides*. Ob *Dromopus ? gracilis* auch noch im Niveau des Kalná-Horizonts vorkommt, ist fraglich und wird z.Z. untersucht. Hier wurde bisher nur eine einzige, aber nicht sehr aussagekräftige Fährte gefunden (nur zwei Hand-Fuß-Abdruck-

paare in Folge), die einige Ähnlichkeit mit *Dromopus ? gracilis* aufweist (geringe Größe der Abdrücke, Fußabdruck deutlich hinter dem Handabdruck gelegen). Abweichend von *D. ? gracilis* sind bei dieser Fährte jedoch die proximalen Teile der Zehen II und III subparallel und auch basal ziemlich weit getrennt. Pace und sicherlich auch Stride sind erheblich größer als bei Formen von *D. ? gracilis* mit gleich großen Fußabdrücken. Da die Gangbreite gleichzeitig recht gering ist, muß mit Schrittwinkeln von 130° oder gar noch mehr gerechnet werden. Daraus ergibt sich für diese Fährte aus dem Kalná-Horizont eine beträchtliche Ähnlichkeit mit *Tambachichnium*.

Eine weitere häufige lacertoide Fährte aus dem Kalná-Horizont ist *Anhomoiichnium* n. sp. Ob diese Form mit *Anhomoiichnium staigeri* (SCHMIDTGEN, 1927) nahe verwandt ist, und ob die Gattung *Anhomoiichnium* DOZY, 1935, wegen ihrer schlecht erhaltenen Typusart überhaupt zurecht besteht und definitiv abgezrenzt werden kann, sind derzeit noch ungelöste Fragen. Fest steht dagegen, daß im Kalná-Horizont ziemlich häufig kleinwüchsige lacertoide Fährten (Fußlängen 20-26 mm) vorkommen, bei denen der Handabdruck in Bewegungsrichtung liegt, der Fußabdruck dagegen stärker nach außen geneigt ist. Dieser Typ lacertoide Fährten ist für das gesamte höhere Rotliegende Europas charakteristisch und repräsentiert sicher eine selbständige Gattung, ganz unabhängig davon, ob nach Neuuntersuchungen von *Anhomoiichnium orobicum* DOZY, 1935, diese Formen weiter die Bezeichnung *Anhomoiichnium* tragen können oder eine neue Gattung sind.

Bei den hier als *Anhomoiichnium* n. sp. bezeichneten Formen aus dem Kalná-Horizont liegt der Fußabdruck entweder unmittelbar neben oder schräg hinter dem Handabdruck. Die große Zehe V ist sehr stark ab gespreizt und bildet mit Zehe I einen Winkel von 170-180°. Besonders auffällig ist, daß bei den Fußabdrücken die Zehe IV schwächer eingedrückt ist als die Zehen (I), II und III und häufig gar nicht oder nur sehr schwach erkennbar ist. Bei schlechter Erhaltung kann man daher die Zehe III mit Zehe IV verwechseln. Eine ähnliche, nur nicht so deutlich ausgeprägte Erscheinung kann man auch bei *Anhomoiichnium staigeri* beobachten und selbst bei *Anhomoiichnium orobicum* scheint der 4. Zeh der Fußabdrücke z.T. schwächer eingedrückt zu sein. Sehr interessant sind Fährtenzüge von *Anhomoiichnium* n. sp. (unter dem sich vielleicht mehr als eine Art verbirgt), bei denen auf der einen Seite die Fußabdrücke außen weit neben den Handabdrücken liegen, während sie sich auf der anderen Seite hinter den Handabdrücken befinden. Eine solche Anordnung der Hand- und Fußabdrücke ist auch bei *Anhomoiichnium diversum* (SCHMIDT, 1959) bekannt.

Schließlich kommt im Kalná-Horizont noch eine lacertoide Fährte vor, von der bisher nur Hand-Fußabdruckpaare bekannt sind. Da der vordere Eindruck der größere ist, kann man wohl damit rechnen, daß der Handabdruck deutlich vom Fußabdruck übertreten wird. Die proximalen geraden Teile der Zehen II-IV konvergieren nach ihrer Basis nur wenig, der distale umgebogene Teil ist schwach eingedrückt, häufig gar nicht erhalten, so daß die einwärts weisenden Krallenabdrücke meist isoliert liegen. Diese Form ist bisher nicht von *Tambachichnium* zu trennen. Ihre genaue taxonomische Position kann aber erst nach dem Vorliegen vollständiger Fährtenzüge geklärt werden.

Schließlich noch einige Bemerkungen zu "*Dromopus*" *lacertoides* aus der Gröden-Formation (Val-Gardena-Formation), der nach HAUBOLD & KATZUNG, 1975, dort sicher vorkommt und "Autun"-Alter "beweist". Ein großer Teil

dieser Formen gehört zu *Paradoxichnium ? pallinii* (CONTI et al., 1977). Eine Anzahl lacertoider Formen aus dem Grödenener Sandstein ähnelt wirklich stark *Protritonichnites lacertoides* s.str. Sofern Fährtenzüge vorliegen, lassen sich diese Formen meist *Phanlangichnus* zuordnen. Bei Einzelabdrücken ist bei einem Teil der Formen nach den Photos allein keine genaue Abgrenzung gegen *P. lacertoides* möglich. Sollte *P. lacertoides* wirklich bis in dieses hohe stratigraphische Niveau hinaufreichen, dann wäre das ein weiterer sehr guter Beweis gegen die Auffassung von HAUBOLD & KATZUNG, daß "*Dromopus*" *lacertoides* auf das "Autun" beschränkt sei. Diese Auffassung ist ja ohnehin insofern kurios, da der Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, das stratum typicum von "*Saurichnites*" *lacertoides*, jünger ist als die untere Tambach-Formation, mit der nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, die Basis des "Saxonian" neu definiert wurde (vgl. HOLUB & KOZUR. 1981 d).

(3) Das Problem *Saurichnites intermedius* FRITSCH, 1895

HAUBOLD, 1973, stellte *Ichnium pachydactylum* PABST, 1900, und *Saurichnites intermedius* FRITSCH, 1901, als Synonyma zu *Amphisauropus latus* HAUBOLD, 1970, dem er die Priorität einräumte. *Amphisauropus latus* ist aber als jüngeres Synonym beider Arten gemäß den Internationalen Regeln der Zoologischen Nomenklatur zu verwerfen. Die Verwendung von *Ichnium pachydactylum* PABST, 1900, lehnte HAUBOLD, 1973, mit der Begründung ab, daß zu dieser Form außer typischen *Amphisauropus latus* auch einige Exemplare von *Dimetropus leisnerianus* gestellt wurden. Das ist nach den für alle verbindlichen IRZN natürlich für die Verfügbarkeit von *Ichnium pachydactylum* ohne Belang. Überdies wurden bei PABST, 1900, nur typische "*Amphisauropus latus*" zu *Ichnium pachydactylum* gerechnet. Erst später stellte PABST dann auch einige Erhaltungsformen von *Dimetropus leisnerianus* zu *Ichnium pachydactylum*, trennte sie aber nomenklatorisch als *Ichnium pachydactylum albendorfense* und *I. pachydactylum ungulatum albendorfense* ab. Gegen die Priorität von *I. pachydactylum* gäbe es also keine Einwände. Allerdings wurde *Saurichnites intermedius* FRITSCH nicht erst 1901 (wie bei HAUBOLD, 1973, angegeben), sondern bereits 1895 aufgestellt. Gegen die Priorität von *Saurichnites intermedius* FRITSCH, 1895, führte HAUBOLD, 1973, auf, daß der Holotypus nur einen Handabdruck und einen teilweise erhaltenen Fußabdruck zeigt. Auch diese Einwände widersprechen den Festlegungen der IRZN. Sofern eine Art gemäß den Regeln der IRZN beschrieben wurde, dann hängt ihre Verfügbarkeit nicht davon ab, ob sämtliche Teile erhalten sind oder nicht. Mit gleicher Begründung könnte man fast alle fossilen Vertebraten-Arten negieren, denn niemals sind alle Teile dieser Fossilien überliefert. Daß es sich bei *Saurichnites intermedius* FRITSCH, 1895, um die gleiche Art handelt wie bei *Amphisauropus latus* wurde auch bei HAUBOLD, 1973, richtig erkannt und ohne Einschränkung akzeptiert. Also gibt es keinerlei Einwände gegen die Priorität von *Saurichnites intermedius* FRITSCH, 1895. Selbst die Gattungszuordnung bei FRITSCH, 1895, war richtig, da *Amphisauropus* HAUBOLD, 1970, ein jüngeres Synonym von *Saurichnites* GEINITZ, 1861, ist, vgl. Problem (1).

(4) Das Problem *Ichonium dolloi* SCHMIDTGEN, 1928

Im Saxonien inférieure von Lodève, im höheren Oberrotliegenden von Nierstein (obere Standenbühl-Formation = obere Rötelschiefer) im Saar-Nahe-Gebiet, in den Blättertonen der obersten Hornburg-Formation des SE-Harzrandes, im Kalná-Horizont der Prosečné-Formation des Podkrkonoší-Beckens und im Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens kommen sehr häufig Fährten vor, deren Einzelabdrücke aus 4 oder 3 streng parallelen geraden, schmalen langen Abdrücken bestehen. Sie werden meist als Schwimmfährten gedeutet. Für den genannten stratigraphischen Bereich sind sie recht charakteristisch, in älteren Schichten kommen Schwimmfährten zwar gelegentlich auch vor, doch niemals sind sie so regelmäßig ausgebildet.

SCHMIDTGEN, 1928, bezeichnete solche Fährten, deren Einzelabdrücke 30-40 mm Länge und 15-25 mm Breite aufweisen, als *Ichonium dolloi*. HAUBOLD, 1973, und HAUBOLD & KATZUNG, 1975, stellten diese Fährten, wohl wegen der Einstufung der Vorkommen von Nierstein in das höhere "Saxonian" zu *Laoporus*. In ihren Ausmaßen völlig übereinstimmende Schwimmfährten aus den Blättertonen der obersten Hornburg-Formation des SE-Harzrandes stellten HAUBOLD, 1973 (Bild 20 rechts) und HAUBOLD & KATZUNG, 1975, zu "*Amphisauropus imminutus*", wohl unter Berücksichtigung ihrer ungerechtfertigten Umstufung dieser Schichten in das "Autunian". Nun könnte *Saurichnites salamandroides* (GEINITZ, 1861) = *Amphisauropus imminutus* HAUBOLD, 1970, durchaus als Erzeuger solcher Schwimmfährten in Frage kommen, doch in Prosečné, wo im Kalná-Horizont massenhaft *S. salamandroides* auftritt, sind die meisten Schwimmfährten nicht mit dieser Art in Verbindung zu bringen, weil ihre Breite geringer als selbst die Handabdruckbreite von *S. salamandroides* ist. Einige der dort auftretenden Schwimmfährten sind aber ziemlich sicher Schwimmfährten von *S. salamandroides*. Sie sind aber deutlich gebogen.

Die Schwimmfährten von Nierstein (obere Standenbühl-Formation) bzw. ein großer Teil derselben und jene aus den Blättertonen der oberen Hornburg-Formation könnten nach ihren Maßen durchaus Schwimmfährten von *S. salamandroides* sein, doch sollten solche Schwimmfährten, solange sie nicht eindeutig einer bestimmten Lauffährte durch Übergänge in einer Fährte zuzuordnen sind, besser neutrale Namen erhalten.

HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, bildeten mit *Serripes pectinatus* eine Schwimmfährte ab, bei der nach der Zeichnung an den Einzelabdrücken auch noch die Sohlen erhalten sein sollen. Auf dem Photo ist davon allerdings nichts zu erkennen. Lediglich bei einem Fußabdruck könnte eine Sohle erhalten sein, was bei einer Schwimmfährte zwar wenig wahrscheinlich, beim Übergang zu einer Lauffährte aber durchaus möglich ist. Länge und Breite der Einzelabdrücke von *Serripes pectinatus* mit ihren 3-4 langen, schlanken, parallelen Zehen stimmen mit den Verhältnissen bei *Ichonium dolloi* SCHMIDTGEN, 1928, gut überein. Eine Identität beider Arten wäre möglich. Hier werden alle Schwimmfährten mit den eingangs erwähnten Maßen als *Serripes dolloi* (SCHMIDTGEN, 1928) bezeichnet.

Taxonomisch wichtig ist vor allem die Breite der Einzelabdrücke. Dabei muß man aber wegen der teils dreizehigen, teils vierzehigen Erhaltung die Meßwerte immer auf die dreizehige Erhaltung reduzieren. Die Schwimmfährten des Kalná-Horizonts von Prosečné und des Vižňov-Horizonts von Rožmítal sind deutlich kleiner (dreizehig 3-8 mm, meist 4-5 mm breit) als *Serripes dolloi* und gehören zu einer anderen Art. Sie sind mit einer kleinwüchsigen *Phalangichnus*-Art verbunden, die bis auf ihre Kleinwüchsigkeit weitgehend

Phalangichnus simulans SCHMIDT, 1959, entspricht. Wie bei dieser Art liegen Hand- und Fußabdrücke weit auseinander. Diese neue Art wird im Abschnitt 3. beschrieben.

(5) Das *Gilmoreichnus*-Problem

HAUBOLD, 1971, stellte die neue Gattung *Gilmoreichnus* mit der Typusart *Hylopus hermitanus* GILMORE, 1928, auf. Er zählte zu dieser Gattung auch noch *Ichnium brachydactylum* PABST, 1900. HAUBOLD, 1973, stellte auch *Saurichnites kablikae* GEINITZ & DEICHMÜLLER, 1882, und *Gilmoreichnus minimus* HAUBOLD, 1973, zu dieser Gattung. Als Unterschied zu "*Amphisauropus imminutus*" hebt er die scharfe Fixierung der Sohle und deren deutliche Absetzung von den Zehen heraus. Das gilt zweifelsohne für jene mittel-europäischen Arten, die er zu *Gilmoreichnus* zählte, nicht aber für die Typusart aus dem Hermit Shale (USA). Wie GILMORE, 1928, richtig hervorhob, ist bei dieser Art der Sohleneindruck nur schwach. Seine hintere Begrenzung ist entweder gar nicht oder nur undeutlich zu erkennen. Eine Schwanzschleifspur tritt bei den amerikanischen Formen niemals auf. Die Diagnose für *Gilmoreichnus* bei HAUBOLD beruhte auf den europäischen Arten, die HAUBOLD zu *Gilmoreichnus* zählte. Nicht einmal die Meßwerte der Typusart flossen in die Diagnose ein. So gibt HAUBOLD für die Gattung maximale Fußlängen von 36 mm an, was exakt den bei den europäischen Formen gemessenen Meßwerten entspricht, während die nordamerikanische Typusart 38 mm Fußlänge aufweist. Die Typusart von *Gilmoreichnus* ähnelt vielmehr *Hardakichnium* NOPSCA, 1924, (= *Varanopus* MOODIE, 1929) von dem sie definitiv schwer abzutrennen sein wird.

Die drei Arten des europäischen Rotliegenden, die HAUBOLD zu *Gilmoreichnus* stellte, gehören nicht zu dieser Gattung, weil diese Gattung nicht durch ihre auf die europäischen Arten zugeschnittene Diagnose, sondern durch ihre Typusart, *Hylopus hermitanus* GILMORE, 1928, definiert ist. Für diese europäischen Formen wird hier im Abschnitt 3 eine neue Gattung, *Telichnus* n. gen. beschrieben.

(6) Die taxonomische Stellung von *Crenipes obscurus* HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963

Die Handabdrücke dieser Art besitzen nur erhaltungsbedingt vier Zehen. Der zweite Handabdruck von oben in der linken Reihe der Fährte auf Taf. 3, Fig. 1 bei HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, zeigt eine kleine 5. Zehe, die sogar auf Abb. 13 bei diesen Autoren dargestellt wurde. Die Zehen II-IV sind kräftig nach innen gebogen, die Zehe V ist gegen die Zehen IV und III deutlich abgesetzt. *Crenipes obscurus* entspricht der Gattungsdiagnose von *Palmichnus*, wenn das auch wegen der schlechten Erhaltung nur an wenigen Einzelabdrücken erkannt werden kann. Er ist sowohl *Palmichnus tambachensis* (PABST, 1908) als auch *P. renisus* SCHMIDT, 1959, ähnlich.

(7) Zur Autorschaft von *Palmichnus tambachensis*

HAUBOLD, 1971, stellte die Art *Palmichnus tambachensis* auf. Sie beruhte auf Material, das von PABST, 1908, als *Ichnium brachydactylum tambachense* beschrieben wurde. PABST wollte die Fährten zwar bewußt in einem von der zoologischen Nomenklatur unabhängigen System beschreiben, benutzte die Namen aber praktisch entsprechend den Internationalen Regeln der Zoologischen Nomenklatur (nur dann nicht, wenn er der Artengruppe drei Namen zuordnete). Sofern es sich dabei um Fährten von einem Fundpunkt handelte, die eine taxonomische Einheit bilden, was im vorliegenden Fall außer Zweifel

steht, dann haben die Bezeichnungen bei PABST, die entsprechend (wenn auch unbeabsichtigt) den IRZN aufgestellt wurden, den Charakter von Unterarttaxa. Aus diesem Grunde soll PABST hier als Autor angesehen werden. Am Namen des Taxons ändert sich ohnehin nichts, da HAUBOLD, 1971, die Art ebenfalls als *tambachensis* beschrieb. Somit würde der von HAUBOLD vergebene Name auch unter Homonymie fallen. Die Art wird hier als *Palmichnus tambachensis* (PABST, 1908) bezeichnet.

(8) Das *Varanopus*-Problem

MOODIE, 1929, stellte die Gattung *Varanopus* mit der Typusart *Varanopus curvidactylus* MOODIE, 1929, auf. Bereits NOPSCA, 1923, hatte aber für *Ichnium dolichodactylum* PABST, 1900, die Gattung *Hardakichnium* aufgestellt. Er bezog sich dabei auf die Arbeit von HARDAKER, 1912, der sowohl *Ichnium dolichodactylum* PABST (Zeichnung und Beschreibung von PABST übernommen) als auch eine Form aus Hamstead abbildete, die er als Typ H₄ bezeichnete und mit *Ichnium dolichodactylum* PABST gleichsetzte. NOPSCA, 1923, schrieb *Ichnium dolichodactylum* irrtümlich HARDAKER, 1912, zu, definierte *Hardakichnium* aber nicht mit dem Typ H₄, sondern ausdrücklich mit *Ichnium dolichodactylum*. Damit besteht überhaupt kein Zweifel, daß *Ichnium dolichodactylum* als einzige ursprünglich eingeschlossene Art die Typusart von *Hardakichnium* ist.

Wie HAUBOLD, 1973, richtig ausführte, ist *Ichnium dolichodactylum* PABST, 1900, ein jüngeres Synonym von *Ichnium microdactylum* PABST, 1896. Unter der Voraussetzung, daß die Zuordnung von *Ichnium microdactylum* PABST, 1896, zu *Varanopus* MOODIE, 1929, berechtigt ist, muß man *Varanopus* MOODIE, 1929, als jüngeres Synonym von *Hardakichnium* NOPSCA, 1923, verwerfen. Ganz unabhängig davon gehört *Ichnium microdactylum* PABST, 1896 (= *I. dolichodactylum* PABST, 1900) als Typusart ganz ohne Zweifel zu *Hardakichnium* NOPSCA, 1923.

Gargalonipes HEYLER & MONTENAT, 1980, stimmt völlig mit *Hardakichnium* überein und soll hier zu dieser Gattung gestellt werden. Eine Schwanzschleifspur kann auch bei anderen Vertretern von *Hardakichnium* auftreten (nordamerikanische "*Varanopus*"-Arten).

3. Beschreibung einiger neuer Taxa

Wenn nicht anders angegeben, befindet sich das Material in der Sammlung des ÚÚG, Praha. Photos B. MATOULKOVÁ, ÚÚG Praha.

Gattung *Amphisauroides* HAUBOLD, 1970

Typusart: *Amphisauroides discensus* HAUBOLD, 1970

Amphisauroides? transitus n. sp.

(Abb. 1, Taf. 8, Fig. 2,3)

Derivatio nominis: Nach der Übergangstellung zur Gattung *Looporus* LULL

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 8, Fig. 2,3; Abb. 1.

Locus typicus: Prosečné, Podkrkonoší-Becken (ČSSR)

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm.

Diagnose: Die kleinen Hand- und Fußabdrücke sind fast gleich groß, kurz und ziemlich breit. Plantigrad bis semiplantigrad. Sohle kurz und breit.



Abb. 1: *Amphisauroides ? transitus* n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, Slgs.-Nr. HK 1981/66, V = 1,15 x

Die Zehen, von denen die 3. oder 4. am längsten sind, divergieren am Handabdruck deutlich, am Fußeindruck wenig. Die Hand- und Fußachsen sind nach innen geneigt. Fußabdrücke hinter Handabdrücken gelegen.

Meßwerte des Typus:

Stride 63 mm
 Pace Hand 43-45 mm
 Pace Fuß 41-43 mm
 Gangbreite Hand/Fuß 27-28 mm
 Rumpflänge 39 mm
 Schrittwinkel Hand 98°
 Schrittwinkel Fuß 92-98°
 Länge von Hand und Fuß 10-11 mm
 Breite von Hand und Fuß 13-15 mm
 Stride: Fußlänge 6-6,3
 Stride: Rumpflänge 1,6
 Stride: Gangbreite Hand 2,3

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation des Podkrkonoší-Beckens (CSSR).

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Amphisauroides concretus* HAUBOLD, 1970, sind die Hand- und Fußachsen ebenfalls nach innen geneigt. Die Handabdrücke sind aber wesentlich kleiner als die Fußabdrücke und es ist eine Schwanzschleifspur vorhanden.

Bei *A. discensus* HAUBOLD, 1970, bei dem Hand- und Fußgröße nicht sehr differieren, ist die Fußachse nach außen geneigt.

Es bestehen bereits klare Anklänge an *Laoporus* LULL, 1918 (annähernd gleich große Hand- und Fußabdrücke, breite, kurze Sohle, Hand- und Fußachsen nach innen geneigt, fehlende Schwanzschleifspur). Da hier die Gattung *Laoporus* auf Formen beschränkt wird, deren Zehen II-IV subparallel und gerade sind, soll die vorliegende Form noch zu *Amphisauroides* gestellt werden.

Gattung *Batrachichnus* WOODWORTH, 1900

Typusart: *Batrachichnus plainvillensis* WOODWORTH, 1900

Batrachichnus hunecki n. sp.
(Taf. 6, Fig. 1,3)

Derivatio nominis: Nach Dr.-Ing. M. HUNECK, dem ersten Finder der Fährte. Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 6, Fig. 1,3, Sammlung Dr.-Ing. M. HUNECK, Ilmenau.

Locus typicus: Suhl "Himmelreich"

Stratum typicum: Basissedimente der Gehren-Formation des basalen Rotliegenden, höheres Stefan (Gzhelian).

Diagnose: Sehr kleine Fährten mit 4-zehigen Handabdrücken. Fußabdruck im deutlichen Abstand schräg hinter dem Handabdruck gelegen. Einzelabdrücke semiplantigrad, hintere Begrenzung der Sohle undeutlich. Basis von Zehe I stark eingedrückt und deutlich hervortretend. Zehen im Verhältnis zur geringen Größe der Einzelabdrücke ziemlich lang. Schwanzschleifspur meist kräftig.

Meßwerte des Holotypus:

Stride 36-38 mm
Pace Hand 22-23 mm
Pace Fuß 24-27 mm
Gangbreite Hand 13 mm
Gangbreite Fuß 19 mm
Rumpflänge 26 mm
Schrittwinkel Hand 110°
Schrittwinkel Fuß 88°
Länge Hand 5,5 mm
Breite Hand 6 mm
Länge Fuß 7 mm
Breite Fuß 6,5 mm
Stride : Fußlänge 5,2-5,4
Stride: Rumpflänge 1,4
Stride: Gangbreite Hand 2,8

Vorkommen: Basissedimente der Gehren-Formation (basales Rotliegendes) des Thüringer Waldes (Suhl, Zella-Mehlis). Höheres Stefan (Gzhelian).

Häufigste und bezeichnendste Art dieses stratigraphischen Bereichs.

Bemerkungen und Beziehungen: Anordnung und relative Länge der Zehen entsprechen weitgehend *Anthichnium quadratum* (MATTHEW, 1905) aus dem Westfal B. Diese Fährte ist jedoch deutlich größer und auch das Verhältnis Stride : Rumpflänge ist größer. Außerdem tritt wie bei allen *Anthichnium*-Arten keine Schwanzschleifspur auf.

Anthichnium tetradactylum (PABST, 1897) = *Ichnium anakolodactylum* PABST, 1900, non! *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, siehe Abschnitt 2. (1) ist ähnlich klein, besitzt aber auch keine Schwanzschleifspur.

Die Basis von Zehe I ist nicht so stark belastet und der Fuß setzt unmittelbar hinter der Hand auf.

Recht ähnlich ist auch *Batrachichnus alveleyensis* HAUBOLD & SARJEANT, 1973. Diese Fährte besitzt ebenfalls eine Schwanzschleifspur und die Hand- und Fußindrücke sind nur wenig größer als bei der vorliegenden Art, aber schlanker.

Batrachichnus hunecki n. sp. scheint zwischen den Gattungen *Anthichnium*

NOPSCA, 1923, und *Batrachichnus* WOODWORTH, 1900, zu vermitteln. Wegen der deutlichen Schwanzschleifspur wird sie hier zu *Batrachichnus* gestellt.

Gattung *Fichterichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Dr. J. FICHTER, Mainz, der erstmalig die Reichweiten von Rotliegend-Tetrapodenfährten nicht nur nach Sammlungsmaterial, sondern nach gezielten Neuaufsammlungen bestimmte.

Typusart: *Fichterichnus pulcher* n. gen. n. sp.

Diagnose: Quadruped. Kleine Hand- und Fußabdrücke pentadactyl, plantigrad bis semiplantigrad, auch subdigitigrad. Sohle mäßig groß, nicht sehr breit. Zehen II-IV lang, gerade, distal z.T. wenig nach außen gebogen, mit undeutlichen spitzen Krallen. Zehen III und IV etwa gleich lang, Zehe II wenig kürzer. Am Fuß liegen die Zehen II-IV parallel, am Handabdruck ist die Zehe IV meist etwas abgespreizt. Zehe V schräg abgespreizt. Zehe I sehr kurz und undeutlich. Fuß hinter Hand aufgesetzt, kein Übertreten beobachtet. Handachsen in Fortbewegungsrichtung, Fußachsen wenig nach außen geneigt.

Stride verhältnismäßig kurz. Gangbreite beträchtlich. Dadurch Schrittwinkel immer deutlich unter 90°.

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation des Podkrkonoší-Beckens (ČSSR). Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: *Gilmoreichnus* HAUBOLD, 1971 emend., vgl. Abschnitt 2. (5) besitzt etwas divergierende Zehen, wobei Zehe IV beträchtlich größer ist als Zehe II. Auch die Schrittwinkel sind größer. *Telichnus* n. gen. (größter Teil der von HAUBOLD zu *Gilmoreichnus* gestellten Arten, siehe hinten) besitzt fast immer eine Schwanzschleifspur, die Sohle ist sehr stark eingedrückt, die Zehen divergieren meist deutlich und sind in Relation zur Sohle kürzer.

Deutliche Anklänge bestehen auch zu *Laoporus* LULL, 1981, bei dem die Zehen II-IV ebenfalls parallel sind. Im Unterschied zu *Laoporus* ist bei *Fichterichnus* die Sohlenbreite relativ gering und die Zehen II-IV sind im Verhältnis dazu recht lang.

Bei *Hardakichnium* NOPSCA, 1923 (= *Varanopus* MOODIE, 1929) sind die Zehen stets einwärts gebogen und nehmen von Zehe IV zu Zehe II deutlich an Größe ab.

Bei *Gonfaronipes* HEYLER & MONTENAT, 1980, sind die Hand- und Fußabdrücke sehr ähnlich ausgebildet; allerdings sind Zehe I und Zehe V etwa gleich lang. Die Sohle ist bei dieser Gattung an einer Seite stets verlängert.

Fichterichnus pulcher n. gen. s. sp.
(Taf. 7, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: pulcher (lat.) = schön

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 7, Fig. 1, 2.

Locus typicus: Prosečné, Podkrkonoší-Beckene (ČSSR).

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation. Unterperm.

Diagnose: Wie für die Gattung.

Meßwerte des Holotypus:

Stride 54 mm
Pace Hand 46 mm
Pace Fuß 40-42 mm
Gangbreite Hand 37 mm
Gangbreite Fuß 35 mm
Rumpflänge 35 mm
Schrittwinkel Hand 76°
Schrittwinkel Fuß 70-80°
Länge Hand 12-14 mm
Breite Hand 11-12 mm
Länge Fuß 14 mm
Breite Fuß 12-14 mm
Stride: Fußlänge 3,9
Stride: Rumpflänge 1,5
Stride: Gangbreite Hand 1,5

Vorkommen und Beziehungen: Wie für die Gattung.

Gattung *Palmichnus* SCHMIDT, 1959

Typusart: *Palmichnus renisus* SCHMIDT, 1959

Palmichnus kalnaensis n. sp.
(Taf. 4, Fig. 3)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen im Kalná-Horizont.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 4, Fig. 3.

Locus typicus: Prosečné, Podkrkonoší-Becken, (ČSSR).

Stratum typicum: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation. Unterperm.

Diagnose: Kleine, kurze, aber ziemlich breite, in der Größe nur wenig differierende Hand- und Fußabdrücke mit je 5 einwärts gebogenen Zehen. Die Basis der 5. Zehe ist ziemlich stark belastet und tritt im unteren Teil der Sohle kräftig hervor. Zehe IV ist am längsten oder gleich lang wie Zehe III. Füße auf der einen Seite unmittelbar hinter den Händen aufgesetzt und übertreten deren Sohle etwas. Auf der anderen Seite liegen die Fußabdrücke deutlich hinter den Handabdrücken. Stride verhältnismäßig groß.

Meßwerte des Typus:

Stride 88-96 mm
Pace Hand 51-58 mm
Pace Fuß 60-69 mm
Gangbreite Hand 38 mm
Gangbreite Fuß 49 mm
Rumpflänge 53 mm
Schrittwinkel Hand 92-95°
Schrittwinkel Fuß 78-82°
Länge Hand 13 mm
Breite Hand 16-18 mm
Länge Fuß 13-14 mm
Breite Fuß 18-20 mm
Stride: Fußlänge 6,8-7
Stride: Rumpflänge 1,66-1,8
Stride: Gangbreite Hand 2,3-2,5

Vorkommen: Kalná-Horizont der Prosečné-Formation von Prosečné, Podkrkonos-Becken (ČSSR). Unterperm.

Bemerkungen und Beziehungen: Trotz ihrer Kleinheit stimmt diese Fährte gut mit der Gattung *Palmichnus* SCHMIDT, 1959, überein. Die charakteristisch nach innen gebogenen Zehen und die stark belastete und dadurch hervortretende Basis von Zehe V sind in der für *Palmichnus* typischen Weise ausgebildet. Selbst die bei der Typusart zu beobachtende Erscheinung, daß die Füße auf der einen Seite dicht hinter die Hände aufgesetzt sind, während auf der anderen Seite die Fußabdrücke deutlich hinter den Handabdrücken liegen, kann man bei der neuen Art beobachten.

Gattung *Phalangichnus* SCHMIDT, 1959

Typusart: *Phalangichnus alternans* SCHMIDT, 1959

Phalangichnus schmidtii n. gen.

(Taf. 4, Fig. 1; Taf. 6, Fig. 2; Taf. 9, Fig. 1, 2; Taf. 10, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach H. SCHMIDT in Würdigung seiner bis heute sorgfältigsten und umfassendsten Analyse der Tetrapodenfährten des höheren Rotliegenden.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 9, Fig. 1, 2.

Locus typicus: Rožmitál nahe Broumov, Niederschlesisches Becken, ČSSR.

Stratum typicum: Vižnov-Horizont der Martínkovice-Formation. Unterperm.

Diagnose: Von den Einzelabdrücken sind nur die schlanken, subparallelen Zehen überliefert (meist nur 3, selten alle 5). Zehen II-IV zweigen auf einer Linie ab, sind etwa gleich lang, subparallel, distal einwärts gebogen und hier am stärksten belastet. Abstand zwischen Zehen III und IV meist deutlich größer als zwischen Zehe II und III. Zehe I ist etwas kürzer, Zehe V ist kurz, höchstens undeutlich erhalten und zweigt von Zehe IV seitlich unter spitzem Winkel ab.

Die recht kleinen Hand- und Fußabdrücke sind gleich ausgebildet, ihre Achsen sind nach außen geneigt. Abstand zwischen Fuß und Hand und Hand und Fuß etwa gleich. Gangbreite der Füße deutlich größer als jene der Hände.

Meßwerte:

Länge von Hand und Fuß mindestens 5-6 mm (erhaltener Teil)

Breite von Hand und Fuß (bei 4-zehiger Erhaltung) 7-10 mm bzw. bei 3-zehiger Erhaltung 5-8 mm

"Gang"breite Hand 25 mm

"Gang"breite Fuß 40 mm

Abstand Hand - Fuß 30-32 mm

Vorkommen: Sehr charakteristische und häufige Fährte im Vižnov-Horizont der Martínkovice-Formation von Rožmitál (hier meist die Unterart *minor*) im Niederschlesischen Becken (ČSSR) und im Kalná-Horizont der Prosečné-Formation des Podkrkonos-Beckens (ČSSR). Unterperm. Selten in Gonfaron (Südfrankreich).

Bemerkungen und Beziehungen: Ganz offensichtlich gehören die zahlreichen zarten Schwimmfährten mit 2-4 (meist 3) parallelen, langen, schlanken, distal umgebogenen Zehenspuren ebenfalls zu dieser Art. Sie stimmen in ihrer Breite und in ihrem Zehenabstand perfekt überein. Von *Serripes dolloi* (SCHMIDTGEN, 1928) unterscheiden sie sich durch die deutlich geringere Breite der Einzelabdrücke (bei *S. dolloi* Minimalbreite für die Zehen II-IV 16 mm). Die Anordnung der Zehen bei der neuen Art ent-

spricht genau der recht auffälligen Zehenanordnung bei *Phalangichnus*. Auch der Erhaltungstyp ist charakteristisch für viele *Phalangichnus*-Fährten aus dem Cornberger Sandstein. Insbesondere *Phalangichnus simulans* SCHMIDT, 1959, weist völlig den gleichen Typ der Erhaltung auf, wobei nur die Zehen I-IV oder II-IV eingedrückt sind sowie Hand und Fuß in ziemlich großen Abstand aufeinander folgen. Die Hand- und Fußabdrücke dieser Art sind aber wesentlich breiter. Auch *Phalangichnus* sp. aus der oberen Standenbühl-Formation von Nierstein ist deutlich größer.

Phalangichnus schmidti minor n. subsp.
(Taf. 8, Fig. 1; Taf. 10, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach der sehr geringen Größe.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 10, Fig. 2.

Locus typicus: Rožmitál, Niederschlesisches Becken (ČSSR).

Stratum typicum: Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation. Unterperm.

Diagnose: Unterscheidet sich nur durch die geringere Größe der Einzelabdrücke und die stets gleichen Zehenabstände von *Phalangichnus schmidti schmidti*. Breite der Hand- und Fußabdrücke: Meist 4-5, selten bis 6 mm. Abstand Hand-Fuß: 20 mm, "Gang"breite Hand 11-12 mm, "Gang"breite Fuß: 18 mm. Häufig sind bei den Handabdrücken hinter der Zehe III oder im unteren Bereich desselben noch zwei kleine ovale Abdrücke ausgebildet.

Vorkommen: Häufig in Rožmitál (Niederschlesisches Becken, ČSSR) im Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm. Aus dem Kalná-Horizont der Prosečné-Formation von Prosečné liegt dagegen nur ein Exemplar vor, das vielleicht eine juvenile Form von *Phalangichnus schmidti schmidti* n. sp. ist.

Gattung *Telichnus* n. gen.

Derivatio nominis: Willkürliche Wortbildung.

Typusart: *Ichnium brachydactylum* PABST, 1900.

Diagnose: Abdrücke plantigrad, pentadactyl. Zehen ziemlich lang, deutlich von der sehr stark abgesetzten Sohle abgesetzt, ihre Ansatzpunkte bilden einen mäßig konvexen Bogen. Zehe IV am längsten oder gleich lang wie Zehe III. Zehen meist leicht einwärts gebogen. Fuß stets hinter der Hand aufgesetzt, kein Übertreten. Fußlängen 15-36 mm. Schrittwinkel 75-100°. Stride 48-125 mm, Gangbreite 28-70 mm. Deutliche Schwanzschleifspur fast immer vorhanden.

Vorkommen: Obere Goldlauter-bis Oberhof-Formation des Thüringer Waldes, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation des Podkrkonosí-Beckens (ČSSR), Lebach-Gruppe bis untere Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Unterschiede zu *Gilmoreichnus* HAUBOLD, 1971, wurden bereits im Abschnitt 2. (5) diskutiert. Nur bei *Telichnus kablikae* GEINITZ & DEICHMÜLLER, 1982, ist die Schwanzschleifspur auch bei gut erhaltenen Formen nur schwach zu erkennen und fehlt vielfach ganz. Diese Art entfernt sich von der Typusart dadurch schon beträchtlich. Dagegen ist die dritte bisher bekannte *Telichnus*-Art, *Gilmoreichnus minimus* HAUBOLD, 1973, der Typusart recht ähnlich.

4. Biostratigraphische Auswertung der Tetrapodenfährten des Rotliegenden

Neben den zahlreichen taxonomischen Mängeln des bisherigen Systems der permokarbonischen Rotliegend-Tetrapodenfährten, von denen in der vorliegenden Arbeit einige bereinigt wurden und der Anpassung einiger Bestimmungen an vermeintliche stratigraphische Abfolgen und Einstufungen (vgl. hierzu kritische Ausführungen bei KOZUR, 1980 a), macht sich besonders der Mangel an gut eingestuftem Neuaufsammlungen störend bemerkbar. Die Arbeiten von HAUBOLD basierten ³⁾ fast ausschließlich auf der Auswertung von musealem Sammlungsmaterial ³⁾ und auf Literaturangaben. Diese sehr wichtige Aufarbeitung des reichen Sammlungsmaterials brachte bei der stratigraphischen Auswertung den Nachteil, daß gewisse Horizonte stark überrepräsentiert, andere dagegen stark unterrepräsentiert sind, was nicht nur an der Fährtenhäufigkeit der betreffenden Schichten, sondern auch an der unterschiedlichen Intensität und Dauer der Bemusterung bestimmter Horizonte vornehmlich durch Heimatforscher liegt. Welche Auswirkungen dies haben kann, soll an einem Beispiel erläutert werden.

Im Thüringer Wald sind nach der Aufarbeitung des Sammlungsmaterials durch HAUBOLD die obere Goldlauter-, die Oberhof- und die Tambach-Formation (hier nur Tambacher Sandstein) gegenüber allen anderen lithostratigraphischen Einheiten hinsichtlich ihrer Tetrapodenfährten "überrepräsentiert". Das führte beim Tambacher Sandstein in der Lokalität Bromacker dazu, daß dort in fast 100-jähriger intensiver Sammlungstätigkeit neben überaus reichen Funden von großen Fährten, die auch im Autunian vorkommen (*Ichniotherium cotta* und *Dimetropus leisnerianus*) und einigen Fährten des ebenfalls schon in der höheren Oberhof-Formation einsetzenden *Hardakichnium microdactylum* auch ⁴ (einschließlich Neufunde aus letzterer Zeit) Fährten von *Palmichnus tambachensis* (PABST) und *Tambachichnium schmidti* MÜLLER gefunden wurden, die nach HAUBOLD die "Saxonian" Basis markieren sollen.

Dagegen wurden aus dem Kalná-Horizont der Prosečné-Formation (oberste Libštát-Gruppe) des Podkrkonosí-Beckens, der an sich viel reicher an Fährten ist, als der Tambacher Sandstein, aber ungleich weniger untersucht wurde, bisher nur solche Formen verzeichnet, die auch im "Autunian" des Thüringer Waldes bekannt sind bzw. nahe verwandte Formen derselben. Aus diesem Horizont liegt nur ein Bruchteil soviel Sammlungsmaterial vor wie aus dem Tambacher Sandstein der Lokalität Bromacker.

Da im Sammlungsmaterial aus dem Kalná-Horizont nur "Autun"-Fährten im Sinne von HAUBOLD & KATZUNG, 1975, vorliegen, stuften diese Autoren auf Taf. 13 die obere Libštát-Gruppe auch wesentlich tiefer als die Tambach-Formation ein, und korrelierten den Kalná-Horizont mit der mittleren Oberhof-Formation, über der sie noch die obere Oberhof-Formation, die Rotterode-Formation, den Hornburger Fährtenhorizont und nach einer Lücke schließlich die Tambach-Formation folgen ließen, in welcher der Tambacher Sandstein eine mittlere Position einnimmt. In Wirklichkeit ist aber der Tambacher Sandstein älter und nicht wesentlich jünger als der Kalná-Horizont, wie HAUBOLD & KATZUNG, 1975, annahmen und wie das von allen nachfolgenden Autoren (auch von uns) zunächst kritiklos übernommen wurde.

³⁾ HAUBOLD, 1981, erwähnte in einer "Besprechung" der Arbeiten von KOZUR aus den FFH, daß er die Fossilien aus mehreren 100 Lokalitäten bearbeitet habe. Dabei handelt es sich im wesentlichen um Sammlungsmaterial aus den Museen Gotha, Schmalkalden und anderen Sammlungen, vor allem Sammlungen PABST, ARNHARDT, JACOBI, die auch einem der Autoren, KOZUR, bekannt sind. Neuaufsammlungen größeren Umfangs nahm HAUBOLD dagegen nicht vor.

Dieses bedeutende neue Ergebnis ließ sich durch unsere Fährtenaufsammlungen im Kalná-Horizont ziemlich rasch nachweisen und wird auch durch die Auswertung der Conchostracen-Faunen gestützt. Während man im Tambacher Sandstein trotz reichlicher Fährtenführung sicherlich Jahre brauchte, um die extrem seltenen "Saxon-Fährten" *Tambachichnium schmidti* und *Palmichnus tambachensis* aufzufinden, konnten wir im Kalná-Horizont von Prosečné bereits nach einer Stunde neben massenhaft *Saurichnites salamandroides* und *Protritonichnites lacertoides* mehrere Exemplare von *Anhomoiichnium* n. sp., *Palmichnus kalnaensis* n. sp., *Phalangichnus schmidti* n. sp. und *Tambachichnium* sp. nachweisen, ganz abgesehen davon, daß im Kalná-Horizont auch noch andere stratigraphisch jüngere Formen vorkommen und mehrere Arten Anklänge an jüngere Typen, wie *Laoporus* zeigen. Diese jüngeren Fährtentypen bilden im Kalná-Horizont durchaus einen prozentual beachtlichen Anteil, während der Anteil an "Saxonian-Fährten" im Tambacher Sandstein verschwindend gering ist und nur durch eine Serie glücklicher Umstände - den jahrzehntelangen Steinbruchbetrieb und die intensive Aufsammlung von Tetrapodenfährten während dieser Zeit - haben wir überhaupt Kenntnis von diesen Formen aus dem Tambacher Sandstein.

Auch heute noch ist das tiefere Rotliegende in ganz Europa unzureichend durch Neuaufsammlungen auf Tetrapodenfährten untersucht. Auch wir haben uns mit unseren Neuaufsammlungen vorerst auf das mittlere und höhere Rotliegende konzentriert, um die in diesem stratigraphischen Bereich besonders gravierenden Korrelationsprobleme einer Lösung näher zu bringen.

Nach dem heutigen Kenntnisstand lassen sich im Rotliegenden Europas mit Tetrapodenfährten 6 biostratigraphische Zonen bzw. Assemblage-Zonen unterscheiden, die nachfolgend definiert werden. Natürlich muß der biostratigraphische Charakter dieser Zonen im Unterschied zu den Conchostracen-Zonen des Rotliegenden (HOLUB & KOZUR, 1981, dieser Band) mit gewissen Vorbehalten gesehen werden. Man wird bei Tetrapodenfährten keine phylogenetischen Reihen aufstellen können, sondern nur die Aufeinanderfolge charakteristischer Assoziationen bewerten können. Da die Fährten aber von Tetrapoden erzeugt werden, spiegeln sie mit gewissen Einschränkungen auch deren Evolution wider. Wir haben uns bemüht, die einzelnen Zonen so abzugrenzen, daß sie in bestimmtem Umfang evolutive Stadien der jeweiligen Tetrapodenfaunen widerspiegeln und nicht bloß faziell bedingt Abfolgen von Tetrapodenfährten aufzeigen. Ob uns das in jedem Fall gelungen ist, müssen weitere umfassende Untersuchungen in allen Rotliegendenbecken Europas klären.

Zone TF I - *Dromopus* ? *gracilis*-Assemblage-Zone

Definition: Lebensbereich von *D. ? gracilis* (PABST) ohne *Batrachichnus hunecki* n. sp. und ohne *Amphisauroides* und *Telichnus brachydactylus* (PABST) sowie *T. minimus* (HAUBOLD).

Untergrenze: Aussetzen von *Batrachichnus hunecki* n. sp.; Einsetzen von *Dromopus ? gracilis*.

Obergrenze: Einsetzen der Gattung *Amphisauroides* und von *Telichnus brachydactylus* (PABST) und *T. minimus* (HAUBOLD)!

Begleitfauna (hier und im folgenden beziehen sich die Begleitfaunen immer nur auf die Tetrapodenfährten): *Anthichnium tetradactylum* (PABST), *Dimetropus leisnerianus* (GEINITZ), *Ichniotherium cottae* (PHLIG), *Limnopus haussei* (SCHMIDT), *Saurichnites intermedius* (FRITSCH), *S. salamandroides* (GEINITZ), nur im oberen Teil der Zone.

Stratigraphische Einstufung: oberstes Gzhelian (?), unteres Asselian s.l.

Vorkommen: Kusel-Gruppe und basale Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes, Manebach-Formation und basale Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes, Döhlen-Formation des Döhlener Beckens.

Bemerkungen: Die Fährtenfauna besteht meist nur aus *Dromopus ? gracilis*. Alle anderen Elemente sind recht selten. Die Untergrenze der gracilis-A.-Z. ist z.Z. noch nicht völlig gesichert. Typische Fährtenvergesellschaftungen aus dem höheren, aber nicht obersten Stefan, wie sie z.B. aus den Basissedimenten der Gehren-Formation des basalen Rotliegenden Thüringens (oberstes Stefan B oder basales Stefan C) oder aus der Keele-Gruppe von Großbritannien bekannt sind, führen kein *Dromopus ? gracilis* und selbst die Gattung *Dromopus* fehlt. HAUBOLD & SARJEANT, 1973, geben aus der Keele-Gruppe *Anthichnium salamandroides* (GEINITZ) (hierbei handelt es sich um *Anthichnium tetradactylum* oder *Anthichnium n. sp.*), *Anthichnium major* HAUBOLD & SARJEANT, *Batrachichnus alveleyensis* HAUBOLD & SARJEANT, *Limnopus rawi* HAUBOLD & SARJEANT, *Ichniotherium willsi* HAUBOLD & SARJEANT und *Dimetropus salopensis* HAUBOLD & SARJEANT an. Unsere Neuaufsammlungen aus den Gehrener Basissedimenten von Suhl und Zella-Mehlis (Thüringer Wald) lieferten *Batrachichnus hunecki* n. sp. und *Limnopus* sp. HAUBOLD, 1971 a, und HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, gaben aus den Basissedimenten der Gehren-Formation von Seligenthal *Anthichnium n. sp.*, *Notalacerta* n. sp., *Dromopus lacertoides* und *Gilmoreichnus brachydactylus* (PABST) (HAUBOLD, 1971 a) bzw. *Gilmoreichnus cf. brachydactylus* (PABST) (HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a) an. Die letzte Art wird bei HAUBOLD & SARJEANT, 1973 und HAUBOLD & KATZUNG, 1975, als gen. indet. bezeichnet. Offenbar liegen hier stratigraphische Fehleinstufungen vor und zumindest ein Teil der Sedimente könnte wesentlich jünger sein. Sicher nicht aus der oberen Stupná-Formation (= obere Syřenov-Formation = oberes Stefan B) stammt die Fauna, die HAUBOLD & KATZUNG, 1975, als *Anthichnium salamandroides*, *Amphisauropus latus*, *Dromopus lacertoides* und *Ichniotherium cottae* bestimmten. Es ist auch wenig wahrscheinlich, daß diese Fauna aus dem Ploužnice-Horizont (Stefan C, eventuell bis tieferes Stefan D) stammt. Wahrscheinlich liegen Verwechslungen von Fundpunkten in musealen Sammlungen vor. Somit konnte *Dromopus ? gracilis* (PABST), ja nicht einmal die Gattung *Dromopus* selbst, entgegen den Auffassungen bei HAUBOLD & KATZUNG, 1975, in sicherem Stefan C Europas nirgends nachgewiesen werden. Der älteste Vertreter von *Dromopus* (*Dromopus agilis* MARSH, 1894) stammt aus der unteren Wabaunsee-Gruppe von Kansas. Nach KOZUR, 1980 a, läßt sich die untere Wabaunsee-Gruppe mit dem Grenzbereich Stefan C/ Stefan D korrelieren. Damit wäre das älteste sicher eingestufte Vorkommen der Gattung *Dromopus* deutlich jünger als die Basissedimente der Gehren-Formation (oberstes Stefan B oder basales Stefan C). Die Keele-Gruppe dürfte nach KOZUR, 1980 a, noch etwas jünger sein als die Basissedimente der Gehren-Formation und zum Stefan C oder Stefan D gehören. Auch dort fehlt *Dromopus* noch. Das Einsetzen von *Dromopus ? gracilis* dürfte danach erst innerhalb oder sogar nach dem Stefan D erfolgen. *Dimetropus leisnerianus* wurde bereits im untersten Teil der gracilis-A.-Z. nachgewiesen. Diese Art könnte bei der später zu präzisierenden Festlegung der Untergrenze der gracilis-A.-Z. einige Bedeutung erlangen, da in der Keele-Gruppe mit *Dimetropus salopensis* die Vorläuferform von *D. leisnerianus* vorkommt.

Zone TF II - *Telichnus brachydactylus*-A.-Z.

Definition: Vorkommen von *T. brachydactylus*, *T. minimus* und *Amphisauroides*-Arten ohne *Hardakichnium microdactylum*.

Untergrenze: Einsetzen von *T. brachydactylus*, *T. minimus* und *Amphisauroides discessus*.

Obergrenze: Einsetzen von *Hardakichnium microdactylum*; Aussetzen von *Telichnus minimus*.

Begleitfaunen: *Amphisauroides concretus* HAUBOLD, *A. discessus* HAUBOLD, *Anthichnium tetradactylum* (PABST), *Dimetropus leisnerianus* (GEINITZ), *Dromopus ? gracilis* (PABST), *Ichniotherium cottae* (POHLIG), *Hyloidichnus ? arnhardi* HAUBOLD, *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ), *Saurichnites intermedius* FRITSCH, *S. salamandroides* GEINITZ, *Telichnus minimus* (HAUBOLD).

Stratigraphische Einstufung: Mittleres Asselian s.l. bis oberes Asselian s.l.

Vorkommen: Nowa Ruda-Formation des Niederschlesischen Beckens, Vrchlabí-Formation des Podkrkonoš-Beckens, Goldlauter-Formation (außer basalem Teil) bis mittlere Oberhof-Formation des Thüringer Waldes, Lebach-Gruppe (außer basalem Teil) bis untere Sötern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes.

Bemerkungen: Das Einsetzen der leitenden Formen der *brachydactylus*-A.-Z. erst in der oberen Goldlauter- oder gar Oberhof-Formation des Thüringer Waldes wird durch unzureichenden Untersuchungsgrad der älteren Schichten nur vorgetäuscht und ist z.T. auch faziell bedingt, da die Fährtenführung in der unteren Goldlauter-Formation spärlich ist. Außer ihrem basalen Teil kommen die wichtigsten Leitformen der *brachydactylus*-A.-Z. aber auch schon in der unteren Goldlauter-Formation vor. Auch Neuaufsammlungen im Saar-Nahe-Gebiet (FICHTER) zeigten, daß die "Leitformen" der oberen Goldlauter- und z.T. sogar der Oberhof-Formation des Thüringer Waldes bereits in der unteren Lebach-Gruppe vorkommen (noch nicht in der basalen Lebach-Gruppe), während nach Conchostracen noch die obersten Odernheimer Schichten etwas älter als die Oberhof-Formation sind. Testweise Neuaufsammlungen in der unteren Goldlauter-Formation erbrachten schon innerhalb kurzer Zeit den Nachweis solcher Arten, wie *Saurichnites salamandroides* GEINITZ (= *Amphisauropus*) und *Hyloidichnus ? arnhardi*, die nach HAUBOLD & KATZUNG, 1975, beide erst in der oberen Goldlauter-Formation einsetzen sollen.

Das Vorkommen von *Telichnus brachydactylus* (PABST) in der Hornburg-Formation dürfte auf einer Fehlbestimmung des sehr schlecht erhaltenen Materials beruhen (vgl. auch Bemerkungen zur TF-Zone IV!). Die jüngste *Telichnus*-Art, *T. kablikae* (GEINITZ & DEICHMÜLLER) aus dem Kalná-Horizont weicht schon deutlich von *T. brachydactylus* ab. Die Index-Art *T. brachydactylus* (PABST) reicht allerdings in die nachfolgende Zone hinein, kommt aber anscheinend nur in deren unteren Teil vor. *T. minimus* wurde dagegen oberhalb der *brachydactylus*-A.-Z. noch nicht nachgewiesen, was aber an der Seltenheit der Form liegen könnte. Auch das echte *Anthichnium tetradactylum* (PABST) wurde oberhalb der *brachydactylus*-A.-Z. noch nicht nachgewiesen.

Da *Hardakichnium microdactylum* (PABST), die Index-Art der nächst jüngeren Zone, ganz allgemein selten ist, erfordert die Abgrenzung zwischen der *brachydactylus*-A.-Z. und der *microdactylum*-Zone stets umfangreiche Neuaufsammlungen.

Zone TF III - Hardakichnium microdactylum-Zone

Definition: Lebensbereich von *H. microdactylum* (PABST).

Untergrenze: Einsetzen von *H. microdactylum*; Aussetzen von *Telichnus minus* (HAUBOLD).

Obergrenze: Aussetzen von *H. microdactylum*; Einsetzen der Gattungen *Anhomoiichnium*, *Chelichnus*, *Devipes*, *Phalangichnus*.

Begleitfauna: *Dimetropus leisnerianus* (GEINITZ), *Dromopus ? gracilis* (PABST), meist selten, *Hyloidichnus ? arnhardti* HAUBOLD, *Ichniotherium cottae* (POHLIG), *Palmichnus tambachensis* (PABST), extrem selten, nur im oberen Teil, *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ), *Saurichnites intermedius* FRITSCH, *S. salamandroides* GEINITZ (= *Amphisauropus imminutus*), *Tambachichnium schmidti* MÜLLER, extrem selten, nur im oberen Teil, *Telichnus brachydactylus* (PABST), nur im unteren Teil.

Stratigraphische Einstufung: Basales Unterperm (Sakmarian).

Vorkommen: Furche von Boskovice: Niveau Obora, Thüringer Wald: obere Oberhof-Formation bis Tambacher Sandstein der Tambach-Formation, Saar-Nahe-Gebiet: obere Sötern und Wadern-Formation (nach Angaben von FICHTER, Mainz), Gargalon (NE von Frejus, Südfrankreich), unmittelbar oberhalb der obersten Rhyolite (P 4) aber noch unter den jüngsten Vulkaniten.

Bemerkungen: Mit der *microdactylum*-Zone, speziell ab ihrem oberen Teil beginnt bei zunehmender Aridisierung und mehrfachem Wechsel von semihumiden bis semiariden Bildungsbedingungen auch eine verstärkte fazielle Differenzierung der Tetrapodenfaunen (und damit auch der Fährtenfaunen). So fehlt in den reichen Fährtenfaunen des Tambacher Sandsteins *Protritonichnites lacertoides* völlig, obwohl er darunter allgemein und darüber zumindest lokal sehr häufig auftritt. Offensichtlich wurde das zuvor weite Verbreitungsareal einiger Arten auf bestimmte regionale Areale (z.T. wohl von oasenartigem Charakter) eingengt. Wohl verbunden mit dieser klimatischen Umstellung entwickeln sich einige neue Formen (oder sie wandern ein), zu denen *Hardakichnium microdactylum* ebenso gehört wie die überaus seltenen und bisher nur von der Lokalität Broacker bei Tambach bekannten Arten *Palmichnus tambachensis* und *Tambachichnium schmidti*. Insbesondere *Palmichnus tambachensis* leitet bereits zu der nächst höheren Zone über, in der Gattungen wie *Palmichnus*, *Phalangichnus*, *Anhomoiichnium* etc. bereits zu einem häufigeren Faunenelement werden.

Zone TF IV - Phalangichnus schmidti - Anhomoiichnium staigeri - Serripes dolloi-Assemblage-Zone

Definition: Gemeinsames Vorkommen von *Saurichnites salamandroides* und *Protritonichnites lacertoides* mit den "jüngeren" Gattungen *Anhomoiichnium*, *Devipes*, *Diversipes*, cf. *Chelichnus*, *Palmichnus*, *Phalangichnus* und *Serripes*.

Untergrenze: Aussetzen von *Hardakichnium microdactylum* (PABST); Einsetzen der Gattungen *Anhomoiichnium*, *Crenipes*, *Devipes*, *Diversipes*, cf. *Chelichnus*, *Phalangichnus*.

Obergrenze: Einsetzen reicher *Laoporus*-Faunen (*Laoporus nobeli*-Gruppe)

Begleitfaunen: *Amphisauroides ? transitus* n. sp., cf. *Chelichnus* sp., *Crenipes abrectus* HEYLER & LESSERTISSEUR, *Devipes caudatus* HEYLER & LESSERTISSEUR, *D. decessus* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *Distopus divergens* HEYLER & LESSERTISSEUR, *Dimetropus leisnerianus* (GEINITZ), *Diversipes proclivis* HEYLER & LESSERTISSEUR, *Diversipes regularis* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *Fichterichnus pulcher* n. gen. n.

sp., *Hyloidichnus major* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *Hyloidichnus minor* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *Ichniotherium cottae* (POHLIG), *Laoporus* sp., *Palmichnus obscurus* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *P. kalnaensis* n. sp., *Nanipes minutus* HEYLER & LESSERTISSEUR, *Ophistopus ellenbergeri* HEYLER & LESSERTISSEUR, *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ), *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, *Tambachichnium* sp., *Telichnus kablikae* (GEINITZ & DEICHMÜLLER).

Stratigraphische Einstufung: (Unteres) Artinskian.

Vorkommen: Obere Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham (Großbritannien), Saxonien inférieure des Lodève-Beckens, Gonfaron (Südfrankreich), obere Standenbühl-Formation (obere Rötelschiefer) des Saar-Nahe-Gebietes, obere Hornburg-Formation des SE-Harzrandes, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation des Podkrkonoš-Beckens (ČSSR), Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens (ČSSR).

Bemerkungen: Für die obere Enville-Gruppe geben HAUBOLD & KATZUNG, 1975, eine Fährtenfauna an, die eigentlich für die TF-Zone II (brachydactylus-A.-Z.) charakteristisch wäre und sie korrelieren die obere Enville-Gruppe auch mit der Oberhof-Formation des Thüringer Waldes. Folgende Tetrapodenfährten geben sie aus der oberen Enville-Gruppe an: *Anthichnium salamandroides*, cf. *Amphisauropus latus*, *Dromopus lacertoides*, *Dimetropus leisnerianus*, *Gilmoreichnus brachydactylus* und *Ichniotherium cottae*. Ein Teil dieser Bestimmungen beruht auf Fehlbestimmungen. So ist *Telichnus brachydactylus* (PABST) ganz sicher nicht vorhanden. Die bei HAUBOLD & SARJEANT, 1973, auf Taf. 7 abgebildete Fährte läßt außer der Schwanzschleifspur und rechts daneben befindlichen länglichen Abdrücken nichts erkennen. An diesen länglichen Abdrücken ist nicht einmal der Umriß von Hand und Fuß differenziert. Aber nicht alle Fährten mit Schwanzschleifspur aus dem Rotliegenden gehören zu *T. brachydactylus*. Die länglichen Abdrücke sind offenbar immer ein Hand/Fuß-Paar. Nach den Abmessungen der Fährte könnte es sich durchaus auch um eine schlecht erhaltene Fährte von *Devipes caudatus* handeln. In ähnlicher Erhaltung (neben gut erhaltenen Formen) liegt diese Art aus dem Kalná-Horizont vor, wobei innerhalb einer Fährte der Übergang zu besserer Erhaltung und Bestimmbarkeit auftreten kann. Die Gesamtbreite der Fährtenzüge von *Devipes caudatus* ist geringer als bei *Telichnus brachydactylus*. Die hier diskutierte Fährte aus der oberen Enville-Gruppe muß als gänzlich unbestimmbar angesehen werden. Die Zuordnung zu *Devipes* ist aber wahrscheinlicher als die Zuordnung zu *Telichnus* (= *Gilmoreichnus* sensu HAUBOLD). Weit besser erhalten ist das Material aus einer Bohrung, das HAUBOLD & SARJEANT, 1973, auf Taf. 8 abbilden. Die Bestimmung dieser Form als *Gilmoreichnus brachydactylus* erscheint uns ganz unverständlich. Mit *Telichnus brachydactylus* (PABST) hat diese Fährte nur die Schwanzschleifspur gemeinsam. Die Fußlänge beträgt 15 mm, die Handlänge 11 mm. Die Hand/Fuß-Abdrücke sind damit gleich groß (Fuß) bzw. sogar geringfügig kleiner als bei *T. minimus* (HAUBOLD) und damit wesentlich kleiner als bei *T. brachydactylus* (PABST). HAUBOLD, 1973, S. 19 schreibt selbst zu "*Gilmoreichnus*" *minimus*: "*G. minimus* rechtfertigt wegen seiner Kleinheit, 15 mm Fußlänge, und seines gegenüber *G. brachydactylus* zurückliegenden und auswärts gerichteten V. Fußzehs eine gesonderte Art." Die bei HAUBOLD & SARJEANT, 1973, Taf. 8 abgebildete Fährte entspricht nicht einmal der Gattungsdiagnose von *Gilmoreichnus* (und auch nicht von *Telichnus*, zu dem die europäischen *Gilmoreichnus*-Arten HAUBOLDs gehören). Nicht nur die Zehen sind anders angeordnet, die Sohle ist auch nur ganz schwach eingedrückt, z.T. sind nur die Zehen eingedrückt. Lediglich in der Bildmitte scheint bei einem Abdruck die Sohle etwas kräftiger eingedrückt zu sein; es handelt sich

aber um einen "Regentropfeneindruck". Die bei HAUBOLD & SARJEANT, 1973, auf Taf. 8 abgebildete Fährte stimmt dagegen in der Größe, der Ausbildung und Lage der Zehen und den schwach eingedrückten Sohlen völlig mit *Crenipes abrectus* HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, aus dem Saxonien inférieure von Lodève überein und wird hier auch zu dieser Art gestellt. Die z.T. nach innen weisenden Handachsen sind bei HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, auf Taf. 3, Fig. 2 nur an wenigen Abdrücken zu erkennen. Im allgemeinen sind die Handachsen in Fortbewegungsrichtung gelegen. "*Gilmoreichnus*" *brachydaetylus* (PABST), ist also aus der Faunenliste der oberen Enville-Gruppe zu streichen und dafür *Crenipes abrectus* HEYLER & LESSERTISSEUR zu ergänzen.

Auf Taf. 7 bei HAUBOLD & SARJEANT, 1973, soll neben "*Gilmoreichnus*" *brachydaetylus* auch *Anthichnium salamandroides* (GEINITZ) vorkommen. Die relativ gut erhaltenen Fährten zeigen aber weder Beziehungen zur Gattung *Anthichnium* noch zu *Saurichnites salamandroides* (GEINITZ) (= *Amphisauropus imminutus* HAUBOLD). Von der letzteren Art unterscheiden sie sich durch die viel längeren Zehen, die in knotenartigen Verdickungen enden. Beides ist für *Saurichnites salamandroides* sehr untypisch, der kurze Zehen besitzt und dessen Hand- und Fußabdrücke breiter als lang sind. Die bei HAUBOLD & SARJEANT, 1973, auf Taf. 7 als *Anthichnium salamandroides* bestimmten Formen weisen viel größere Ähnlichkeit mit *Hyloidichnus minor* (HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963) auf - vgl. Fig. 22 bei HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963 - und sind wohl mit dieser Art identisch.

Ein Teil der Fährten vom Typ H₅ bei HARDAKER, 1912, aus der oberen Enville-Gruppe gehört sicher zu *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ). Der bei HARDAKER, 1912, auf Fig. 26 abgebildete Typ, bei dem der Zehe V an der Basis von Zehe IV abzweigt, gehört dagegen vielleicht zu *Phalangichnus*.

Vom Typ H₆ nach HARDAKER, 1912, aus der oberen Enville-Gruppe liegt auch eine Fährte aus dem Kalná-Horizont vor (Museum Nová Paka). Die sehr kleinen Abdrücke von Hand und Fuß sind annähernd gleich groß. Innerhalb der Fährten können sie sich gegenüber liegen oder auch alternieren. Abgesehen von der relativ geringen Gangbreite stimmen diese Formen schon recht gut mit *Chelichnus* der *duncani*-Gruppe überein. Ob sie überhaupt von der Gattung *Chelichnus* abgetrennt werden können, ist fraglich, zumal die Formen aus dem Kalná-Horizont bei sonst perfekter Übereinstimmung mit H₆ HARDAKER, 1912, 24 mm Gangbreite und damit in Anbetracht der geringen Größe (Fußlänge 8 mm) schon eine erhebliche Gangbreite aufweisen. Abgesehen von der fehlenden Schwanzschleifspur ist die Fährte H₆ HARDAKER auch *Devipes caudatus* recht ähnlich. In der Größe würde sie im unteren Variationsbereich dieser Art liegen bzw. etwas kleiner sein.

H₆ HARDAKER, 1912, aus der oberen Enville-Gruppe wird hier provisorisch zu *Devipes* aff. *caudatus* HEYLER & LESSERTISSEUR gestellt. Nach den obigen Bemerkungen können in der oberen Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham folgende Arten nachgewiesen werden: *Crenipes abrectus* HEYLER & LESSERTISSEUR, *Devipes* aff. *caudatus* oder cf. *Chelichnus* sp., *Dimetropus leisnerianus* (GEINITZ), *Hyloidichnus minor* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *Ichniotherium cottae* (POHLIG), *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ).

Diese Fauna ist beträchtlich jünger als jene aus der Oberhof-Formation, mit der sie HAUBOLD & KATZUNG, 1975, korrelierten. Sie läßt sich recht gut mit den Fährtenfaunen des Saxonien inférieure des Lodève-Beckens vergleichen. Ähnlichkeit besteht auch zu der Fährtenfauna des Kalná-

Horizonts des Podkrkonoš-Beckens. Damit gehört die Fährtenfauna der oberen Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham sicher zur TF-Zone IV (schmidti-staigeri-dolloi-A.-Z.). Besonders interessant ist in diesem Zusammenhang die Tatsache, daß nach HARDAKER, 1912, auch in Hamstead die Arthropodenfährten sehr häufig sind (häufiger als die Tetrapodenfährten). Diese Erscheinung ist im Niveau der TF-Zone IV sehr häufig anzutreffen und recht charakteristisch (vgl. HOLUB & KOZUR, 1981, dieser Band). Die bei HARDAKER, 1912, abgebildeten Arthropodenfährten gehören zur Gattung *Pirandikus* HOLUB & KOZUR, 1981, und vermitteln zwischen Formen aus dem Vižňov-Horizont (*P. unistriatus* HOLUB & KOZUR, 1981) und *Pirandikus* ? n. sp. (Typ N 1 nach BOY, 1976) aus der oberen Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes.

Auch aus der oberen Hornburg-Formation des SE-Harzrandes führten HAUBOLD & KATZUNG, 1975, eine eher altertümlische Fährtenfauna an (*Amphisauropus latus*, *A. imminutus*, *Dromopus lacertoides* und *Gilmoreichnus* cf. *brachydactylus*). Die Bestimmung von "*Gilmoreichnus*" cf. *brachydactylus* ist anzuzweifeln, die 3 anderen Arten (nach der revidierten Taxonomie *Saurichnites intermedius* FRITSCH, *S. salamandroides* GEINITZ und *Protritonichnites lacertoides*) könnten in diesem stratigraphischen Niveau vorkommen. Das Material, das HAUBOLD & KATZUNG, 1975, aus der oberen Hornburg-Formation vorlag, ist sehr schlecht erhalten und eigentlich für taxonomische Bestimmungen ungeeignet. Offensichtlich wurden die fossilreichen Lokalitäten von HAUBOLD & KATZUNG nicht gründlich untersucht, denn auch in der oberen Hornburg-Formation kommen ähnlich junge Fährtenelemente vor, wie im Kalná-Horizont oder in der oberen Standenbühl-Formation, wovon wir uns schon bei einer kurzen Sammelexkursion überzeugen konnten. Da die Fährten der betreffenden Lokalitäten von Herrn Dipl.-Geol. H. WALTER, Freiberg, untersucht werden, soll auf diese Faunen hier nicht eingegangen werden. Auch zu den Fährtenvorkommen des Lodève-Beckens ist eine kurze Bemerkung nötig. HAUBOLD & KATZUNG, 1975, geben unter Berufung auf HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, zwei Faunen an, eine reiche aus grauen Schichten der Assise de transition und eine ärmere aus dem Saxonien inférieure. HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, stuften aber ausdrücklich die gesamte Fauna in das Saxonien inférieure ein. Sie schrieben auch, daß alle Fährten aus roten oder violetten Schichten stammen. Von grauen Schichten ist nur im Zusammenhang mit dem "Autunien" die Rede, aus dem aber keine Fährten stammen.

In der TF-Zone IV (schmidti-staigeri-dolloi-A.-Z.) kommt es zu tiefgreifenden Änderungen der Tetrapodenfährten-Faunen. Mit *Anhomoiichnium*, *Chelichnus*, *Laoporus* und *Phalangichnus* setzen Gattungen ein, die ihre Blüte erst im obersten Rotliegenden (Mittelperm) erleben. Auch *Palmichnus* ist ein Element, das im Mittelperm aufblüht, aber diese Gattung ist schon in der oberen TF-Zone III ganz vereinzelt vorhanden. Zu diesen jüngeren Elementen gesellen sich noch eine Anzahl Gattungen, die weder aus älteren, noch aus jüngeren Schichten bekannt sind, wie *Crenipes*, *Devipes*, *Distopus*, *Diversipes*, *Fichterichnus*, *Ophistopus*, *Serripes*. Bis auf *Fichterichnus* waren diese Gattungen bisher nur aus Saxonien inférieure des Lodève-Beckens bekannt. Inzwischen konnten aber *Crenipes*, *Devipes*, *Diversipes* und *Serripes* auch außerhalb des Lodève-Beckens z.T. häufig nachgewiesen werden. Die faziell bedingten Differenzierungen der Tetrapodenfährten haben aber in der TF-Zone IV stark zugenommen, so daß einige Gattungen durchaus auf kleinere Areale beschränkt sein könnten und dadurch nicht Altersunterschiede angezeigt werden.

TF-Fauna V

Eine bisher nur im unteren Teil der unteren Tonschiefer der Eisenach-Formation des nordwestlichen Thüringer Waldes nachgewiesene sehr arme Fauna besteht aus *Laoporus* der *nobeli*-Gruppe und *Saurichnites* sp.. Es dürfte sich um eine Fauna mit *Laoporus*-Dominanz ähnlich derjenigen des Coconio-Sandsteins handeln, doch treten mit *Saurichnites* auch noch ältere Elemente auf, wodurch auch noch Anklänge an die TF-Zone IV auftreten. Insgesamt ist die TF-Fauna V viel zu schlecht belegt, um die Unterschiede zu den TF-Zonen IV und VI diskutieren zu können.

TF-Zone VI - *Chelichnus duncani*-Zone

Definition: Lebensbereich von *Chelichnus duncani* OWEN zusammen mit dominierend weiteren *Chelichnus*-Arten, *Anhomoichnium*, *Palmichnus* und *Phalangichnus*.

Untergrenze: Einsetzen von *Chelichnus duncani* OWEN, *Phalangichnus alternans* SCHMIDT, *Anhomoichnium diversum* (SCHMIDT)

Obergrenze: Aussetzen der meisten *Chelichnus*- und *Laoporus*-Arten; Einsetzen von *Phalangichnus perwangeri* CONTI et al., *Paradoxichnium ? pallinii* (CONTI et al.) und *Pachypes dolomiticus* LEONARDI et al.

Begleitfaunen: *Anhomoichnium diversum* (SCHMIDT), "*Barypodus*" (n. gen. A) *gravis* SCHMIDT, "*Barypodus*" (n. gen. A) *mildei* SCHMIDT, *Chelichnus ambiguus* JARDINÉ, *Chelichnus bucklandi* JARDINÉ, *Chelichnus leyelli* (HARKNESS), *Chelichnus pricei* DELAIR, *Harpagichnus acutus* SCHMIDT, *Laoporus ? robustus* (DELAIR), *Palmichnus renisus* SCHMIDT, *Phalangichnus alternans* SCHMIDT, *Phalangichnus simulans* SCHMIDT.

Stratigraphische Einstufung: Tieferes Mittelperm (oberstes Rotliegendes).

Vorkommen: Weißliegendes vom Ostharrstrand, Cornberger Sandstein (Richelsdorfer Gebirge, BRD), Penrith-Sandstein (Cumberland, Großbritannien), Dumfries, Lochmaben (Südwestschottland).

Bemerkungen: Die TF-Zone VI ist durch ihre Dominanz von *Chelichnus*-Arten zusammen mit anderen "jungen" Gattungen wie *Anhomoichnium*, *Palmichnus*, *Phalangichnus* und *Harpagichnus* charakterisiert. Echte *Laoporus*-Fährten sind bereits selten. Die meisten von HAUBOLD, 1973, zu dieser Gattung gestellten Formen gehören nicht zu *Laoporus*. Meist handelt es sich um eine neue Gattung (n. gen. A), wie schon SCHMIDT, 1959, richtig andeutete.

Die Abgrenzung gegen ältere Fährtenfaunen des Rotliegendes bereitet keine Schwierigkeiten. Zur Fährtenfauna des Tambacher Sandstein besteht, wie schon SCHMIDT, 1959, richtig erkannte, keine Beziehung. Die gegenteiligen Ausführungen bei HAUBOLD, 1973, S. 15 und HAUBOLD & KATZUNG, 1975, S. 100 sind sachlich nicht begründet (vgl. KOZUR, 1980 a, S. 119). Selbst die TF-Zone IV und die TF-Fauna V, die noch jünger als der Tambacher Sandstein (TF-Zone III) sind, lassen sich sehr deutlich von der TF-Zone VI unterscheiden.

Dagegen sind die Unterschiede zur Zone VII mehr regional-fazieller Natur. In beiden Zonen dominieren "junge" Gattungen, darunter treten jedoch in der TF-Zone VII einige neue Typen auf, wie *Tridactylchnium* und *Pachypes*. Das Dominieren lacertoider Fährten (im wesentlichen *Phalangichnus perwangeri* und *Paradoxichnium ? pallinii*) ist dagegen faziell bedingt.

TF-Zone VII - Phalangichnus perwangeri-Zone

Definition: Vorkommen von *Ph. perwangeri* CONTI et al., *Paradoxichnium ? pallinii* (CONTI et al.) und *Tridactylichnium leonardii* CONTI et al.

Untergrenze: Aussetzen der Gattungen *Palmichnus* und *Anhomoichnium*, Änderung des gesamten Artbestandes der Gattungen *Chelichnus* und *Phalangichnus*; Einsetzen der Gattungen *Pachypes* und *Tridactylichnium*, Einsetzen von *Phalangichnus perwangeri* CONTI et al. und *Paradoxichnium ? pallinii* (CONTI et al.)

Obergrenze: Schwach dokumentiert. In der sehr spärlich bekannten TF-Fauna VIII sind die Arten der TF-Zone VII nicht mehr vorhanden. Eventuell könnte das Einsetzen von *Paradoxichnium problematicum* MÜLLER von Bedeutung sein, das sich anscheinend an *Paradoxichnium ? pallinii* (CONTI et al.) anschließt.

Begleitfaunen: *Chelichnus* sp., *Ichniotherium* cf. *cottae* (POHLIG), *Laoporus ?* sp., *Pachypes dolomiticus* LEONARDI et al., *Paradoxichnium ? pallinii* (CONTI et al.), *Protroitichnites lacertoides* (GEINITZ) ?, *Tridactylichnium leonardii* CONTI et al., n. gen. B (*Chirotherium* sp. nach CONTI et al., vielleicht morphologische Übergangsform zwischen *Ichniotherium* und *Chirotherium*).

Stratigraphische Einstufung: Höheres Mittelperm (Capitanien).

Vorkommen: Bisher nur in der Val Gardena-Formation (höherer Teil) nachgewiesen. In Mitteleuropa sind die zeitlichen Äquivalente wohl im wesentlichen in der Lücke zwischen Rotliegendem und Zechstein enthalten und daher wohl auch künftig kaum nachweisbar.

Bemerkungen: Siehe unter TF-Zone VI.

TF-Fauna VIII

Die TF-Fauna VIII ist bisher kaum dokumentiert. Aus dem kontinentalen Zechstein (Oberperm der Dreigliederung) sind lediglich *Paradoxichnium problematicum* und "*Chelichnus*" (n.gen. A ?) *hicklingi* NOPSCA bekannt. Sollte sich *P. problematicum* wirklich an *P. ? pallinii* (CONTI et al.) anschließen, wäre eine gute Abgrenzung gegen die TF-Zone VII möglich. Zur TF-Fauna VIII werden hier auch die Fährtenfunde aus dem höheren Perm Tunesiens (NEWELL et al., 1976) und aus dem höheren Perm des Balatonhochlandes (MAJOROS, 1964 und KASZAP, ¹⁾1968) gestellt. In beiden Gebieten tritt eine sehr interessante und übereinstimmende Fährte auf. Die Form aus dem Balatonhochland bezeichnete HAUBOLD, 1973, als ? *Ichniotherium* sp. Mit *Ichniotherium* hat dieser Einzelabdruck aber keine Ähnlichkeit. Die Zehen sind bogenförmig angeordnet und divergieren dabei unter einem Winkel, der zwischen zwei Zehen jeweils etwa gleich ist. Von Zehe I bis zur Zehe III nimmt die Länge kontinuierlich zu, Zehe IV ist etwa so lang wie Zehe II oder liegt in der Länge zwischen Zehe I und II. Es handelt sich um eine neue Gattung, die für das obere Perm (aber möglicherweise nur für dessen primär südliche Teile) sehr bezeichnend ist und an anderer Stelle beschrieben werden soll. *Procolophonichnium* NOPSCA, 1923, unterscheidet sich von dieser neuen Gattung durch die stark hervortretenden Zehe IV und den von dieser unter etwa 90° abgespreizten Zehe V.

Die Fährtenfundstelle in Tunesien liegt über Fusuliniden-führendem höheren Mittelperm. Sie kann daher nicht älter als das oberste Mittelperm

¹⁾ Diese Arbeit wird bei HAUBOLD, 1973, unter dem Vornamen des Autors (ANDRÁS, K.) zitiert.

sein; ihre stratigraphische Abgrenzung nach oben ist unklar. Die Fährtenfundstelle im Balatonhochland liegt in Schichten mit "Zechstein"-Sporomorphem. Sie kann daher ebenfalls nicht älter als oberstes Mittelperm sein. Die Überlagerung der Schichten durch marine Untertrias begrenzt den Fährtenhorizont stratigraphisch hier auch nach oben. Eine Überschneidung der Faunen mit der hier diskutierten neuen Gattung mit dem oberen Teil der TF-Zone VII (perwangeri-Zone) kann noch nicht ganz ausgeschlossen werden. Wahrscheinlicher ist aber ein oberpermisches Alter.

Literaturverzeichnis

Das Literaturverzeichnis findet sich bei HOLUB & KOZUR: Korrelation des Rotliegenden Europas.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck (in Druck).

Tafelerläuterungen

Wenn nicht anders angegeben wird, befindet sich das Belegmaterial in der Sammlung des ÚÚG Praha. Mit F-... werden die Archiv-Negativ-Nummern des ÚÚG angegeben.

TAFEL 1

Fig. 1,2: *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40366, Slgs.-Nr. HK 1981/2; Fig. 1 : verkleinert, Maßstab 2 cm; Fig. 2 : schwach vergrößerter Ausschnitt aus der Fährte. 5 Zehen an den Handabdrücken deutlich erkennbar, V = 1,2 x

TAFEL 2

Fig. 1,2: *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ, 1861), Positiv- und Negativabdruck, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm; Fig. 1: F-40363, Slgs.-Nr. HK 1981/8a/8b, Fortbewegungsrichtung im Bild von links unten nach rechts oben; Fig. 2: F-40365, Slgs.-Nr. HK 1981/1, Fortbewegungsrichtung im Bild von links oben nach rechts unten. Kleinste Unterteilung des Maßstabs: 1 mm

TAFEL 3

Fig. 1,2: *Anhomoiichnium* n. sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, Maßstabeinteilung : 1 mm; Fig. 1: F-40354, Slgs.-Nr. HK 1981/4, Pfeil rechts im Bild weist auf die schwach eingedrückte Zehe IV; Fig. 2: Gegendruck, F-30350, Slgs.-Nr. HK 1981/44, Hand-Fuß-Paar, Pfeile links im Bild weisen auf die schwach eingedrückte Zehe IV bzw. auf den Krallenabdruck der Zehe IV (Pfeil links außen).

TAFEL 4

Fig. 1: *Phalangichnus schmidti* n. sp., Einzelabdruck, Zehe V andeutungsweise erhalten (Pfeil), Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40851, Slgs.-Nr. HK 1981 II-1 b, Maßeinheit : 1 mm

Fig. 2: *Anhomoiichnium* n. sp., Pfeil verweist auf den Krallenabdruck der Zehe IV, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-403357, Slgs.-Nr. HK 1981/44, Maßstab 2 cm, kleinste Unterteilung : 1 mm

- Fig. 3: *Palmichnus kalnaensis* n. sp., Holotypus, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40902, Slgs.-Nr. HK 1981/7, Maßstab : Kleine Einheit : 1 mm, große Einheit : 5 mm
- Fig. 4: *Tambachichnium* sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, F-40843, Slgs.-Nr. HK 1981 II-3 a, Maßeinteilung: 1 mm

TAFEL 5

- Fig. 1: *Devipes caudatus* HEYLER & LESSERTISSEUR, 1963, schlechte, aber recht charakteristische Erhaltung für diese Art, Schwanzschleifspur nur schwach zu erkennen, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40881, Slgs.-Nr. HK 1981 II-27, Maßstab 2 cm, kleinste Unterteilung 1 mm
- Fig. 2: *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ, 1861), schlechte, aber sehr charakteristische Erhaltung für diese Art, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40903, Slgs.-Nr. HK 1981 II/83, Maßstab 2 cm, kleinste Unterteilung : 1 mm

TAFEL 6

- Fig. 1,3: *Batrachichnus hunecki* n. sp., Holotypus, Positiv- und Negativ-Abdruck, Suhl "Himmelreich", basale Gehren-Formation, basales Rotliegendes, höheres Stefan (Gzhelian), Sammlung Dr.-Ing. M. HUNECK, Ilmenau, Maßstab 1 cm, kleinste Unterteilung: 1 mm
- Fig. 2: *Phalangichnus schmidti* n. sp., Gegendruck zum Einzelabdruck auf Taf. 4, Fig. 1, Zehe V undeutlich erhalten (Pfeil), Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-49850, Slgs.-Nr. HK 1981 II-1 a, Maßstabeinheit : 1 mm
- Fig. 4: *Saurichnites salamandroides* GEINITZ, 1861, 5 Zehen des Handabdrucks deutlich erkennbar, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40897, Slgs.-Nr. HK 1981 II-28 b, kleine Maßstabeinheit : 1 mm

TAFEL 7

- Fig. 1-3: *Fichterichnus pulcher* n. gen. n. sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm; Fig. 1,2: Positiv- und Negativabdruck des Holotypus, kleine Maßstabeinheit : 1 mm; Fig. 1: F-40878, Slgs.-Nr. HK 1981 II-25 b; Fig. 2: F-40877, Slgs.-Nr. HK 1981 II-25 a; Fig. 3: Einzelabdrücke, F-40880, Slgs.-Nr. HK 1981 II-26 b, Maßstabeinteilung : 1 mm

TAFEL 8

- Fig. 1: *Phalangichnus schmidti minor* n. subsp., Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm, F-40812, Slgs.-Nr. HK 1981 II-47, Maßstabeinteilung : 1 mm
- Fig. 2,3: *Amphisauroides ? transitus* n. sp., Holotypus, Positiv- und Negativabdruck, Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm; Fig. 2: F-40359, Slgs.-Nr. HK 1981/66, Maßstabeinteilung : 1 mm; Fig. 3: F-40898, Slgs.-Nr. HK 1981 II-28 b, kleine Einteilung auf dem Maßstab : 1 mm

TAFEL 9

- Fig. 1,2: *Phalangichnus schmidti schmidti* n. sp., Holotypus, Positiv- und Negativabdruck, Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm, Maßstabeinteilung : 1 mm; Fig. 1: F-40786, Slgs.-Nr. HK 1981 II-66; Fig. 2: F-40760, Slgs.-Nr. HK 1981 II-51

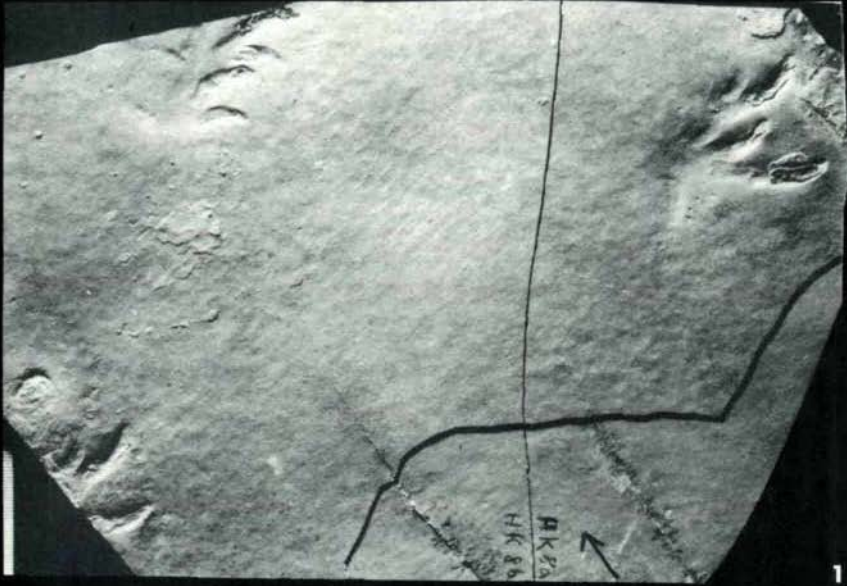
TAFEL 10

- Fig. 1: *Phalangichnus schmidti schmidti* n. sp., Prosečné, Kalná-Horizont der Prosečné-Formation, Unterperm, F-40883, Slgs.-Nr. HK 1981 II-28 a, kleine Maßstabeinheit : 1 mm, große Maßstabeinheit : 5 mm
- Fig. 2: *Phalangichnus schmidti minor* n. supsp., Holotypus, Rožmitál, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation, Unterperm F-40841, Slgs.-Nr. HK 1981 II-42, Maßstabeinheit : 1 mm

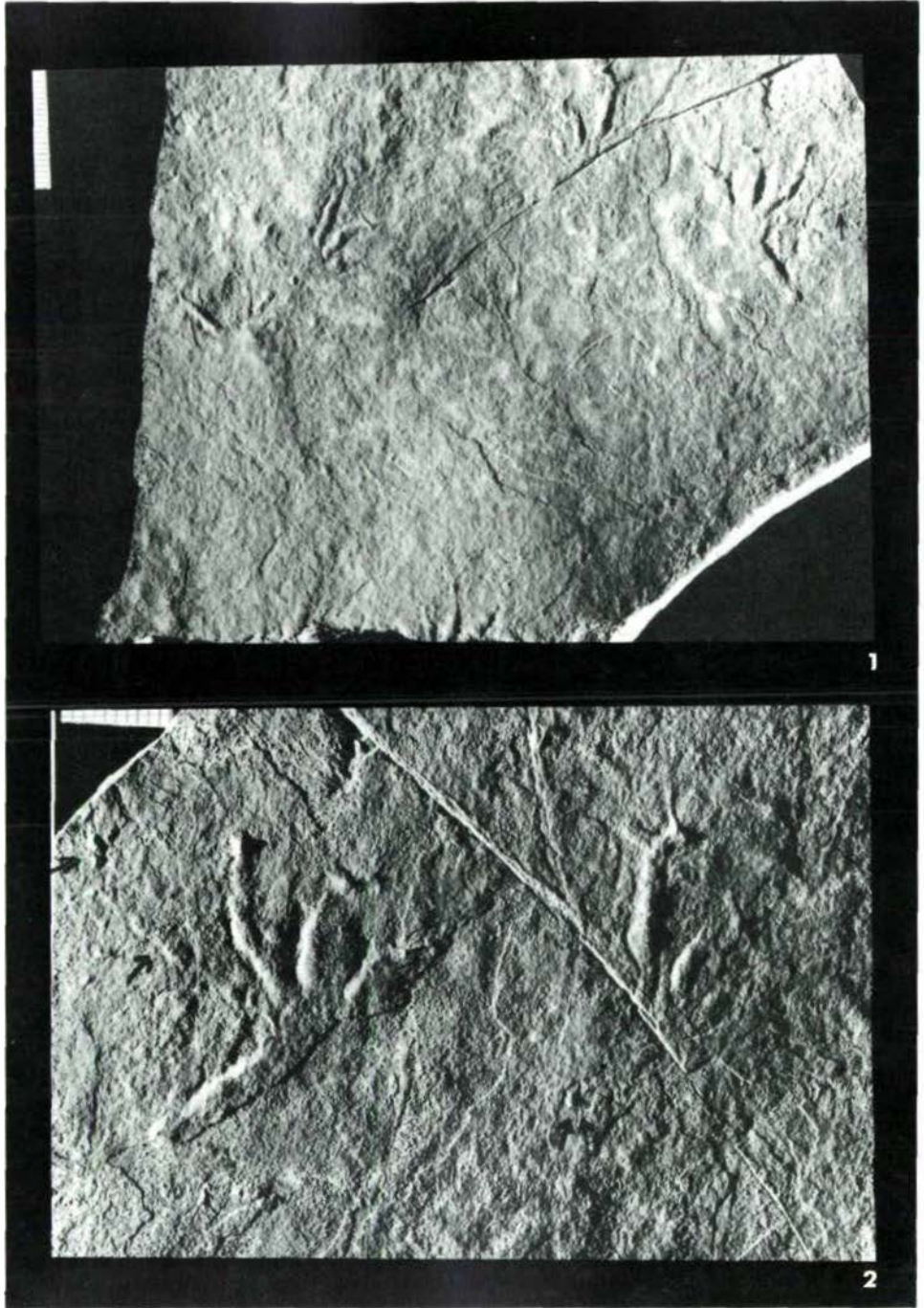
Tafel I



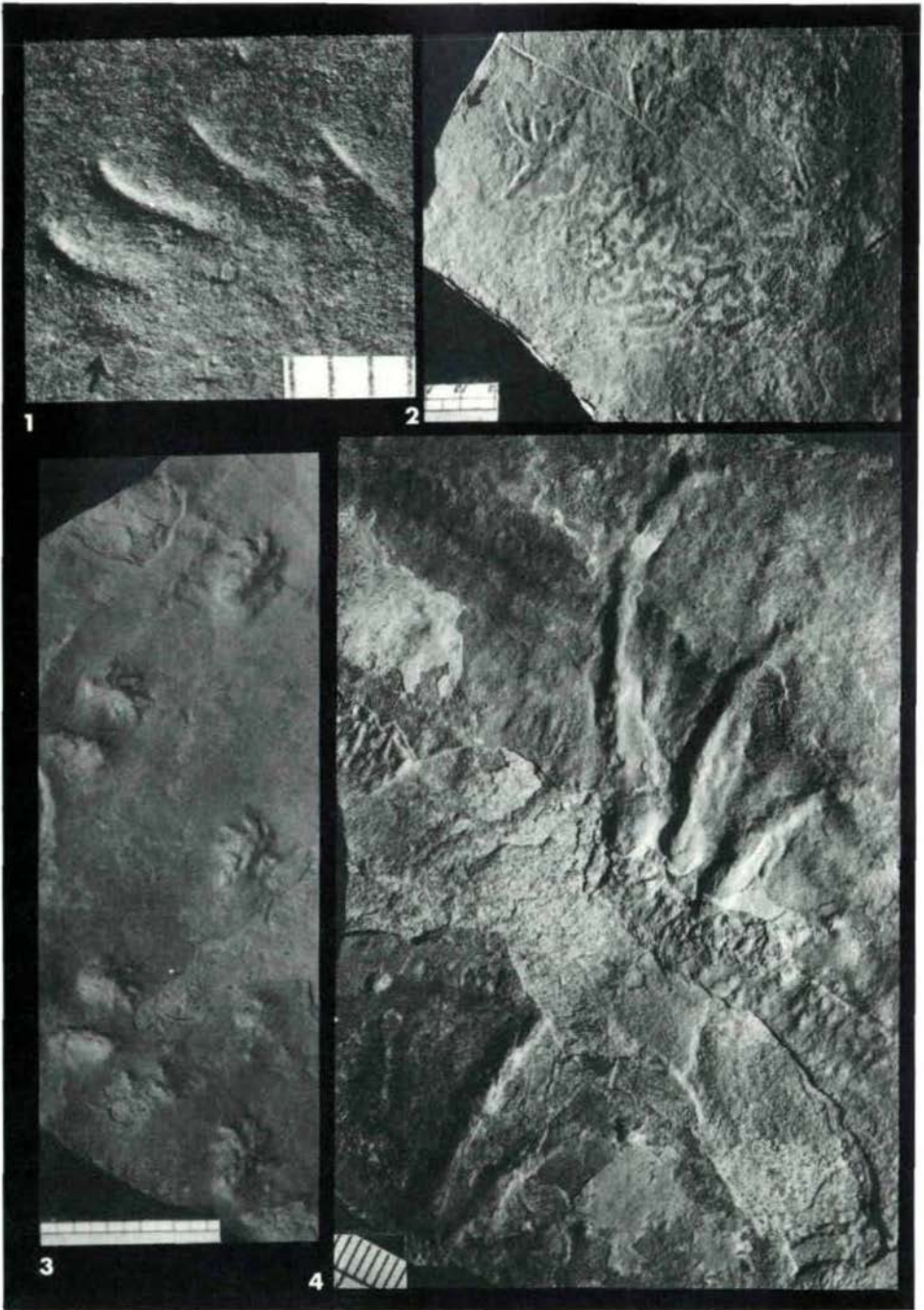
Tafel II



Tafel III



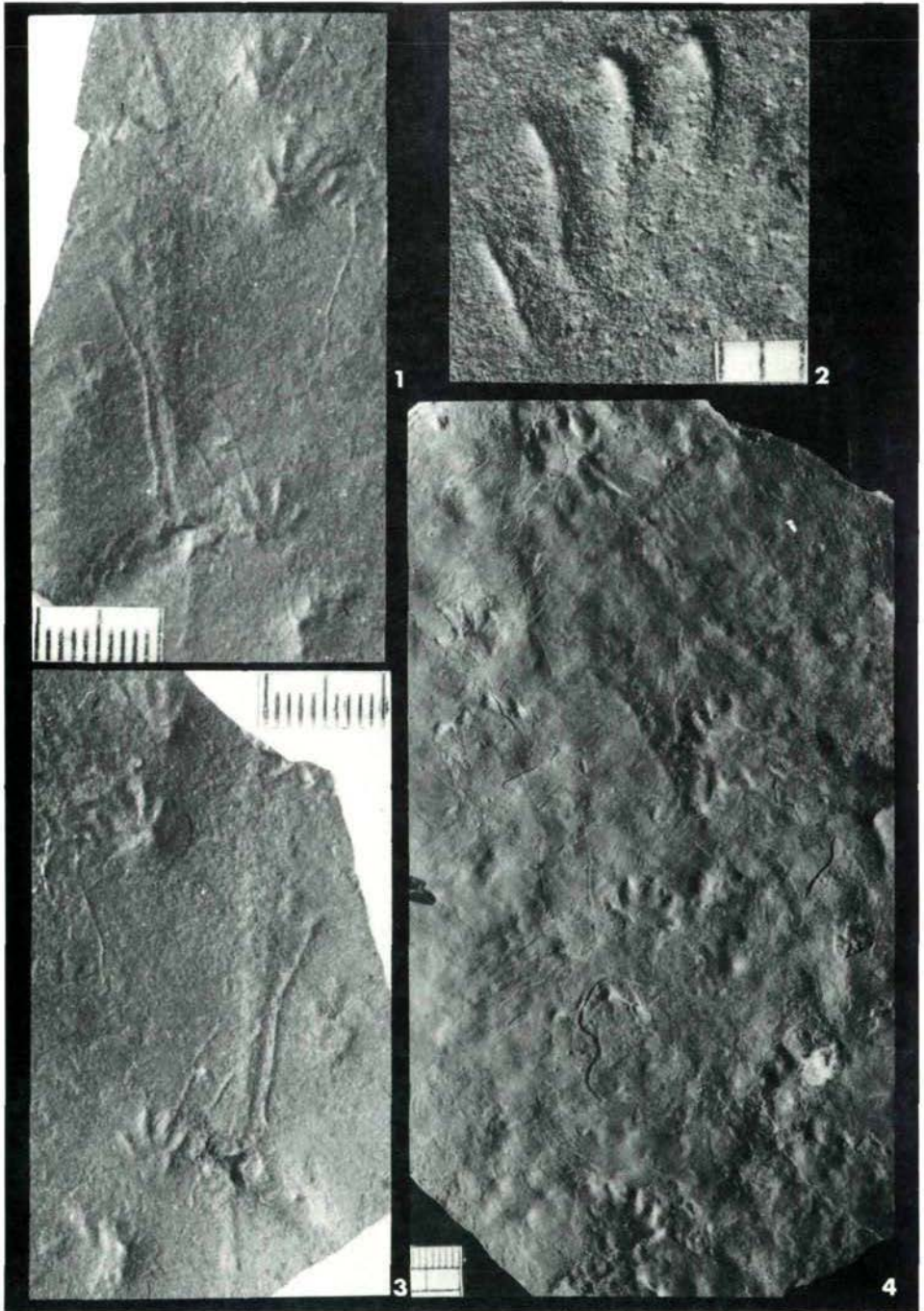
Tafel IV



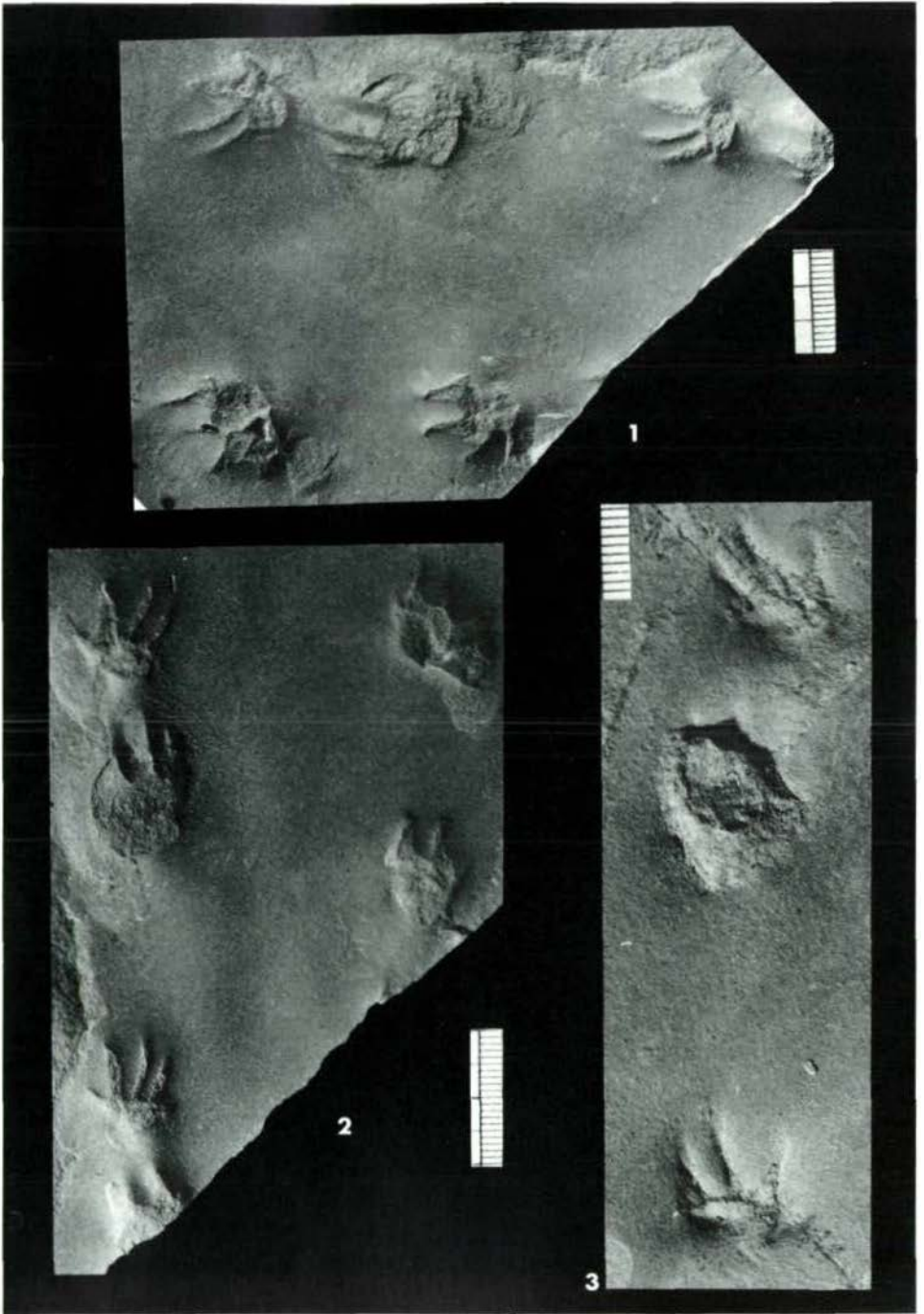
Tafel V



Tafel VI



Tafel VII



Tafel VIII



1



2

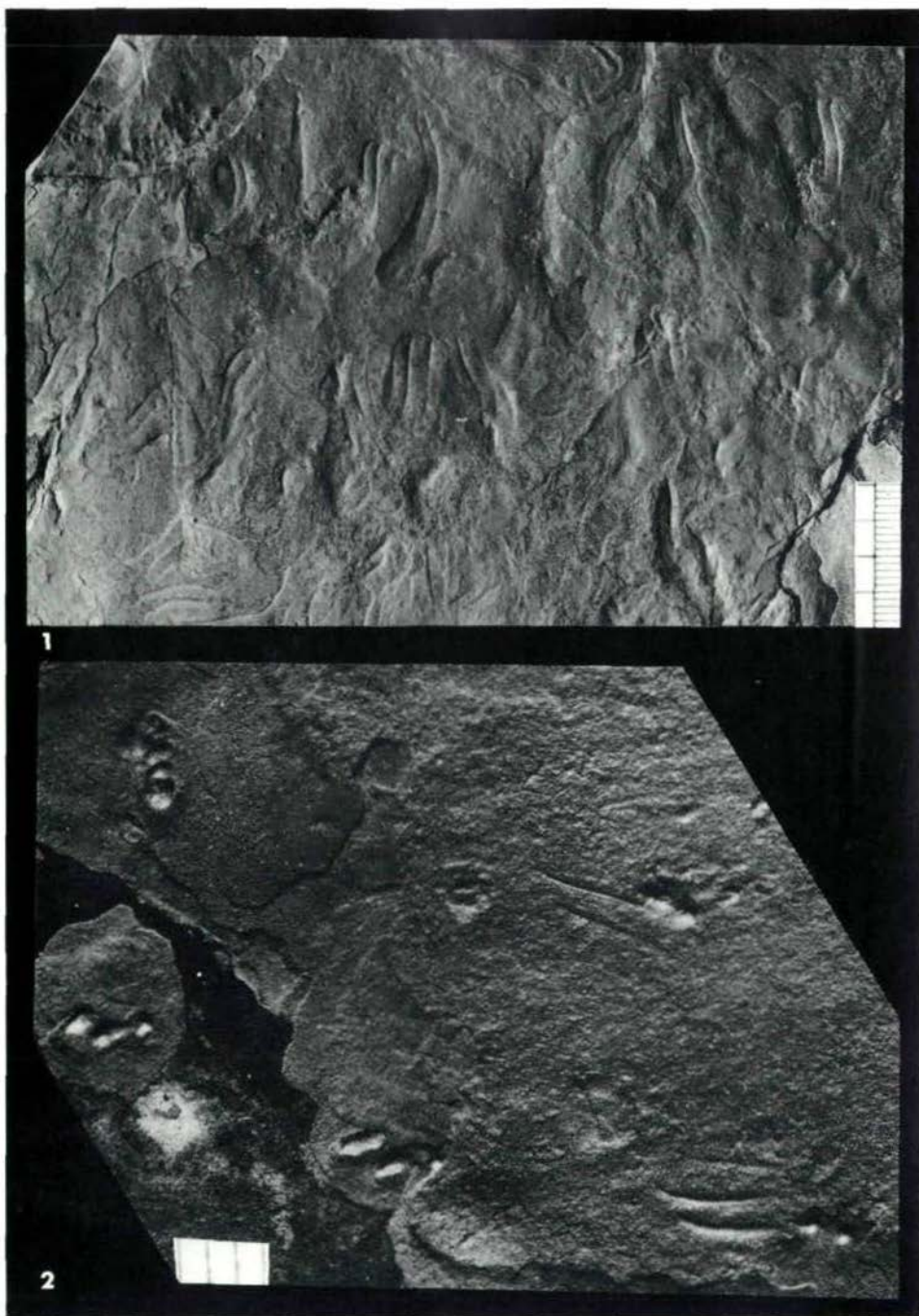


3

Tafel IX



Tafel X



Die Korrelation des Rotliegenden Europas ⁺⁾

von V. Holub & H. Kozur *)



Zusammenfassung

Einige allgemeine Probleme der Litho- und Biostratigraphie des europäischen Rotliegenden werden diskutiert.

Eine Korrelationstabelle der Conchostracen- und Tetrapodenfährten-Zonierungen nach HOLUB & KOZUR, 1981 a,c, sowie der Insekten-Assoziationen wird vorgelegt. Diese Fossilgruppen lieferten zusammen mit den Daten über die stratigraphische Reichweite der Floren und Sporomorphen die Basis für die Korrelation des europäischen Rotliegenden, die in einer Korrelationstabelle aufgezeigt wird.

Die wichtigsten neuen Resultate hinsichtlich der Abfolge und Korrelation der lithostratigraphischen Einheiten in den einzelnen Rotliegendbecken werden diskutiert. Die Korrelation der lithostratigraphischen Rotliegendabfolgen

⁺⁾ Diese Arbeit ist ein Diskussionsbeitrag der mikropaläontologischen Arbeitsgruppe der IUGS-Subkommission für Permstratigraphie zur Gliederung und Korrelation des kontinentalen Rotliegenden Europas.

^{*)} Anschriften der Autoren: RNDr. Vlastimil Holub, CSc., ÚÚG Praha, 11821 Praha 1, Malonstranké nám., CSSR
Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion ut 14, H-1143 Budapest (Hungary)

des Niederschlesischen und Podkrkonoš-Beckens wurde beträchtlich geändert. Bisher wurde die gesamte Libštát-Gruppe des Podkrkonoš-Beckens für älter als die Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens gehalten. Nach unseren neuen Resultaten ist die obere Prosečné-Formation (oberste Libštát-Gruppe) des Podkrkonoš-Beckens gleichaltrig mit der Martínkovice-Formation (oberste Broumov-Gruppe) des Niederschlesischen Beckens. Die neue Korrelation zeigt, daß die lithofazielle, tektonische und vulkanische Entwicklung im Rotliegenden dieser beiden Becken weitgehend übereinstimmt, daß viele parallele gleichaltrige Ereignisse auftreten. Alle faunistischen und floristischen Widersprüche, die durch die bisherige tiefe Position der Libštát-Gruppe des Podkrkonoš-Beckens unterhalb der Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens verursacht wurden, konnten durch die neue Korrelation beseitigt werden.

Die stratigraphische Position einiger fossilführender Horizonte der Boskovice und Blanice-Furche wurde diskutiert.

Im Thüringer Wald stimmen das untere Konglomerat der Tambach-Formation und das Porphyrkonglomerat der Rotterode-Formation lithologisch weitgehend überein. Auch die Transportrichtungen und die Herkunft der Gerölle stimmen überein. Überdies wurden sogar Tuffe im Unteren Tambacher Konglomerat nachgewiesen. Daher werden die größten Teile der Rotterode-Formation als zeitliches Äquivalent des Unteren Tambacher Konglomerats angesehen. Die Unterschiede in den Tetrapodenfährten der Tambach-Formation und der Rotterode-Formation werden zum größten Teil durch das faziell bedingte Fehlen von *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ) im Tambacher Sandstein verursacht, denn diese Art kommt sowohl unter als auch über dem Niveau des Tambacher Sandsteins häufig vor. Sogar ihr Holotypus stammt aus Schichten, die jünger als der Tambacher Sandstein sind. Außerdem ist die fährtenführende Fossillokalität in der Rotterode-Formation im unteren Teil der Rotterode-Formation gelegen, der dem unteren Teil des Unteren Tambacher Konglomerats entspricht, während die Fossillokalität der Tambach-Formation wesentlich höher, im oberen Teil des Tambacher Sandsteins liegt.

Der Tambacher Sandstein ist älter und nicht jünger als die oberste Hornburg-Formation des SE-Harzrandes und alle anderen Fundpunkte mit artenreichen Massenvorkommen von Arthropoden-Lauffährten, *Medusina limnica* MÜLLER und erstmaligem verstärktem Auftreten stratigraphisch "junger" Tetrapodenfährten. Daher sind die nach-saalischen und vorpfälzischen Bewegungen zwischen der Hornburg- und der Brachwitz-Formation des SE-Harzrandes nicht mit den Bewegungen unterhalb der Tambach-Formation (saalische Bewegungen s.str.) in Beziehung zu bringen, sondern jünger als diese (Brachwitzer Bewegungen).

Summary

Some general problems of the litho- and biostratigraphy of the European Rotliegend are discussed.

A correlation table of the conchostracans and tetrapod footprint zonations after HOLUB & KOZUR, 1981 a,c, and the insect faunas is presented. These fossil groups together with the data on the stratigraphic range of the floras and sporomorphs yielded the basis for the correlation of the European Rotliegendes presented in a correlation table.

The most important new results concerning the succession and correlation of the lithostratigraphic units of the Rotliegend basins are discussed. The correlation of the lithostratigraphic successions in the Rotliegend of the Lower Silesian and Podkrkonoš Basins has been considerably changed. Until now the whole Libštát-Group of the Podkrkonoš Basin has been regarded to be older than the Broumov Group of the Lower Silesian Basin. According to our

new results the upper part of the Prosečné Formation (upper part of the Libštát Group) of the Podkrkonoší Basin is a time-equivalent to the Martínkovice Formation (upper part of the Broumov Group) of the Lower Silesian basin. This new correlation shows that the lithofacial, tectonical, and volcanic development of the Rotliegend in these two basins displays many parallel events. By the new correlation all faunistic and floristic contradictions caused by the formerly assumed deep position of the whole Libštát Group of the Podkrkonoší Basin below the Broumov Group of the Lower Silesian Basin could be removed.

The stratigraphic position of some fossil-bearing horizons of the Boskovice and Blanice furrows has been discussed.

Lithologically the Lower Conglomerate of the Tambach Formation and the Porphyry Conglomerate of the Rotterode Formation are very similar. The transport directions and the origin of the pebbles are identical. Moreover, even tuffs could be proved in the Lower Tambach Conglomerate. Therefore the largest parts of the Rotterode Formation are regarded as time-equivalents to the Lower Tambach Conglomerate.

The differences in the tetrapod footprint faunas between the Rotterode and Tambach Formations are mostly caused by the facies-controlled absence of *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ) in the Tambach Sandstone. This species is present both below and above the level of the Tambach Sandstone and even its holotype derives from beds that are clearly younger than the Tambach Sandstone. Moreover, the tetrapod footprint-bearing fossil locality of the Rotterode Formation is situated in the lower part of this formation, equivalent to the lower part of the Lower Tambach Conglomerate, whereas the fossil locality of the Tambach Formation is situated considerably higher within the upper parts of the Tambach Sandstone.

The Tambach Sandstone is older and not younger than the uppermost Hornburg Formation of the SE margin of the Harz Mts. and all other localities with rich occurrences (many species and enormous numbers of specimens) of arthropod trackways, *Medusina limnica* MÜLLER, and the first more frequent occurrences of stratigraphically "younger" tetrapod footprints. Therefore the post-Saalic/pre-Palatine movements between the Hornburg and Brachwitz Formations of the SE margin of the Harz Mts. are not related to the movements below the Tambach Formation of the Thuringian Forest (Saalic movements s.str.), but younger than these (Brachwitz movements).

1. Allgemeine Probleme der Stratigraphie des Rotliegenden

Die bisherigen Korrelationen im Rotliegenden waren fast ausschließlich lithostratigraphische Parallelenisierungen, und das nicht nur innerhalb eines Beckens, sondern auch zwischen verschiedenen, nicht miteinander verbundenen Ablagerungsgebieten. Bei dem raschen Fazieswechsel selbst innerhalb eines eng begrenzten Ablagerungsraumes ergab und ergibt sich daraus eine Vielzahl von Fehlkorrelationen, die oftmals viele Jahre hindurch unerkannt bleiben. Potenziert wurden solche Fehler dadurch, daß einige Autoren eindeutig lithostratigraphische Einheiten, wie Rotliegendes, Unter- und Oberrotliegendes als biostratigraphische (!) Begriffe ansehen, deren biostratigraphischer Umfang in allen Ablagerungsgebieten gleich sein müßte. Wie bei KOZUR, 1978 a, ausführlich dargelegt wurde, ist das Rotliegende seit seiner erstmaligen Definition bei von VELTHEIM, 1823-1829, eine eindeutig lithostratigraphische Einheit. Wie bei lithostratigraphischen Einheiten, die überregional verwendet werden (ähnlich den Begriffen "Wettersteinkalk" und "Karpatenkeuper" in der tethyalen Trias) allgemein üblich, wurde die Grenze des Rotliegenden bzw. die Grenze zwischen Unter- und Oberrotliegendem

überall konventionell nach einer besonders markanten Änderung im lithologischen Charakter festgelegt und Rotliegendes bzw. Unter- und Oberrotliegendes wurden in diesem lithostratigraphischen Umfang auskartiert. Daß diese lithostratigraphischen Grenzen in den Molassebecken der Varisziden und in deren Vorland Faziesgrenzen sind, die zwischen verschiedenen Becken nicht zeitlich gleichgesetzt werden können, ist selbstverständlich, wertet die konventionell festgelegten Grenzen in den einzelnen Ablagerungsgebieten als kartierbare Grenzen aber nicht ab.

Man kann nicht genug betonen, daß eindeutig lithostratigraphische Einheiten, wie Unter- und Oberrotliegendes (vgl. KOZUR, 1978 a), deren Umfang in jedem Ablagerungsgebiet konventionell festgelegt wurde und die in diesem Umfang auskartiert wurden, nicht dadurch zu biostratigraphischen Einheiten werden, indem man sie als solche deklariert und auch nicht dadurch, daß man versucht, ihren von Ablagerungsgebiet zu Ablagerungsgebiet verschiedenen biostratigraphischen Umfang anhand der Faunen und Floren in jedem Ablagerungsgebiet konkret zu klären. Wäre das nicht so, dann würde es überhaupt keine lithostratigraphischen Einheiten im sedimentären und metamorphen Phanerozoikum geben, denn es ist die erklärte Zielstellung der Stratigraphie, den biostratigraphischen oder allgemein gesprochen relativen oder später vielleicht auch einmal absoluten zeitlichen Umfang aller lithostratigraphischen Einheiten zu klären. Irgendwann oder zu bestimmten Zwecken (z.B. Korrelation verschiedener Ablagerungsgebiete, Zuordnung zur internationalen Stufengliederung etc.) werden alle sedimentären lithostratigraphischen Einheiten des Phanerozoikum biostratigraphisch oder mit anderen Methoden (z.B. magnetostratigraphisch) gegliedert oder (und) korreliert, ohne dadurch aber zu biostratigraphischen Einheiten zu werden. Genauso wenig sollten kartierbare lithostratigraphische Grenzen wegen paläontologischer Daten aufgegeben werden oder lithostratigraphische Einheiten auf Grund paläontologischer Daten aufgestellt werden, wie die Mehliis-Formation für die Basissedimente der Gehren-Formation bei HAUBOLD & KATZUNG, 1980. Die Obergrenze der "Mehliis-Formation" wird im Ostteil ihres Verbreitungsgebietes aus paläontologischen Erwägungen innerhalb der oberen Folge der Basissedimente der Gehren-Formation gezogen (vgl. HAUBOLD & KATZUNG, 1980, Abb. 2).

Vielleicht sollte man sich zum Vergleich die Verhältnisse in der tethyalen Trias vor Augen halten, wo ganz charakteristische und sehr weit aushaltbare lithostratigraphische Einheiten existieren, die selbst dann nicht zu biostratigraphischen Einheiten werden, wenn sie bis ins kleinste Detail biostratigraphisch korrelierbar sind. So sind die Reiflinger Kalke mit Conodonten z.T. auch mit Radiolarien und Ammoniten ganz detailliert zu untergliedern und mit der Standardgliederung zu korrelieren. Obwohl sie, wie das Rotliegende und alle anderen lithostratigraphischen Einheiten, einen bestimmten begrenzten, aber von tektonischer Einheit zu tektonischer Einheit (bzw. von Ablagerungsgebiet zu Ablagerungsgebiet) unterschiedlichen biostratigraphischen Umfang haben, wird niemand die Reiflinger Kalke als biostratigraphische Einheit bezeichnen - trotz der Tatsache, daß sie als vollmarine pelagische Bildung biostratigraphisch viel detaillierter zu untergliedern (und damit genauer zu korrelieren sind) als dies für das kontinentale Rotliegende jemals möglich sein wird. Dagegen liefert gerade der unterschiedliche biostratigraphische Umfang der Reiflinger Kalke bzw. der Grad ihrer Vertretung durch Wettersteinkalke oder andere lithostratigraphische Einheiten wichtige Hinweise für die paläotektonische Entwicklung in der jeweiligen tektonischen Einheit. Man mag einwenden, daß die Reiflinger Kalke, Wettersteinkalke, der Hauptdolomit, Dachsteinkalk etc. lithostratigraphische Einheiten sind, die in sich lithologisch-faziell recht ähnlich ausgebildet sind, das Rotliegende dagegen eine sehr heterogene, wenn auch durchwegs kontinentale Fazies aufweist. Doch in der

tethyalen Trias gibt es auch ähnlich heterogene lithostratigraphische Einheiten. Dem Rotliegenden als lithostratigraphische Abteilung entspräche z.B. der Karpatenkeuper mit mindestens ebenso großer Faziesvielfalt und heterogener lithologischer Ausbildung (graue, rote und grüne Sand-, Schluff- und Tonsteine, Dolomite etc., im karnischen Anteil auch Gips). Der biostratigraphische Umfang des Karpatenkeupers ist aber ähnlich unterschiedlich wie z.B. derjenige des Rotliegenden bzw. Unter- und Oberrotliegenden. In den Westkarpaten umfaßt er z.B. Oberkarn und Nor oder nur das Nor bzw. Teile desselben, im nördlichen Apuseni-Gebirge (Rumänien) dagegen nur das Obnor oder das höhere Mittelnor und Obnor. Trotzdem wird niemand nur den obnorischen Anteil als Karpatenkeuper bezeichnen. Genausowenig ist es aber erstrebenswert (und auch gar nicht möglich!), die konventionell nach bestimmten lithologischen Kriterien abgegrenzten lithostratigraphischen Einheiten Unter- und Oberrotliegendes in biostratigraphische Begriffe umzuwandeln und wie Zeitäquivalente zu gebrauchen. In diesem Falle müßten die auskartierten lithostratigraphischen Einheiten wie Unter- und Oberrotliegendes in fast allen Ablagerungsgebieten in ihrem Umfang geändert werden, und zwar in einer Weise, daß sie anschließend oftmals nicht mehr auskartierbar sind. Bestimmte Fragen der Priorität, die für die konventionellen lithostratigraphischen Grenzziehungen keine Bedeutung haben, würden bei einer solchen Arbeitsweise bedeutsam werden und in der angewandten Geologie Komplikationen ohne zusätzlichen Erkenntnisgewinn führen. Da z.B. die Untergliederung in Unter- und Oberrotliegendes im Saar-Nahe-Gebiet viel früher erfolgte als z. B. im Thüringer Wald, im Podkrkonoš-Becken und im Niederschlesischen Becken und die paläontologische Berechtigung der verschiedenen Grenzziehungen in diesen Becken durchaus gleichwertig (schlecht) gesichert ist, hätte die Grenzziehung im Saar-Nahe-Gebiet zweifelsohne die Priorität, zumal sie fast mit der paläontologisch durchaus abgesicherten "Autunian"/"Saxonian"-Grenze sensu de LAPPARENT, 1893, identisch ist. Das würde bedeuten, daß z.B. im Thüringer Wald die Grenze zwischen den angeblich "biostratigraphischen" Einheiten Unter- und Oberrotliegendes innerhalb der Oberhof-Formation gelegt werden müßte. Im Niederschlesischen Becken müßten Olivětín- und Martínkovic-Formation ins Oberrotliegende umgestuft werden, desgleichen die Prosečné-Formation des Podkrkonoš-Beckens. Ohne den geringsten Gewinn, würden die bisherigen Kartierungen von Unter- und Oberrotliegendem in diesen Gebieten nutzlos werden und die konventionell abgegrenzten Begriffe Unter- und Oberrotliegendes würden in diesen Gebieten zweideutig werden, einmal im Sinne der Konvention als auskartierte lithostratigraphische Einheiten und einmal als biostratigraphische Einheiten von anderem Umfang, in dem sie meist nicht auskartierbar wären.

Das Verfahren nach HAUBOLD & KATZUNG, 1975, die Grenze Unter-/Oberrotliegendes aus ihrem Arbeitsgebiet (Thüringer Wald) auf alle anderen Gebiete zu übertragen, entspricht nicht der Priorität und ist biostratigraphisch nicht abgesichert (die für die "Saxonian"- bzw. Oberrotliegend-Basis nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a,b, 1975, charakteristischen Fährten wurden bisher nur in einem Steinbruch gefunden, wodurch diese Grenze biostratigraphisch nicht korrelierbar ist). Außerdem existieren im Thüringer Wald, wie in der vorliegenden Arbeit aufgezeigt wird, zwei verschiedene Grenzziehungen zwischen dem Unter- und Oberrotliegenden: einmal wird diese Grenze an die Basis der Tambach-Formation gelegt, die der Basis der Rotterode-Formation entspricht, zum anderen wird sie oberhalb der Rotterode-Formation und damit innerhalb der Tambach-Formation gezogen. Bei allen Fehlkorrelationen, selbst innerhalb eines Beckens, lieferten die lithostratigraphischen Korrelationen zwischen verschiedenen Becken durchaus

viele richtige Anhaltspunkte. Diese an sich verwunderliche Tatsache läßt sich damit erklären, daß es im kontinentalen obersten Karbon und Perm Mittel- und Westeuropas einige gerichtete lithofazielle Änderungen gibt. So wird in weiten Teilen des ab dem obersten Rotliegenden (nach der Pfälzischen Phase) existierenden Germanischen Beckens das kontinentale Rotliegende zeitlich synchron vom marinen Zechstein überlagert, so daß die Rotliegend/Zechstein-Grenze in diesen Gebieten eine annähernd synchrone Grenze ist. Gerichtete Klimaänderungen im obersten Karbon und Perm Europas (zunehmende Aridisierung und wohl auch Erwärmung) führten ebenfalls zu gerichteten lithofaziellen Änderungen. So gibt es z.B. im höheren Rotliegenden nirgends mächtige Grausedimente, die im tieferen Rotliegenden immer wieder zu beobachten sind. Kohlenführende Horizonte setzen noch früher aus. Sabkha-Sedimente sind in Beckenablagerungen des höheren Rotliegenden sehr charakteristisch, fehlen dagegen im tieferen Rotliegenden. Sogar das größte Vulkanitmaximum scheint zeitlich weitgehend synchron zu sein, desgleichen der Zeitpunkt des völligen Aussetzens vulkanischer Aktivitäten in jenen Gebieten, in denen der Vulkanismus eine bedeutende Rolle spielt.

Die genannten und noch weitere gerichtete (und damit in gewissem Maße für Korrelationen auswertbare) Änderungen der Lithofazies kommen vom obersten Karbon bis zum Oberperm vor. Unterhalb des Zechsteins sind sie allesamt an gerichtete Klimaänderungen sowie an Änderungen des tektonischen Regimes und damit verbundene Änderungen der Reliefenergie gebunden. Definitive Aussagen zur Korrelation des Rotliegenden lassen diese gerichteten lithofaziellen Änderungen aber nicht zu, denn das Großklima wird z.B. durch das Mikroklima überlagert und insbesondere die vulkanotektonischen Bewegungen sind regional sehr unterschiedlich stark ausgeprägt. Das Zusammentreffen bestimmter lokaler klimatischer und tektonischer Gegebenheiten kann zu beträchtlichen zeitlichen Verschiebungen oder sogar Umkehrungen gerichteter Änderungen der lithofaziellen Entwicklung während des Rotliegenden in bestimmten Regionen führen. So können z.B. die letzten Grausedimente zu recht verschiedenen Zeiten auftreten, im Thüringer Wald im Bereich der oberen Oberhof-Formation, im Saar-Nahe-Gebiet in der unteren Wadern-Formation (also in Äquivalenten des Unteren Tambacher Konglomerats) und im Niederschlesischen Becken gar erst in der tieferen Martinkovice-Formation, also in Schichten, die jünger als das Untere Tambacher Konglomerat sind. Erste Versuche einer biostratigraphischen Gliederung mit Hilfe von Floren brachten nur grobe Untergliederungen, was zum großen Teil am ungenügenden taxonomischen Bearbeitungsstand der Rotliegendefloren liegt. Im höheren Rotliegenden sind sie gar nicht mehr stratigraphisch verwendbar, da hier kaum noch Makrofloren auftreten. Auch palynologische Gliederungs- und Korrelationsversuche erbrachten bisher im Rotliegenden nur wenige Ergebnisse, da vielfach Durchläuferformen auftreten, faziell bedingte Änderungen nicht ausreichend beachtet wurden und die ausgeschiedenen Assoziationen mehr auf dem stark faziell beeinflussten Gesamtcharakter der Assoziationen als auf der Verfolgung einzelner Entwicklungslinien bestimmter Sporomorphengruppen beruhen, wie das VISSCHER, 1971, im höchsten Rotliegenden und Zechstein erfolgreich angewandt hat. Die Rotsedimente des höheren Rotliegenden liefern keine Sporomorphen und meist auch keine Mikrofloren. Brachten die paläobotanischen Daten wenigstens Grobgliederungen und Anhaltspunkte für feinere Gliederungen, so scheiterten die Versuche zur biostratigraphischen Gliederung des Rotliegenden und darauf beruhende Korrelationen mit permischen Ablagerungen Nordamerikas mit Hilfe von Tetrapodenfährten (HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a,b, 1975). Neben der einseitigen Heranziehung von Tetrapodenfährten und der Nichtberücksichtigung anderer Faunen

lag dies vor allem an der Nichtbeachtung einiger Grundregeln der Biostratigraphie. Alle biostratigraphischen Einheiten, wie das HAUBOLD, 1980 b, nochmals nachdrücklich forderte, mit den Grenzen derjenigen lithostratigraphischen Einheiten definiert, in denen eine bestimmte Fossilassoziatio gefunden wurde. Damit aber wurden alle diese "biostratigraphischen" Einheiten zu biofaziellen Einheiten, denn biostratigraphische Einheiten müssen nach der evolutiven Veränderung der Faunen abgegrenzt werden, anderenfalls sind sie biostratigraphisch nicht korrelierbar. Die Folge solcher methodischen Fehler in der Biostratigraphie war, daß vielfach nicht altersgleiche, sondern biofaziell gleiche Sedimente als altersgleich angesehen wurden. Wenn man mit so verstandener "Biostratigraphie" die Val-Gardena-Formation (Gröden-Formation) der Südalpen mit dem "Autunian" korreliert, so ist das gegenüber den bisherigen Einstufungen als Oberrotliegendes bzw. "Saxonian" ein beträchtlicher Rückschritt (vgl. Korrelationsstabelle; die "autunische" Gröden-Formation müßte nach der Korrelation bei HAUBOLD & KATZUNG, 1975, älter als die Tambach-Formation sein, mit deren Untergrenze die "Saxonian"-Basis neu definiert wurde).

Die für die geologische Forschung wichtige Lithostratigraphie kann von ihrer Definition her nicht zur Korrelation von Ablagerungen in verschiedenen Ablagerungsgebieten herangezogen werden, weil ihr der übergeordnete Zeitfaktor fehlt, der nur lokal oder allenfalls in einem Ablagerungsgebiet durch die Überlagerung der Schichten gegeben ist bzw. der im Rotliegenden in begrenztem Umfang (nur für ganz grobe Korrelationen anwendbar) auch durch die gerichteten lithofaziellen Änderungen im kontinentalen obersten Karbon und Perm Europas vorhanden ist (siehe oben).

Die "biostratigraphischen Stufen" nach HAUBOLD, 1980 b, wurden ohne Ausnahme mit den Grenzen der zahlreichen und meist überflüssigen neuen lithostratigraphischen Formationsbezeichnungen definiert, die HAUBOLD & KATZUNG, 1980, aufstellten. Beispielsweise entspricht die "biostratigraphische Stufe" Dt des Thüringer Waldes der sogenannten "Sternberg-Formation" (Untere Sedi-mentzone und Ältere Quarzporphyre der Oberhof-Formation). Obwohl es sich angeblich um eine "biostratigraphische Stufe" handelt, wurden die größtenteils subintrusiven Älteren Quarzporphyre (vgl. KUNERT, 1978) mit in diese Zone einbezogen, obwohl sie keine Fossilien führen. Die "biostratigraphische Stufe" Dt ist daher nichts weiter als eine Kurzbezeichnung für die lithostratigraphische "Sternberg-Formation". Ihre Definition besteht in der Aufzählung der dort nachgewiesenen Fossilien aus den Sammlungen von ARNHARDT, JACOB und anderen geologisch versierten Sammlungen des Thüringer Rotliegenden, die von HAUBOLD für seine Arbeit ausgewertet wurden. Die anderen "biostratigraphischen Stufen" im Thüringer Rotliegenden im Sinne von HAUBOLD, 1980 b, umfassen jeweils zwei der zahlreichen neuen Formationen nach HAUBOLD & KATZUNG, 1980. Ihre Grenzen sind jeweils mit den lithologischen Grenzen zwischen zwei lithostratigraphischen Einheiten definiert. Schon dies allein zeigt, daß es sich nicht im "biostratigraphische" Einheiten handeln kann, denn im Thüringer Rotliegenden, wo die lithostratigraphischen Grenzen diachrone Faziesgrenzen sind, können nicht sämtliche "biostratigraphischen Grenzen" mit diesen Faziesgrenzen zusammenfallen, es sei denn die "biostratigraphischen Stufen" sind in Wirklichkeit biofazielle Einheiten, was ja auch tatsächlich der Fall ist.

So kann es gar nicht verwundern, wenn HAUBOLD 1980 b, auf Abb. 1 nicht in der Lage ist, innerhalb seiner "biostratigraphischen Stufen" auch nur eine einzige biostratigraphische Zone, die Basiseinheit der Biostratigraphie, auszuscheiden und unter Zone jeweils ein Fragezeichen angibt. Wie will man aber eine "biostratigraphische Stufe" biostratigraphisch abgrenzen, wenn man innerhalb dieser "Stufen" keine einzige biostratigraphische Zone ausscheiden kann.

Hier zeigt sich ganz deutlich die Unzulänglichkeit des Verfahrens, lithostratigraphische Einheiten durch Aufzählung der in ihnen enthaltenen Fossilien in biostratigraphische Einheiten umzuwandeln, die dann zwangsläufig mit lithologisch definierten Grenzen lithostratigraphischer Einheiten gegeneinander abgegrenzt werden müssen, wie das HAUBOLD, 1980 b, ja auch ausdrücklich fordert.

In der Endkonsequenz führt das dazu, daß HAUBOLD, 1980 b, wiederum mit Nachdruck die lithostratigraphische Einheit Rotliegendes als biostratigraphisches Subsystem mit den beiden biostratigraphischen Serien Unter- und Oberrotliegendes bezeichnet, wie das schon erstmals bei HAUBOLD & KATZUNG, 1978, vorgeschlagen wurde. Es ist das erste Mal, daß in der geologischen Literatur eine lithostratigraphische Einheit als biostratigraphisches Subsystem bezeichnet wird, daß ein Subsystem in kontinentalen, im höheren Teil meist fossilere Ablagerungen definiert wird, daß ein solches Subsystem Teile des darunter liegenden Systems umfaßt (das Rotliegende setzt unabhängig von seiner Definition stets im Karbon ein, wenn sein unterer Abschnitt vollständig entwickelt ist) und daß für den Rest des Systems ein so kurzer Zeitabschnitt übrig bleibt, daß dieser im Höchsthalle einer biostratigraphischen Serie entspricht (Oberperm der Dreigliederung bzw. höheres Oberperm der Zweigliederung).

Nachdem das Rotliegende unberechtigterweise von einer übergeordneten lithostratigraphischen Einheit in ein biostratigraphisches Subsystem umgewandelt wurde (mit den "biostratigraphischen Serien" Unter- und Oberrotliegendes) schlug HAUBOLD, 1981, die Begriffe varistische Molasse und Früh-, Haupt- und Spätmolasse als übergeordnete lithostratigraphische Begriffe vor, nachdem schon bei HAUBOLD & KATZUNG, 1978, die Begriffe Grau-, Bunt- und Rotmolasse als übergeordnete lithostratigraphische Einheiten empfohlen wurden. Eindeutig genetische Begriffe wie Früh-, Haupt- und Spätmolasse etc. sind aber als übergeordnete lithostratigraphische Begriffe im kontinentalen Permokarbon (und nicht nur dort) gänzlich ungeeignet.

Statt die litho- und biostratigraphischen Gliederungen im kontinentalen Rotliegenden methodisch klar zu trennen, fordert HAUBOLD (1980 b, S. 334) eine "Vermengung von litho- und biostratigraphischer Gliederung". Solange es sich dabei in begrenzten Gebieten ohne laterale Änderung der Lithologie bzw. ohne diachrone Faziesgrenzen um die Überbrückung fehlender biostratigraphischer Belege durch kleine lithostratigraphische Einheiten, wie z.B. Bänke handelt, ist dies möglich und sogar erstrebenswert. Die "Vermengung" von litho- und biostratigraphischer Gliederung darf aber nicht dazu führen, daß die Begriffe und eigenständigen Methoden "vermengt" werden und eindeutig lithostratigraphische Einheiten als biostratigraphisch bezeichnet werden, nur weil man den Fossilinhalt einer lithostratigraphischen Einheit aufführt, so daß man bestimmte Einheiten wechselweise als lithostratigraphisch oder biostratigraphisch bezeichnet werden. So schreibt HAUBOLD (1980 b, S. 345): "Aus triftigen Gründen wurde als lithostratigraphisch-formationeller Überbegriff das Permosiles eingeführt (KATZUNG, 1970; SCHWAB, 1970). Gegen die weitere Verwendung oder gar Beschränkung von Unter- und Oberrotliegend, Autun und Saxon auf lithologische Einheiten spricht deren Mangel an zeitlicher Vergleichbarkeit zwischen verschiedenen Becken". Trotzdem definiert HAUBOLD (1981, S. 361) das angeblich biostratigraphische Rotliegende als jüngere Einheit des angeblich lithostratigraphischen "Permosiles". Davon ganz abgesehen kann das "Permosiles" bei all seiner hier nicht diskutierten Problematik gar kein lithostratigraphischer Begriff sein, da sowohl das Perm als auch das "Siles" biostratigraphische (bzw. chronostratigraphische - zum Wert der Chronostratigraphie siehe JAEGER, 1981) Begriffe sind. Der Begriff "Permosiles" sagt nur aus, daß es sich um Ablagerungen des höheren Kar-

bon und Perm handelt, die im einzelnen biostratigraphisch noch nicht zuzuordnen sind.

Nachfolgend soll ein Beispiel für die negativen Auswirkungen der methodischen "Vermengung" von Litho- und Biostratigraphie aufgezeigt werden. Die Basis des "Saxonian" und damit im Sinne von HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, 1978, auch die Basis des Oberrotliegenden wurde bei HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, mit der Basis der Tambach-Formation des Thüringer Waldes neu definiert. Die dafür ausschlaggebende Tetrapodenfährten-Fauna findet sich aber erst oberhalb der Mitte der Tambach-Formation, im höheren Teil des Tambacher Sandsteins im Steinbruch am Bromacker bei Tambach. Von den für die biostratigraphische Definition nach HAUBOLD & KATZUNG entscheidend wichtigen "Saxonian-Fährten" *Tambachichnium schmidti* MÜLLER und *Palmichnus tambachensis* (PABST) liegen mit Neufunden insgesamt fünf schlecht erhaltene kurze Fährten vor. Außerhalb des Steinbruchs am Bromacker wurden sie noch nirgends gefunden und selbst im Steinbruch am Bromacker stellen sie eine ganz untergeordnete Komponente inmitten massenhaft meist großwüchsigen Tetrapodenfährten (Durchläuferformen aus dem "Autunian") dar. Damit kann es gar keine biostratigraphische Korrelation geben, denn sie würde ja zumindest das Vorkommen beider Arten in wenigstens noch einem Fundpunkt außerhalb des Verbreitungsgebietes der Tambach-Formation voraussetzen. Die von HAUBOLD & KATZUNG immer wieder betonte "erstmalige biostratigraphische Abgrenzung zwischen Autun und Saxon" und die darauf beruhenden Korrelationen sind damit in Wirklichkeit nur lithostratigraphische Korrelationen, die als "biostratigraphisch" bezeichnet werden. So wurde z. B. die Lücke unter der Tambach-Formation mit der Lücke zwischen der Hornburg- und Brachwitz-Formation des SE-Harzrandes in Verbindung gebracht. Die Begründung liegt darin, daß nach der "biostratigraphischen" Korrelation die bisher zum Oberrotliegenden bzw. "Saxonian" gerechnete Hornburg-Formation zum Unterrotliegenden bzw. "Autunian" gestellt und die Basis der Tambach-Formation mit der Basis der Brachwitz-Formation korreliert wurde. Die Brachwitz-Formation hat aber bisher wie das mächtige Untere Tambacher Konglomerat gar keine Fossilien geliefert. Es wurde also nur eine lithostratigraphische Korrelation durch eine andere ersetzt und von einer biostratigraphischen Korrelation kann gar keine Rede sein. Wie sich inzwischen herausstellte, ist die Korrelation der Tambach-Formation mit der Brachwitz-Formation falsch (siehe Erläuterung zur Korrelationstabelle). Bereits die oberste Hornburg-Formation ist jünger als der Tambacher Sandstein. Nun sind solche Fehler in der Korrelation verschiedener Ablagerungsgebiete des Rotliegenden beim gegenwärtigen Kenntnisstand nicht immer auszuschließen. Solange das Oberrotliegende als konventionell definierte lithostratigraphische Einheit in den einzelnen Ablagerungsgebieten unabhängig von seinem biostratigraphischen Umfang beibehalten wird, haben solche Fehlkorrelationen keine negativen Auswirkungen auf die Stratigraphie des betreffenden Gebietes. Da HAUBOLD & KATZUNG das Oberrotliegende als biostratigraphische Serie ansehen, führte ihre Fehlkorrelation durch falsche Übertragung der Basis des Oberrotliegenden aus dem Thüringer Wald (als "Richtmaß") auf den SE-Harzrand zur Verlagerung der Basis des Oberrotliegenden von der Basis der Hornburg-Formation zur Basis der Brachwitz-Formation. Gleichzeitig damit verlegte sie die Saalische "Phase" von der Basis der Hornburg-Formation (Definition nach STILLE in der Typusregion, nochmals bekräftigt bei STILLE in KUNERT, 1970) an die Lücke zwischen der Hornburg- und Brachwitz-Formation. Diese zeigt aber nach den Definitionen bei STILLE nachsaalische und vorpfälzische Bewegungen (Brachwitzer Bewegungen) an. Hier zeigt sich die ganze Unzulänglichkeit des Versuchs, aus den unbestritten lithostratigraphischen Einheiten Rotliegendes, Unter- und Oberrotliegendes biostratigraphische Einheiten zu machen, müßte doch jetzt die voroberrotliegende Saalische

Standardgliederung	Zonengliederung		Faunenassoziation
	Conchostracen	Tetrapodenfährten	Insekten
Capitanian		TF 7	
Wordian		TF 6	
Kubergandinian			
Chihhsian			
Leonardian		TF 4	
Artinskian	C 8		
	C 7		
Sakmarian	C 6	TF 3	<i>Moravamylacris kukalovae</i>
	C 5		
Asselian s.l.	C 4	TF 2	<i>Opsiomylacris postelegans</i>
	C 3		<i>Opsiomylacris elegans</i>
	C 2		<i>Opsiomylacris procera/Anthracoblattina porrecta</i>
	C 1		<i>Anthracoblattina rueckerti</i>

Abb. 1

Abb. 1: Korrelation der Zonengliederung nach Conchostracen und Tetrapodenfährten (HOLUB & KOZUR, 1981 a, c). Bei den Insekten wurden in Auswertung der Arbeiten von SCHNEIDER, 1978, 1980, nur Faunenassoziationen ausgeschieden, da wir diese Fossilgruppe nicht selbst bearbeitet haben. Diese Faunenassoziationen lassen sich aber anhand der Conchostracen und Tetrapodenfährten aus den gleichen Horizonten gut mit der Zonierung nach diesen Fossilgruppen korrelieren. Da SCHNEIDER, 1978, 1980, phylomorphogenetische Reihen in den Insektenfaunen erkennen konnte, ist zu erwarten, daß sich auch nach Insekten eine ähnliche Gliederung erarbeiten läßt, wie sie HOLUB & KOZUR, 1981 a, c, für die Conchostracen und Tetrapodenfährten vorlegten. Für das Asselian deutet sich dabei nach Insekten die detaillierteste Gliederung von allen drei Fossilgruppen an. In jüngeren Schichten werden die Insektenfunde sehr selten, so daß hier zunächst nach Conchostracen, im höchsten Rotliegenden nach Tetrapodenfährten die stratigraphisch aussagekräftigsten Resultate zu verzeichnen sind. Die Kombination der drei Untergliederungen bzw. Zonierungen nach Insekten, Conchostracen und Tetrapodenfährten ergibt eine recht detaillierte biostratigraphische Untergliederung des Rotliegenden. Erläuterung der Zonenkurzbezeichnungen nach HOLUB & KOZUR, 1981 a, c

- C 8: *Protolimnadia calcarea*-Zone
- C 7: *Megasitum tenellum*/*Protolimnadia* ? *sulzbachensis*-A.-Z.
- C 6: *Lioestheria andreevi*-A.-Z.
- C 5: *Lioestheria oboraensis*-A.-Z.
- C 4: *Lioestheria extuberata*-A.-Z.
- C 3: *Limnesteria muensteriana*-A.-Z.
- C 2: *Limnesteria palaeoniscorum*-A.-Z.
- C 1: *Lioestheria paupera*-A.-Z.

- TF 7: *Phalangichnus perwangeri*-Zone
- TF 6: *Chelichnus duncani*-Zone
- TF 4: *Ph. schmidti*/*A. staigeri*/*S. dolloi*-A.-Z.
- TF 3: *Hardakichnium microdactylum*-Zone
- TF 2: *Telichnus brachydactylus*-A.-Z.
- TF 1: *Dromopus* ? *gracilis*-A.-Z.

Phase mit jeder Änderungen der biostratigraphischen Abgrenzung des Unter- und Oberrotliegenden in ihrer Typusregion mit "wandern", ganz unabhängig davon, ob diese Grenze dann schließlich an einer Schichtlücke liegt oder innerhalb einer Schicht.

Bei KOZUR, 1980 a, b, wurden verschiedene Fossilassoziationen im Rotliegenden ausgeschieden, die aber ausdrücklich nicht als biostratigraphische Einheiten bezeichnet wurden, weil vor allem im mittleren und höheren Rotliegenden unklar war, ob sich die Assoziationen z.T. zeitlich vertreten bzw. welche der Assoziationen jünger oder älter ist, da zu diesem Zeitpunkt noch keine phylomorphogenetischen Reihen bestimmter Fossilgruppen vorlagen (vgl. Anhang zu KOZUR, 1980 b). Immerhin lieferten diese Fossilassoziationen im tieferen Rotliegenden und im obersten Rotliegenden wichtige Anhaltspunkte zur Korrelation, da sie sich auf alle verfügbaren Fossildaten und nicht nur auf eine ausgewählte Gruppe stützten.

Erst HOLUB & KOZUR, 1981 a, c, legten erstmalig biostratigraphische Zonierungen nach Conchostracen und Tetrapodenfährten vor. Dabei konnten im Rotliegenden Mitteleuropas nach Conchostracen acht und nach Tetrapodenfährten fünf Zonen bzw. Assemblage-Zonen ausgeschieden werden. Auf Abb. 1 wurden diese Zonierungen miteinander korreliert. Auch nach Insekten deuten sich durch die Arbeiten von SCHNEIDER, 1978, 1980, mehrere Zonen bzw. Assemblage-Zonen an; sie wurden in Abb. 1 als Faunenassoziationen gehalten, da wir selbst keine taxonomischen Untersuchungen über Insekten durchgeführt haben.

Einen neuen, in bestimmten stratigraphischen Bereichen recht erfolgversprechenden Aspekt in der Rotliegendestratigraphie brachten paläomagnetische Korrelationen (DACKROTH, 1976, LÜTZNER & MENNING, in VOZÁR & VOZÁROVÁ, 1980). Nach diesen Untersuchungen gehört der größte Teil des Rotliegenden zum spätpaläozoischen inversen Intervall (Kiaman-Intervall). Lediglich das oberste Rotliegende (Eisleben-Formation und zeitliche Äquivalente) sowie durch eine Schichtlücke getrennte, unmittelbar darunter folgende Schichten sind vorwiegend normal magnetisiert. Danach dürfte die Obergrenze des Kiaman-Intervalls nahe der Obergrenze des Unterperm oder geringfügig darunter liegen. Kurze normale events deuten sich im tieferen Asselian und im tieferen Sakmarian an (vgl. oben zitierte Literatur und die Korrelation der betreffenden Schichten in der Korrelationstabelle der vorliegenden Arbeit). Sollten sich diese events bestätigen lassen und ihre Zahl nicht zu groß und über zu weite Teile des tieferen Rotliegenden verstreut sein, ergäbe sich eine gute Grundlage für detailliertere paläomagnetische Korrelationen auch innerhalb des tieferen Rotliegenden.

2. Erläuterungen zur Korrelationstabelle

Auf der Grundlage der bei HOLUB & KOZUR, 1981 a, c, vorgelegten ersten biostratigraphischen Zonierungen nach Conchostracen und Tetrapodenfährten, der Auswertung aller weiteren stratigraphischen bedeutsamen paläontologischen und paläobotanischen Daten (Insekten, Arthropodenfährten, Hydromedusen, Ostracoden, Lamellibranchiaten, Floren, Sporomorphen) und der Auswertung der bisher vorliegenden radiometrischen Altersbestimmungen und paläomagnetischen Daten wurde für die wichtigsten oberflächlich aufgeschlossenen Rotliegendevorkommen Europas eine Korrelationstabelle erarbeitet. Wesentliche Änderungen gegenüber den bisherigen Korrelationen wurden unten diskutiert. Bei den Formations- und Gruppenbezeichnungen werden jeweils die neuesten Resultate aus den einzelnen Becken verwendet, auch wenn sie nicht immer in allen Einzelheiten unseren Vorstellungen entsprechen. So erscheint uns

die Einordnung der Kuseler, Lebacher und Tholeyer Schichten als Gruppe zumindest bei den Tholeyer Schichten zu hoch gegriffen.

Der rasche Fazieswechsel in den kontinentalen permokarbonen Ablagerungen Mittel- und Westeuropas verleitet rasch dazu, Formationen und Gruppen ziemlich eng zu fassen. Die Gruppengrenzen sollten aber stets grundsätzliche Änderungen des Sedimentationsregimes anzeigen.

Selbst in den USA, wo die Gruppen und Formationen innerhalb des Perm im allgemeinen sehr eng gefaßt werden, gibt es keine Gruppe, die zeitlich nur einen Teil einer Stufe umfaßt. Der überwiegende Teil der im Perm der USA ausgeschiedenen Gruppen umfaßt zeitlich mehr als eine Stufe. Nur in Ausnahmefällen entspricht der zeitliche Umfang einer Gruppe etwa dem Umfang einer Stufe. Ohne daß die Abgrenzung lithostratigraphischer Einheiten von ihrer Zeitdauer abhängig gemacht werden soll, sind drei Gruppen innerhalb einer Stufe/Asselian/, wo sie derzeit im Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes ausgeschieden werden, sicherlich nicht vertretbar. Da es im Asselian weder drastische Klimaänderungen noch bedeutsame Änderungen des tektonischen Regimes gibt, ist schwer vorstellbar, daß sich in diesem Zeitraum das Sedimentationsregime im Saar-Nahe-Gebiet dreimal grundsätzlich geändert hat.

Die Flut von neuen Formationsnamen, wie sie HAUBOLD & KATZUNG, 1980, für den Thüringer Wald vorschlugen, wird hier nicht übernommen, da es sich entweder um neue Namen für alteingebürgerte Bezeichnungen oder um ungerechtfertigte Untergliederungen von schon bekannten Formationen handelt (siehe unter Thüringer Wald). So wird für die Tambach-Formation, die durch die Tetrapodenfährten des Tambacher Sandsteins weltbekannt ist, die neue Bezeichnung Finsterberg-Formation eingeführt. Normalerweise überleben sich solche unzweckmäßigen Neuschöpfungen von Namen, die es nicht nur im Thüringer Wald gibt, sehr rasch. Dieser Prozeß wird zwar dadurch, daß diese vielen neuen Namen zum verbindlichen Standard erklärt wurden, etwas herausgezögert, aber wohl kaum verhindert.

(1) Abkürzungen und darstellungstechnische Erläuterungen

- Fm. = Formation
Gr. = Gruppe
s.l. = sensu lato
s.s. = sensu stricto
- ① = Fossilhorizont am Gasberg bei Rotterode in der unteren Rotterode-Formation
 - ② = Fossilhorizont vom Bromacker bei Tambach im höheren Teil des Tambacher Sandsteins oberhalb der Mitte der Tambach-Formation. Thüringer Wald.
 - ③ = Fossilhorizont von der Kittelsthaler Wand bei Wilhelmsthal. Untere Tonsteine der Eisenach-Formation oberhalb der unteren Zunge des Wartburg "Konglomerats" (typisches Fanglomerat). Nordwestlicher Thüringer Wald.
 - ④ = Fossilhorizont in den Blättertonen der obersten Hornburg-Formation (Konberg etc.). SE-Harzrand.

Die Vertikalabstände sind nicht mächtigkeits- oder zeitbezogen, sondern ergeben sich aus darstellungstechnischen Gründen wegen der lateralen Korrelationen. Das gilt auch für die Abstände der oben genannten Fossilhorizonte.

(2) Spalte Gliederung

RUŽENCEV, 1977, konnte eindeutig nachweisen, daß die Basis des von ihm aufgestellten Asselian in der Typuslokalität an der Basis des mittleren Teils des jetzt meist verwendeten Asselian s.l. liegt. Damit überschneiden sich das Asselian s.str. und das ebenfalls von RUŽENCEV aufgestellte Orenburgian in ihren Stratotypen nicht. Wegen der karbonischen Ammonitenfauna des Oberen Orenburgian (= Unteres Asselian s.l.) beläßt RUŽENCEV, 1977, das Obere Orenburgian beim Karbon, zu dem er auch das gleichaltrige Untere Asselian s.l. stellt. Damit liegt die Basis des Perm nach RUŽENCEV, 1977, an der Basis des Asselian s.str. bzw. der Basis des Mittleren Asselian s.l. Die Conodontenfaunen und anderen Mikrofaunen des Unteren Asselian s.l. zeigen ebenfalls einen karbonischen Charakter. Auch die Mikrofaunen des Mittleren und Oberen Asselian s.l. (insbesondere die reichen Conodontenfaunen) sind karbonisch. So dominieren bei den Conodontenfaunen die *Gnathodus*-Arten, es kommen noch Condolellen mit Transversalrippen vor und typische permische Gattungen, wie *Sweetognathus*, fehlen noch. Die angeblich permischen Ammonitenfaunen des Asselian s.str. setzen erst im Grenzbereich oberstes Asselian/Sakmarian bzw. sogar erst im basalen Sakmarian ein. Auch in den Mikrofaunen treten an der Basis des Sakmarian deutlich Änderungen auf und zahlreiche permische Elemente setzen ein. Paläontologisch ist daher die Karbon/Perm-Grenze an der Basis des Sakmarian am besten belegt (vgl. RAUZER-ČERNOUSOVA, 1970, KOZUR, 1977, 1978 a, c, 1980 a). An der Basis des Unteren Asselian s.l. treten keine deutlichen faunistischen Änderungen auf. Die hier oftmals zu beobachtenden palynologischen Änderungen (starkes Ansteigen der Häufigkeit von *Vittatina* und einiger anderer Formen, aber kaum Einsetzen neuer Arten) sind stark klimatisch-faziell beeinflusst. Bei günstigen faziellen Bedingungen können die auch aus dem Asselian bekannten "Autunian-Sporomorphen" bereits im oberen Stefan B auftreten. Die drei heute üblichen Festlegungen der Karbon/Perm-Grenze (Basis des Asselian s.l., Basis des Asselian s.str. und Basis des Sakmarian) sind in der Korrelationstabelle eingetragen, desgleichen auch die stratigraphische Position des Orenburgian (vgl. hierzu auch ausführliche Diskussionen bei KOZUR, 1977, 1978 c). Verbindliche Beschlüsse über die Festlegung der Karbon/Perm-Grenze gibt es bisher nicht; eine der drei genannten Grenzen wird aber als Karbon/Perm-Grenze ausgewählt werden. Eine Konvention über die Zwei- oder Dreiteilung des Perm gibt es ebenfalls nicht. Das Oberperm s.l. entspricht dem Mittelperm und Oberperm s.str. HAUBOLD & KATZUNG, 1978, untergliederten das Unterperm in Unterperm s.str. und Mittelperm. Irgendwelche Begründung für dieses Vorgehen gibt es nicht. Es wurde auch nicht aufgezeigt, welche Stufen zum Mittelperm sensu HAUBOLD & KATZUNG, 1978, gehören sollen. Wahrscheinlich resultiert diese Untergliederung des Unterperm aus der früheren Gleichsetzung von Rotliegendem mit Unterperm durch diese Autoren, was nach den Ergebnissen bei KOZUR, 1977, 1978 a, b, c, nicht mehr aufrecht erhalten werden konnte, da das obere Oberrotliegende zum Mittelperm gehört. Schon SCHMIDT, 1959, hatte das anhand der Fährtenfaunen des Cornberger Sandsteins für das oberste Oberrotliegende aufgezeigt. Er stufte den Cornberger Sandstein in das tiefere Oberperm s.l. (= Mittelperm) ein. Die Untergrenze des Autunien wurde bei de LAPPARENT, 1893, nicht diskutiert. Zu dieser Zeit wurde aber die Basis des "Autunian" allgemein mit der Basis der Schichten von Igornay im Autun-Becken definiert, so daß man auch die Untergrenze des Autunien nach de LAPPARENT, 1893, so definieren kann. Die "Autunien"/"Saxonien"-Grenze nach de LAPPARENT, 1893, ergab sich aus der Obergrenze des Autunien im Autun-Becken. De LAPPARENT,

1893, korrelierte diese Grenze für den damaligen Kenntnisstand ganz vorzüglich, so daß die Autunien/Saxonien-Grenze nach de LAPPARENT, 1893, in den verschiedenen Rotliegend-Becken etwa der Obergrenze des Autunien im Autun-Becken entspricht. Diese Grenze stimmt im wesentlichen mit der Grenze unteres/oberes "Autunian" im Sinne von HAUBOLD in ANDREAS & HAUBOLD, 1973, 1975, überein, die in Unkenntnis der Originalarbeit von de LAPPARENT, 1893, festgelegt wurde. Diese Grenze stimmt nicht mit der Grenze unteres /oberes Autunien sensu DOUBINGER, 1956, überein, die beträchtlich tiefer liegt. Das war auch ANDREAS & HAUBOLD, 1975, bekannt, die schrieben: " Der höchste fossilführende Abschnitt des Autun im Becken von Autun-Spinac dürfte danach in das untere Autun einzustufen sein". Hier im Autun-Becken definierte DOUBINGER, 1956, die Grenze zwischen ihrem Autunien inférieur und Autunien supérieur mit der Grenze zwischen Muse- und Surmoulin-Formation. Noch BARTHEL & HAUBOLD, 1980, korrelierten nach Floren selbst die oberhalb der Surmoulin-Formation folgenden Assise de Millery mit dem unteren Drittel der Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes, also mit Schichten, die laut Definition zum unteren "Autunian"; sensu ANDREAS & HAUBOLD, 1973, 1975, gehören. Im gleichen Band setzt jedoch HAUBOLD, 1980 b, ohne floristische und faunistische Beweise seine Grenze unteres/oberes "Autunian" mit der Grenze Autunien inférieur/Autunien supérieur nach DOUBINGER, 1956, gleich und stuft dabei die Assise de Millery in die obere Goldlauter-Formation ein. Das ist aber gar nicht möglich, weil noch die Faisceau de Télot (untere Millery-Formation) Massenvorkommen von *Limnetheria muensteriana* (JONES & WOODWARD) führt und damit zur muensteriana-A.-Z. nach Conchostracen (vgl. HOLUB & KOZUR, 1981 a) gehört, die im Thüringer Wald nur bis zum Acanthodes-Horizont der mittleren Goldlauter-Formation reicht, der definitionsgemäß dem unteren "Autunian" nach ANDREAS & HAUBOLD, 1973, 1975, entspricht.

Die stark diachrone "Autunian"-Basis und "Autunian"/"Saxonian"-Grenze nach HAUBOLD & KATZUNG, 1975, ergibt sich aus Definition und Korrelation von "Autunian" und "Saxonian" bei diesen Autoren. Laut Definition bei HAUBOLD & KATZUNG, 1975, beginnt das "Autunian" mit dem Einsetzen der Gattung *Callipteris*. Da *Callipteris* nach REMY, 1975, im oberen Missourian von Kansas (höheres Stefan B) und nach DOUBINGER, BRANCHET & LANGIAUX, 1979, im höheren Stefan B von Blanzky-Montceau vorkommt, müßten HAUBOLD & KATZUNG das obere Stefan B und das obere Missourian eigentlich schon zum "Autunian" stellen. REMY, 1975, geht diesen konsequenten Weg und stuft das obere Missourian von Kansas mit *Callipteris flabellifera* (WEISS) ZEILLER in das "Autunian" ein. HAUBOLD & KATZUNG, 1975, sind hier aber inkonsequent, wodurch die stark diachrone Basis ihres "Autunian" entsteht. Sie definieren die Stefan C/"Autunian"-Grenze mit dem Einsetzen der Gattung *Callipteris*, obwohl *Callipteris* nicht nur am Stratotyp im Stefan C vorkommt, sondern nun auch unterhalb des Stefan C nachgewiesen wurde (oberes Missourian von Kansas, oberes Stefan B von Blanzky-Montceau). Andererseits stuft HAUBOLD in HAUBOLD & SARJEANT, 1973, aber das gesamte Missourian der USA nach Tetrapodenfährten in das Stefan A ein, trotz des Vorkommens von *Callipteris* im oberen Missourian. Auch die obere Stupná-Formation (jetzt obere Syřenov-Formation) des Podkrkonoš-Beckens, die nach der konventionellen Gliederung zum höheren Stefan B gehört, stuften HAUBOLD & KATZUNG, 1975, in das "Autunian" ein, obwohl dort *Callipteris* nicht nachgewiesen wurde. Als Beweis führten sie das Vorkommen von *Odontopteris osmundaeformis* SCHLOTHEIM, an, obwohl diese Art nicht aus der oberen Stupná-Formation, sondern aus dem jüngeren, aber trotzdem stefanischen Ploužnice-Horizont verzeichnet wurde. *O. osmundaeformis* kommt aber bereits ab dem Kasimovian vor und wurde bei

DOUBINGER, 1956, aus dem Stefan C erwähnt. Sie kann also auf keinen Fall zur Beweisführung für ein "Autunian"-Alter herangezogen werden. Sonst lassen HAUBOLD & KATZUNG, 1975, das "Autunian" wesentlich höher beginnen, z.B. mit der Kusel-Gruppe des Saar-Nahe-Gebietes, der oberen Gehren-Formation des Thüringer Waldes etc., also etwa im Bereich des basalsten Stefan D nach DOUBINGER, 1956. Extrem hoch lassen sie das "Autunian" im Lodève-Becken beginnen, wo sie das untere Autunien gris mit der (oberen) Gehren-Formation, der oberen Stupná-Formation und der Kusel-Gruppe korrelieren (vgl. HAUBOLD & KATZUNG, Tab. 13), obwohl das Autunien gris kaum wesentlich unter dem oberen "Autunian" im Sinne von ANDREAS & HAUBOLD, 1973, 1975, beginnt und HAUBOLD & KATZUNG, 1975, trotz dieser extrem tiefen Einstufung die Floren aus dem unteren Autunien gris (Schistes gréseux) selbst in das obere "Autunian" einstuft.

Die "Autunian"/"Saxonian"-Grenze wurde bei HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, im Thüringer Wald ohne Berücksichtigung des Umfangs des "Autunian" und "Saxonian" in ihren Typusregionen neu definiert. Sie wurde hier zwischen die Rotterode- und die Tambach-Formation gelegt. Entgegen früheren Auffassungen, aber in Übereinstimmung mit den ursprünglichen Ansichten von PATZELT, 1966, hat sich nun aber gezeigt, daß die Basis der Tambach-Formation etwa der Basis der Rotterode-Formation entspricht (siehe unter Spalte Thüringer Wald). Daher gibt es schon in der Typusregion der neuen "Autunian"/"Saxonian"-Grenze (reference section) nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972, zwei unterschiedliche Grenzbeziehungen. Die tiefste "Autunian"/"Saxonian"-Grenze nach HAUBOLD & KATZUNG ist dabei die Basis der Tambach-Formation (= Basis der Rotterode-Formation). In allen anderen Profilen legten sie die Grenze wesentlich höher. So verlegten sie die "Saxonian"-Basis in der Typusregion des Saxonien, dem SE-Hartrand, von der Basis der Hornburg-Formation, der ursprünglichen Basis des Saxonien, im Sinne von de LAPPARENT, 1893, zwischen die Hornburg- und Brachwitz-Formation. Sie liegt damit am SE-Hartrand viel höher als in ihrer eigenen neu gewählten Typusregion im Thüringer Wald, wo die Basis der Tambach-Formation etwa der bisherigen "Saxonian"-Basis an der Basis der Hornburg-Formation entspricht. Besonders hoch liegt die "Autunian"/"Saxonian"-Grenze nach HAUBOLD & KATZUNG, 1975, in den Südalpen. In mehreren Arbeiten stufen sie immer wieder die Gröden-Formation (Val-Gardena-Formation) entgegen allen bisherigen Einstufungen und entgegen den paläontologischen und palynologischen Daten (Ammoniten, Nautiloidea, z. T. sogar Fusuliniden, Sporomorphen) nach Tetrapodenfährten in das "Autunian" ein. Die Obergrenze dieses "Autunian" liegt oberhalb des obersten Rotliegenden Mittel- und Westeuropas, d.h. sogar oberhalb des "Saxonian". Da die Einstufung der Gröden-Formation in das "Autunian" bei HAUBOLD & KATZUNG, 1975, nachdrücklich verteidigt wurde und selbst die marinen Faunen dieser Einstufung angeblich nicht widersprechen sollen, wurde diese hohe Lage der "Autunian"-Obergrenze im Gliederungsschema nach HAUBOLD & KATZUNG, 1975, mit berücksichtigt. Dadurch wird die "Autunian"/"Saxonian"-Grenze nach HAUBOLD & KATZUNG, 1975, noch diachroner als sie es ohnehin ist.

(3) Niederschlesisches Becken und Podkrkonoš-Becken

Die Gliederung im Niederschlesischen Becken entspricht der bisherigen regionalen Konvention. Es ist allerdings möglich, daß zwischen der Olivětín- und Martíňkovice-Formation eine Schichtlücke besteht.

Beträchtliche Abweichungen gibt es im Podkrkonoš-Becken sowohl hinsichtlich der Untergliederung als auch hinsichtlich der Korrelation mit dem Niederschlesischen Becken. Die lithostratigraphischen Abfolgen wurden im wesentlichen durch HOLUB und TÁSLER geklärt. Neu ist vor allem die Tren-

nung der früher zusammengefaßten Horizonte von Košťálov und Kalná, die recht unterschiedlich alt sind (siehe Tabelle).

Nach der bisherigen Korrelation (zuletzt TÁSLER & SKOČEK, 1980) sind alle Schichten bis einschließlich zur Prosečné-Formation älter als die Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens, mit der die Chotěvice-Formation korreliert wurde. Durch diese Korrelation kam es nicht nur zu scheinbar großen Unterschieden in den Reichweiten der Faunen und Floren zwischen dem Podkrkonoš- und dem Niederschlesischen Becken, sondern auch die lithofazielle, vulkanische und tektonische Entwicklung in den beiden unmittelbar benachbarten Becken war im Rotliegenden unterhalb der Trutnov-Gruppe scheinbar sehr unterschiedlich. So begann nach dieser Korrelation *Callipteris scheibei* GOTHAN aus dem Háje-Horizont (mittlerer Teil der Vrchlabí-Formation) des Podkrkonoš-Beckens anscheinend viel früher als im Thüringer Wald und die stratigraphisch jungen Tetrapodenfährten (schmidt-staigeridoloi-A.-Z. nach HOLUB & KOZUR, 1981 c) und Conchostracen (calcareozone nach HOLUB & KOZUR, 1981 a) aus dem Kalná-Horizont lagen scheinbar im Niveau sehr viel ältere Faunen im Niederschlesischen Becken. Der Vulkanismus im Podkrkonoš-Becken setzte scheinbar aus, bevor das Vulkanitmaximum in der Nowa Ruda-Formation des Niederschlesischen Beckens begann und die Schichtenfolge des Rotliegenden unterhalb der Trutnov-Gruppe ließ in beiden Becken keinerlei Parallelen erkennen.

Unsere Untersuchungen brachten wichtige neue Ergebnisse zur Korrelation des Rotliegenden beider Becken. Die Einstufung des Ploužnice-Horizonts in das höhere Stefan ließ sich dagegen faunistisch bestätigen. Interessanterweise stimmt auch die Fischfauna des Ploužnice-Horizonts mit derjenigen des Klubůky-Horizonts im Kladno-Becken (mittelböhmisches Fazies) überein, wie unsere Neuaufsammlungen zeigten. Die Conchostracen des Ploužnice-Horizonts gehören zu *Lioestheria* sp. aff. *paupera* (FRITSCH), die im höheren Stefan Europas weit verbreitet ist und die von unter- und mittelstefanischen Formen zu *Lioestheria paupera* (FRITSCH), der Leitform des basalen Autunien sensu DOUBINGER überleitet. Auch die Insekten des Ploužnice-Horizonts (Museum Nová Paka) sind im Sinne von SCHNEIDER, 1978, oberstefanische Formen. Dagegen stufen HAUBOLD & KATZUNG, 1975, den Ploužnice-Horizont und die noch ältere obere Stupná-Formation (jetzt Syřenov-Formation) in das "Autunian" ein. Ausschlaggebend dafür ist das Vorkommen von *Odontopteris osmundaeformis* SCHLOTHEIM sowie das angebliche Vorkommen *Ichniotherium cottae* (POHLIG), *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ), *Saurichnites intermedius* FRITSCH und *S. salamandroides* GEINITZ im Ploužnice-Horizont. *O. osmundaeformis* kommt auch im Stefan C des Stratotyps (St. Etienne) vor (vgl. DOUBINGER, 1956). Ihr tiefstes Vorkommen ist aus dem mittleren Kasimovian bekannt (vgl. KOZUR, 1977). Diese Art kann daher nicht zur Einstufung in das "Autunian" herangezogen werden. Das angebliche Vorkommen der oben genannten Tetrapodenfährten beruht wohl auf Verwechslungen von Fundpunkten in musealem Sammlungsmaterial. Wir sehen keine Veranlassung, die bisherige Einstufung des Ploužnice-Horizonts zu verändern und uns der neuen Einstufung bei HAUBOLD & KATZUNG, 1975, anzuschließen. Die Conchostracen-Fauna des Rudník-Horizonts (unterer Teil der Vrchlabí-Formation, basaler Teil der Libštát-Gruppe) des Podkrkonoš-Beckens stimmt mit derjenigen der Bečkov-Formation (oberer Teil der Cháleč-Gruppe) des Niederschlesischen Beckens überein. (*Limnetheria palaeoniscorum*-A.-Z. nach HOLUB & KOZUR, 1981 a). Damit aber ist der Háje-Horizont der höheren Vrchlabí-Formation (mittlere Libštát-Gruppe) des Podkrkonoš-Beckens beträchtlich jünger als bisher angenommen wurde und läßt sich mit dem höheren Teil der Nowa Ruda-Formation des mittleren Abschnitts der Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens korrelieren, die auch schon bisher in den

tiefere Teil des höheren "Autunian" eingestuft wurde. Somit setzt *C. schei-bei* GOTHAN im Podkrkonoš-Becken etwa im gleichen Niveau ein wie im Thüringer Wald (vgl. Korrelationstabelle).

Die obere Prosečné-Formation (oberster Teil der Libštát-Gruppe) des Podkrkonoš-Beckens läßt sich mit der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens korrelieren (nach Conchostracen Zone C 8: Protolimnadia calcarea-Zone; nach Tetrapodenfährten Zone TF 4: schmidtii-A. staigeri-S. dolloi-Assemblage-Zone nach HOLUB & KOZUR, 1981 a, c).

Durch die neue Korrelation zwischen dem Niederschlesischen und dem Podkrkonoš-Becken wurden die bisherigen Widersprüche zwischen den Fossilabfolgen beider Becken beseitigt. Auch die fazielle, vulkanische und tektonische Entwicklung in beiden benachbarten Becken stimmt nach der neuen Korrelation sehr gut überein und es tritt eine ganze Reihe zeitlich synchroner Ereignisse auf. Selbst das Aussetzen der letzten vulkanischen Erscheinungen fällt zeitlich zusammen. So finden sich in der unteren Prosečné-Formation des Podkrkonoš-Beckens und in der Olivětín-Formation des Niederschlesischen Beckens die letzten vulkanischen Erscheinungen. Die darüber folgende Prosečné-Formation des Podkrkonoš-Beckens bzw. die Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens sind frei von vulkanischen Erscheinungen.

Wie schon ausgeführt wurde, zeigen sowohl die Conchostracenfaunen als auch die Tetrapodenfährten eine Korrelation der oberen Prosečné-Formation des Podkrkonoš-Beckens mit der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens an. Dabei sind die Arthropodenfährten aus dem Kalná-Horizont (höherer Teil der oberen Prosečné-Formation) etwas höher entwickelt als jene aus dem Vižňov-Horizont der unteren Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens. Andererseits zeigen die bisher noch nicht näher untersuchten Conchostracenfaunen aus dem Kalná-Horizont mit *Protolimnadia* cf. *calcareo* (FRITSCH) an, daß der Kalná-Horizont im Alter nicht wesentlich vom Hejtmánovice- und Jetřichov-Horizont der Martínkovice-Formation abweichen kann. Damit kann die Chotěvice-Formation früher Lomnice-Schichten: HAVLENA, 1958) des Podkrkonoš-Beckens, die bisher als Äquivalente der Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens angesehen wurde, höchstens dem obersten Teil der Martínkovice-Formation des allerhöchsten Teils der Broumov-Gruppe entsprechen.

Die geologische und stratigraphische Position der Chotěvice-Formation (PROUZA; SKOČEK & TÁSLER) ist noch nicht gut geklärt. Es ist möglich, daß die Sedimente, welche zur Chotěvice-Formation gestellt wurden, zumindest in ihrem überwiegenden Teil die gröberklastische Randfazies der oberen Prosečné-Formation repräsentieren. In diesem Falle würde die Chotěvice-Formation ein zeitliches Äquivalent der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens sein. Die bisher kaum bekannte, aber anscheinend reiche Arthropodenfährten-Fauna der (unteren) Chotěvice-Formation brachte bisher noch keine Klärung. Der Reichtum an *Isopodichnus*-Fährten stimmt mit der Fährtenfauna des Vižňov-Horizonts des unteren Teils der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens überein, ist aber sicher faziell bedingt. Die einzige bisher beschriebene Arthropoden-Lauffährte (*Tarichnus cermnaensis* HOLUB & KOZUR) ist weder als Gattung noch als Art außerhalb der Chotěvice-Formation bekannt.

Die sowohl im Niederschlesischen als auch im Podkrkonoš-Becken über dem konventionell definierten Unterrotliegenden nach einer Schichtlücke folgende Trutnov-Gruppe (bisher fossilleer) wird wie bislang in beiden Becken gleichgesetzt. Auch in der darüber folgenden Bohuslavice-Formation wurden bisher keine Organismenreste nachgewiesen. Die Untergliederung der Trutnov-

Gruppe und ihre Abgrenzung gegen die Bohuslavice-Formation erfolgt ausschließlich nach lithologischen Kriterien. Die zeitliche Einstufung der Trutnov-Gruppe und der Bohuslavice-Formation sowie ihre Gleichsetzung in beiden Becken entspricht der bisherigen Konvention, da keine Fossilien nachgewiesen werden konnten. Zwischen der Suchovršice-Formation (oberster Teil der Trutnov-Gruppe) und der Bohuslavice-Formation wird lokal (in den Randbereichen des Sedimentationsraumes) eine Schichtlücke angezeigt (Vergrößerung der Sedimente). Im Beckenzentrum sind die Übergänge zwischen beiden Formationen aber fließend, so daß hier entweder kontinuierliche Sedimentation oder eine Parakonformität vorliegt.

In den varistischen Intramontanbecken gibt es nirgends einen lückenlosen Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein. Stets ist eine Parakonformität anzutreffen, wobei mindestens eine Stufe ausfällt. Das gleiche ist auch im Niederschlesischen und im Podkrkonoš-Becken zu erwarten, ohne daß in den rein kontinentalen Folgen klar ist, wo diese Parakonformität liegt.

(4) Boskovice - und Blanice-Furche

Die Korrelation der in der Korrelationstabelle verzeichneten Fossilfundpunkte der beiden Furchen beruht im wesentlichen auf den Insekten- und Conchostracen-Faunen. In Zbýšov tritt *Opsiomylacris* cf. *procera* HAUPT auf. Diese Art kommt in der unteren Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes vor. Nach SCHNEIDER, 1980, kommen in Zboněk und Svitávka Opsiomylacridenreste vor, die denen der Oberhof-Formation des Thüringer Waldes nahe stehen. Das muß aber nicht unbedingt für eine Korrelation mit der Oberhof-Formation sprechen. Sicher sind aber diese Horizonte jünger als die untere Goldlauter-Formation und älter als die Rotterode- und Tambach-Formation des Thüringer Waldes. Sehr interessant sind in diesem Zusammenhang die Conchostracenfaunen von Zboněk, die leider meist schlecht erhalten sind. Es treten *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD) und ganz vereinzelt schlecht erhaltene Vertreter von *Limnetheria muensteriana* (JONES & WOODWARD) auf. Die Bestimmung der letzteren Art ist leider unsicher. Sollte sie sich bestätigen, dann würde die Conchostracen-Fauna vollständig mit derjenigen aus den oberen Odernheimer Schichten (Lebach-Gruppe) des Saar-Nahe-Gebietes übereinstimmen. *Lioestheria extuberata* kommt auch in der Oberhof-Formation des Thüringer Waldes massenhaft vor; hier wurde aber bisher *Limnetheria muensteriana* noch nicht nachgewiesen. Nach Conchostracen und Insekten ist eine Korrelation der Horizonte von Zboněk und Svitávka mit der oberen Goldlauter- bis unteren Oberhof-Formation des Thüringer Waldes zu rechtfertigen.

Am Fundpunkt Obora kommt die Insektengattung *Moravamylacris* SCHNEIDER bereits dominierend vor (vgl. SCHNEIDER, 1980). Aus diesem Grunde ist der Fundpunkt Obora sicher jünger als die Oberhof-Formation. Ein dominierendes Vorkommen von *Moravamylacris* wäre erst in der Tambach- oder in der Rotterode-Formation des Thüringer Waldes zu erwarten. Da die einzige bisher aus dem Tambacher Sandstein bestimmte Insektenart (*Opsiomylacris* n. sp. 1 SCHNEIDER, 1978) nach SCHNEIDER, 1980, sicher zu *Moravamylacris* gehört, ist kaum zu erwarten, daß diese Gattung in diesem stratigraphischen Bereich extrem selten ist, wie unterhalb des Niveaus Obora. Wie die Angaben bei SCHNEIDER, 1980, zeigen, muß daher der Horizont Obora jünger sein als die (untere) Oberhof-Formation. Jünger als der Tambacher Sandstein dürfte der Horizont Obora nach Insekten dagegen kaum sein. Interessant an der Insektenfauna des Horizonts Obora ist die Tatsache, daß hier viele Gruppen unvermittelt einsetzen, wie z.B. die Protelytroptera. Sie zeigen aber nach SCHNEIDER (persönliche Mitteilung) einen Entwicklungsstand, der

dafür spricht, daß ihre Stammgruppe schon wesentlich früher einsetzte, aus faziellen Gründen aber bisher nicht unterhalb des Niveau Obora gefunden wurde.

Die in den Rotsedimenten in Nachbarschaft des Grauhorizonts von Obora auftretenden Tetrapodenfährten mit *Hardakichnium microdactylum* (PABST) zeigen eine Einstufung in die TF 3 (*H. microdactylum*-Zone) nach HOLUB & KOZUR, 1981 c an (vgl. Abb. 1). Diese Zone beginnt im Thüringer Wald in der oberen Oberhof-Formation und endet im Tambacher Sandstein der Tambach-Formation. Im Saar-Nahe-Gebiet umfaßt die *microdactylum*-Zone die obere Sötern- und die gesamte Wadern-Formation. Die Tetrapodenfährten zeigen wie die Insektenfaunen an, daß der Horizont Obora nicht älter als die obere Oberhof-Formation und nicht jünger als der Tambacher Sandstein der Tambach-Formation des Thüringer Waldes bzw. nicht älter als die obere Sötern-Formation und nicht jünger als die Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebiets sein kann.

Eine weitere Einengung der Altersstellung des Horizonts Obora erlauben die Conchostracen. *Lioestheria oboraensis* HOLUB & KOZUR, von der bisher nur Jugendformen sicher nachgewiesen wurden, ist die Vorläuferform von *Megasitum tenellum* (BRONN) und eine Übergangsform zur Gattung *Megasitum*. Nach KOZUR & SITTIG, 1981, läßt sich der Fundhorizont von *M. tenellum* in der Senke von Baden-Baden mit dem Grenzbereich Wadern-Formation/ Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes und damit etwa mit dem Sakmarian/Artinskian-Grenzbereich korrelieren. Da in der Oberhof-Formation des Thüringer Waldes noch die Vorläuferform von *L. oboraensis* auftritt, muß der Horizont Obora jünger als die Oberhof-Formation sein. Im Tambacher Sandstein kommt dagegen bereits *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA) vor, so daß der Horizont von Obora mit *L. oboraensis* vermutlich älter ist als der Tambacher Sandstein und damit dem Unteren Tambacher Konglomerat bzw. der zu großen Teilen altersgleichen Rotterode-Formation entsprechen würde. Dafür spricht auch, daß in der Rotterode-Formation schlecht erhaltene Conchostracen auftreten, die adulte Formen von *L. oboraensis* sein könnten. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand ist aber auch nicht auszuschließen, daß *L. oboraensis* und *L. andreevi* sich in ihrer stratigraphischen Reichweite stark überschneiden und nur regional oder ökologisch getrennt sind, da in der T 1-Folge der Senke von Baden-Baden mit *Megasitum tenellum* (BRONN) und *Pseudestheria fritschi* KOZUR & SITTIG die Nachläuferformen von *L. oboraensis* und *L. andreevi* auftreten. In diesem Falle wären die Zone C 5 (*oboraensis*-A.-Z.) und C 6 (*andreevi*-A.-Z.) nach HOLUB & KOZUR, 1981 a, zeitliche Äquivalente, was schon bei HOLUB & KOZUR, 1981 a, diskutiert wurde. Auf jeden Fall aber entspricht der konventionell zum Unterrotliegenden gestellte Horizont Obora der Boskovice-Furche dem konventionell zum Oberrotliegenden gestellten unteren bis mittleren Teil der Tambach-Formation des Thüringer Waldes.

Die Horizonte von Bačov und Jablůňany der Biskovice-Furche, aus denen uns keine Fossilien vorlagen, werden wie bisher mit dem Obora-Horizont korreliert. Diese Gleichsetzung wurde ohne eigene Untersuchungen übernommen.

(5) Thüringer Wald, Ostharrand, Hallesche Mulde

Die relativ fest gefügte lithostratigraphische Gliederung des Thüringer Waldes wurde durch die Einführung zahlreicher neuer bzw. die Umbenennung alter Formationsbezeichnungen bei HAUBOLD & KATZUNG, 1980, sehr kompliziert. Diese zahlreichen neuen Namen werden hier nicht übernommen, weil sie größtenteils den wirklichen Gegebenheiten nicht Rechnung tragen. Leider wurden sie zum verbindlichen Standard erklärt, was die wissenschaftliche Erkenntnis-

findung im Rotliegenden sicherlich einige Zeit belasten wird, während sich normalerweise solche Neuschöpfungen sehr rasch überleben. Welche Probleme die zahlreichen neuen Benennungen mit sich bringen, soll an einigen Beispielen aufgezeigt werden.

Die durch ihre gut erhaltenen Tetrapodenfährten seit der Jahrhundertwende weltweit bekannte Tambach-Formation wurde ohne Änderung des Umfangs in Finsterberg-Formation umbenannt. Dies bringt keinen wissenschaftlichen Erkenntnisgewinn, sondern nur einen neuen Namen anstelle einer eingebürgerten Bezeichnung.

Die Oberhof-Formation wurde zur Oberhof-Gruppe erhoben und dann zwei neue Formationen, die Sternberg-Formation (unten) und die Leina-Formation (oben) ausgeschieden. Wie KUNERT, 1978, aufzeigte, ist aber ein großer Teil der Quarzporphyre subintrusiv und die untere und obere Sedimentzone der Oberhof-Formation gehört zu einem Sedimentzyklus. Ein Sedimentzyklus sollte aber nicht auf zwei Formationen aufgeteilt werden. In die Oberhof-Gruppe stellten HAUBOLD & KATZUNG, 1980, auch die Rotterode-Formation. Diese repräsentiert aber einen völlig unabhängigen Zyklus, in der erstmalig die Gerölle der subintrusiven Quarzporphyre auftreten (vgl. KUNERT, 1978). Zwischen Oberhof-Formation und Rotterode-Formation liegt die Saalische "Phase" s.str. und die Rotterode-Formation ist größtenteils ein zeitliches Äquivalent des Unteren Tambacher Konglomerats, das (berechtigterweise) nach HAUBOLD & KATZUNG, 1980, in eine neue, noch nicht benannte Gruppe gehört (Wartburg-Gruppe der vorliegenden Arbeit). Daher kann natürlich auch die Rotterode-Formation nicht zu einer Oberhof-"Gruppe" gestellt werden. Auch vom lithologischen Charakter her ist das unmöglich, da das Rotteroder Porphyrkonglomerat nach der Geröllfazies und dem Herkunftsgebiet des Materials mit dem Unteren Tambacher Konglomerat übereinstimmt (vgl. LÜTZNER, 1979): Man hätte dazwischen also auch dann keine Gruppen-Grenzen legen können, wenn beide Ablagerungen zeitlich übereinander folgen würden. HAUBOLD & KATZUNG sind ja selbst der Meinung, daß an der Loibe das Porphyrkonglomerat der Rotterode-Formation vom Unteren Tambacher Konglomerat überlagert wird und beide Konglomerate hier lithologisch nicht getrennt werden können.

Wir schlagen für den Thüringer Wald vom Hangenden zum Liegenden folgende lithostratigraphische Gruppengliederungen (in der Korrelationstabelle zwecks Platzeinsparung nicht eingetragene) vor:

Wartburggruppe

Hierzu zählen wir vom Hangenden zum Liegenden das Grenzkonglomerat, die Eisenach-Formation, die Tambach-Formation und die Rotterode-Formation. Letztere wird trotz der Korrelation ihres größten Teils mit dem Unteren Tambacher Konglomerat beibehalten, da sie in einem anderen Teilbecken abgelagert wurde. Entsprechend kann ja auch das Wachstein-"Konglomerat" mit dem Oberen Tambacher "Konglomerat" (wie alle "Konglomerate" der Eisenach-Formation ein typisches Fanglomerat) korreliert werden. Das Grenzkonglomerat müßte eigentlich zu einer unabhängigen Gruppe gehören. Wegen seiner maximal nur wenige Meter betragenden Mächtigkeit kann es aber nicht als eigene Gruppe zwischen der Wartburg-Gruppe und dem Zechstein ausgehalten werden.

Winterstein-Gruppe (nach der recht vollständigen Entwicklung auf der Wintersteiner Scholle)

Hierzu werden vom Hangenden zum Liegenden die Oberhof-Formation und die Goldlauter-Formation gezählt.

Ilm-Gruppe (nach der recht vollständigen Entwicklung im Ilmtal; Oberlauf der Ilm)

Hierzu gehören vom Hangenden zum Liegenden die Manebach-Formation und die Gehren-Formation.

Die Zuordnung der geringmächtigen Manebach-Formation zur Ilm-Gruppe ist etwas problematisch, da sie auch Anklänge an die Winterstein-Gruppe zeigt. Allerdings treten in der Manebach-Gruppe letztmalig Lithofaziestypen verbreitet auf, wie sie sonst nur in Sedimenten der Gehren-Formation vorkommen (Kohlenmoore).

Im tieferen Rotliegenden des Thüringer Waldes, des Ostharrandes und der Halleschen Mulde ergeben sich nur wenige Änderungen gegenüber der bisherigen Gliederung. Problematisch ist vor allem die Altersstellung der Halle-Formation. Zwischen der Halle-Formation und der Wettin-Formation liegt eine Schichtlücke unbekanntes Ausmaßes. HAUBOLD, 1981, korrelierte die Halle- und Sennewitz-Formation mit der oberen Gehren- und Manebach-Formation des Thüringer Waldes und setzt damit den Rotliegendevulkanismus im Halleschen Raum altersmäßig mit dem Gehriner Vulkanismus im Thüringer Wald gleich. Nach unserer Meinung entspricht aus regionalgeologischen Erwägungen der Rotliegendevulkanismus des Halleschen Raums dem Vulkanismus in der Oberhof-Formation des Thüringer Waldes, in der Sötern-Formation des Saar-Nahe-Gebietes, in der oberen Ilfeld-Gruppe des Ilfelder Beckens sowie den mächtigen Vulkaniten des Flechtinger Höhenzuges und anderer Gebiete im nördlichen Mitteleuropa. Eine paläontologische Beweisführung gibt es für keine der beiden Auffassungen. Die genaue Altersstellung der Halle-Formation muß noch durch die Untersuchung ihrer Conchostracen und anderer Faunen sowie der Floren geklärt werden.

Eine der zentralen Fragen der Rotliegendestratigraphie Mitteleuropas ist die genaue Altersstellung und gegenseitige Korrelierung der Rotterode-, Tambach- und Eisenach-Formation des Thüringer Waldes und der Hornburg- und Brachwitz-Formation des Ostharrandes. Dieser Frage wurde in der vorliegenden Arbeit bei HOLUB & KOZUR, 1981 a, b, c und KOZUR (in Druck) besondere Aufmerksamkeit gewidmet, liegt doch im SE-Harzvorland die Typusregion für das "Saxonian" und für die Saalische "Phase".

Das Saxonien umfaßte nach de LAPPARENT, 1893, in seiner Typusregion jene Schichten, die heute als Hornburg-, Brachwitz- und Eisleben-Formation (einschließlich Weißliegenden) ausgehalten werden. Lange Zeit war die Einstufung dieser Schichten in das Oberrotliegende bzw. "Saxonian" eine fest fixierte Konvention und STILLE definierte die Saalischen Bewegungen als voroberrotliegende Phase mit der Basis der jetzigen Hornburg-Formation (letztmalig bekräftigt STILLE in KUNERT, 1970). Erst HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, 1975, stuften aufgrund der Tetrapodenfährten die gesamte Hornburg-Formation in das Unterrotliegende ("Autunian") ein und verlegten die Saalische "Phase" in das Hangende der Hornburg-Formation, damit sie weiterhin eine voroberrotliegende Phase blieb. Zuvor war die Hornburg-Formation lediglich bei v. HOYNINGEN-HUENE, 1960, in das Unterrotliegende gestellt worden, aber in der irrigen Annahme, daß die Hornburg-Formation eine im oberen Stefan und Unterrotliegenden auftretende durchlaufende Schuttfazies der Unterharzschwelle sei.

Im Thüringer Wald legten HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, die Saalischen Bewegungen zwischen Rotterode- und Tambach-Formation. Die Rotterode-Formation wurde von PATZELT, 1966, aufgestellt und damals als wahrscheinliches Äquivalent der Tambach-Formation aufgefaßt. Auf Grund der Tetrapodenfährten hielten HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, die Tambach-Formation aber für jünger als die Rotterode-Formation des Thüringer Waldes und die oberste Hornburg-Formation des SE-Harzrandes und wählten die

Tambach-Formation als Typus für das untere "Saxonian" aus bzw. die Abfolge im Thüringer Wald wurde als Typus-Gebiet der "Autunian"/"Saxonian"-Grenze angesehen (später bei HAUBOLD & KATZUNG, 1978, als reference section bezeichnet). Die faunistischen Unterschiede zwischen den "Saxonian"-Fährten der Tambach-Formation und den Fährten aus der Rotterode- und Hornburg-Formation wurden von HAUBOLD & KATZUNG in mehreren Arbeiten und mit solcher Selbstsicherheit vorgetragen, daß sie von allen Autoren übernommen wurde, obwohl in den Arbeiten von PATZELT, 1977, LÜTZNER, 1979 und KOZUR, 1980 a, b, einige Zweifel an diesen Einstufungen und Korrelationen anklangen. Jedoch erst im Anhang zu KOZUR, 1980 b, wurde die Möglichkeit aufgezeigt, daß die Fährtenfauna des Tambacher Sandsteins gleichaltrig oder älter als jene der obersten Hornburg-Formation sein könnte. Die Fährtenfauna des Tambacher Sandsteins wurde von HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, 1975, für jünger als jene aus der Choza-Formation Nordamerikas (Texas) und für jünger als jene der Gröden (Val-Gardena-) Formation der Südalpen gehalten, die jeweils in das "Autunian" eingestuft wurden. KOZUR, 1980 a, hielt sie für ganz entschieden älter als jene der mittelpermischen Val-Gardena-Formation und für gleichaltrig oder älter als jene der Choza-Formation. Trotzdem übernahm KOZUR, 1980 a, die Korrelation der Tambach-Formation mit dem Kungurian (= Leonardian bis Chihshian) nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, weil die bis dahin bekannten Daten über die Tetrapodenfährten diese Einstufung scheinbar stützten. Das veranlaßte HAUBOLD, 1981, in einer "Besprechung" der Arbeiten von KOZUR, 1977, 1978 a, b, 1980 a, festzustellen, daß die Korrelationen bei KOZUR nichts Neues gegenüber seiner Einstufung gebracht hätten. Als Entgegnung auf diese polemische "Besprechung" kann Abb. 2 gelten.

Die Beibehaltung der stratigraphischen hohen Einstufung der Tambach-Formation nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, 1975, durch KOZUR, 1978 b, 1980 a, brachte zwei Probleme mit sich:

a) Durch die wesentlich tiefere Einstufung der Rotterode-, Oberhof-Formation etc. gegenüber den Einstufungen bei HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, 1975, durch KOZUR, 1978 b, 1980 a (vgl. Abb. 2), führte die Beibehaltung der Einstufung der Tambach-Formation nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, 1975, in das Kungurian (genauer: oberes Leonardian) zur Annahme einer zeitlich großen Schichtlücke zwischen der Rotterode- und Tambach-Formation. Diese Schichtlücke erschien nicht ausgeschlossen, da nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972 b, im Intervall zwischen der Rotterode- und Tambach-Formation die Abtragung von ca. 500 m Sediment erfolgte. Diese Schichtlücke wurde aber von PATZELT, 1966, entschieden angezweifelt.

b) Da das Wachstein "Konglomerat" der basalen Eisenach-Formation mit dem Oberen Tambacher "Konglomerat" zu korrelieren ist (vgl. KNOTH, 1970), würde die Eisenach-Formation, die mit Ausnahme ihres unteren Teils (bis zum Unteren Schiefer-ton) und z. T. auch ihres obersten Teils (Grenzschiefer-ton) durchweg unter extrem ariden Bedingungen abgelagert wurde (selbst Strömungsmarken treten über dem Unteren Schiefer-ton und unter dem Grenzschiefer-ton nicht mehr auf) überwiegend ein nachkungurisches Alter besitzen. Demgegenüber war das Wasserangebot in der angeblich kungurischen Tambach-Formation deutlich größer. Das kann nicht nur durch eine "Bromacker-Oase" erklärt werden, denn Strömungsmarken als Anzeichen fließenden Wassers, mehrfaches Trockenfallen und wiederholte Überflutungen lassen sich in allen Vorkommen des Tambacher Sandsteins im Thüringer Wald erkennen. Erst im Niveau des Oberen Tambacher "Konglomerats" werden die Strömungsmarken wesentlich seltener, sind aber auch hier noch vereinzelt vorhanden (etwa im gleichen Umfang wie bis zum Unteren Schiefer-ton der Eisenach-Formation). Eine kungurische Tambach-Formation mit überwiegend semiariden Bildungsbe-

Einstufungen nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972a,b, 1975				Einstufungen nach KOZUR, 1980a				
Vorural	Thüringer Wald	Südalpen	Fährten-führende Horizonte der U.S.A.	Standard	Vorural	Thüringer Wald	Südalpen	Fährten-führende Horizonte der U.S.A.
Kazan			Blaine Fm.	Capitanian	Kazanian		Grödener Fm.	Blaine Fm.
?				Wordian	Ufimian	Grenzkonglomerat		
				Kubergandinian				
				Chihisian				
Kungur	Grenzkonglomerat Tambacher Scht.		Choza Fm.	Leonardian	Kungurian	Tambacher Fm.		Choza Fm.
Artinsk	Rotteröder Scht. Oberhöfer Scht. Goldlauterer Scht.	Val Gardena Fm.	Hermit Shale Cutler Fm.	Artinskian	Artinskian	↓ ?		Hermit Shale
Sakmara	Manebacher Scht.			Sakmarian	Sakmarian	Rotteröder Fm.		
							Oberhöfer Fm.	
Assel	Obere Gehrener Scht.		Washington Fm.	Asselian	Asselian	Goldlauterer Fm. Manebacher Fm.		Washington Fm.
				Gzhelian ↓	Gzhelian ↓	Obere Gehrener Fm.		Cutler Fm.

Abbildung 2: Vergleich der Rotliegendkorrelation nach HAUBOLD & KATZUNG und KOZUR
Abstände nicht mächtigkeits- oder zeitbezogen

dingungen und eine postkurgurische Eisenach-Formation mit anfangs semi-ariden bis ariden, dann hochariden Bildungsbedingungen stünde aber im Widerspruch zur klimatischen Entwicklung während des Perm in Europa, wo stets das Kungurian der arideste Zeitabschnitt ist und wo vor allem die ariden Bildungsbedingungen am längsten anhalten und nicht von weniger ariden Phasen unterbrochen wurden, wie das z.B. im Oberperm der Fall ist. Zur Lösung dieser Problematik wurden sowohl der geologische Verband der Rotterode- und Tambach-Formation, ihre lithofaziellen Beziehungen als auch ihr Fossilinhalt detailliert neu untersucht. Dabei wurden folgende Ergebnisse erzielt:

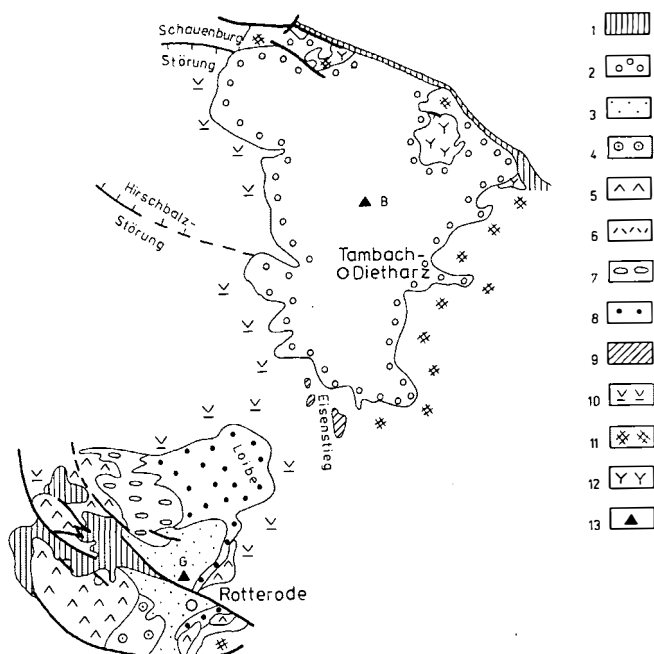


Abb. 3: Verbreitung der Rotterode- und Tambach-Formation im Thüringer Wald (aus LÜTZNER, in Druck)

Zeichenerläuterung:

- 1 Zechstein
- 2 Tambacher Schichten
- 3 Sandige Ausbildung der Rotterode-Formation
- 4 Hirzbergkonglomerat
- 5 Vulkanite der Rotterode-Formation
- 6 Tuffe in der Rotterode- und Tambach-Formation
- 7 Struther Konglomerat der Rotterode-Formation
- 8 Porphyrkonglomerat
- 9 Konglomerate am Eisenstieg
- 10 Oberhof-Formation (größtenteils Tuffe)
- 11 Oberhöfer Vulkanite (Jüngere Quarzporphyre der Oberhof-Formation)
- 12 Vulkanite der Gehren-Formation
- 13 Fossillokalitäten (G Gasberg bei Rotterode, B Bromacker bei Tambach)

a) Es gibt nirgends eine klar erkennbare Auflagerung von Unterem Tambacher Konglomerat auf die Rotterode-Formation. Nur das Hirzberg-Konglomerat könnte als Auflagerung der Tambach-Formation auf die Rotterode-Formation gedeutet werden. Das polymikte Hirzberg-Konglomerat könnte aber durchaus dem polymikten Oberen Tambacher "Konglomerat" und nicht dem monomikten Unteren Tambacher Konglomerat entsprechen oder eine ganz lokale Schüttung sein. Damit entfällt es als einziger Beweis für die Auflagerung des Unteren Tambacher Konglomerats auf die Rotterode-Formation. Der in letzter Zeit vielfach gesuchte Ausweg, das Untere Tambacher Konglomerat im Loibe-Gebiet mit Schichtlücke auf das Porphyrkonglomerat der Rotterode-Formation aufzulagern zu lassen, ist wenig überzeugend. Nach dieser Schichtlücke, die den Saalischen Bewegungen s.str. entspräche, wäre zumindest anzunehmen, daß sich die Schüttungsrichtung und Geröllgröße, wenn nicht sogar der Geröllbestand geändert hätte. Zumindest wäre es aber auch auf dem Porphyrkonglomerat der Rotterode-Formation zur Ausbildung einer Verwitterungsdecke gekommen, die nachweisbar sein müßte.

b) Wir schließen uns voll den Untersuchungsergebnissen von LUTZNER, 1979, S. 104, an, der schreibt: "Nach Geröllfazies und Herkunftsgebiet stimmt das Porphyrkonglomerat der Rotteröder Schichten weitgehend mit dem Unteren Konglomerat der Tambacher Schichten überein".

Damit gehören beide Konglomerate dem gleichen Sedimentationszyklus an. Wenn zwischen beiden die Saalische "Phase" mit Abtragung von mindestens 500 m Sedimenten gelegen hätte, dann wäre dies nahezu ausgeschlossen.

c) Wie bekannt, gehen die Konglomerate der Loibe, die sich in Geröllfazies, Herkunftsgebiet und Mächtigkeit (siehe oben) nicht von dem nördlich davon auftretenden Unteren Tambacher Konglomerat unterscheiden, nach Süden über das fluviatile Struther Konglomerat oder direkt in eine mehr feinklastische Ausbildung der Rotterode-Formation mit eingelagerten Tuffen, weiter im Süden auch Vulkaniten über. Nur an der Basis dieser Schichten tritt noch ein geringmächtiges Porphyrkonglomerat auf.

Wir haben daraufhin die Unteren Tambacher Konglomerate auf das Vorkommen von Tuffen untersucht und konnten solche in feinklastischen Einlagerungen nachweisen (für die mineralogischen Untersuchungen danken wir Dr. P. GYARMATI, MÁFI, Budapest). Nach den obigen Ausführungen entfällt jegliche nichtpaläontologische Beweisführung dafür, daß das Untere Tambacher Konglomerat jünger als die Rotterode-Formation sei.

Im Zusammenhang mit dem Tuff-Nachweis im Unteren Tambacher Konglomerat ist interessant, daß auch im Schwalbensteinkonglomerat des Elgersburger Beckens mit dem eingelagerten unbeständigen Rodaer Sandstein Vulkanite auftreten. Dies veranlaßte HAUBOLD & KÄTZUNG, 1980, diese Schichten als Roda-Formation abzutrennen, die wie auch im Fachbereichsstandard für das Perm zur Oberhof-"Folge" gestellt wird.

Demgegenüber konnte MARTENS, 1980, im Rodaer Sandstein eine Spurenfauna nachweisen, die derjenigen des Tambacher Sandstein vom Bromacker weitgehend entspricht. Selbst *Tambis spiralis* MÜLLER tritt auf. Damit wurde die bisherige Korrelation dieser Schichten mit der Tambach-Formation bekräftigt. Wir sind der Meinung, daß die Korrelation der Rotterode-Formation mit der Tambach-Formation bei PATZELT, 1966, berechtigt war. Dabei scheint aber die Rotterode-Formation (vielleicht mit Ausnahme des Hirzberg-Konglomerats) nur dem Unteren Tambacher Konglomerat zu entsprechen. Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß die Sedimentation im Tambacher Teilbecken etwas später begann als in der Asbach-Rotteröder Mulde, jedoch im gleichen Sedimentationszyklus ohne dazwischen liegende Saalische "Phase". Für solches Wandern des Sedimentationsbeginns nach einer Schichtlücke gibt es im mittel-

europäischen Rotliegenden mehrere Beispiele. Der zeitliche Unterschied dürfte aber so gering sein, daß er paläontologisch nicht mehr nachweisbar ist (ohne hin sind in den Konglomeraten kaum paläontologische Belege zu erwarten).

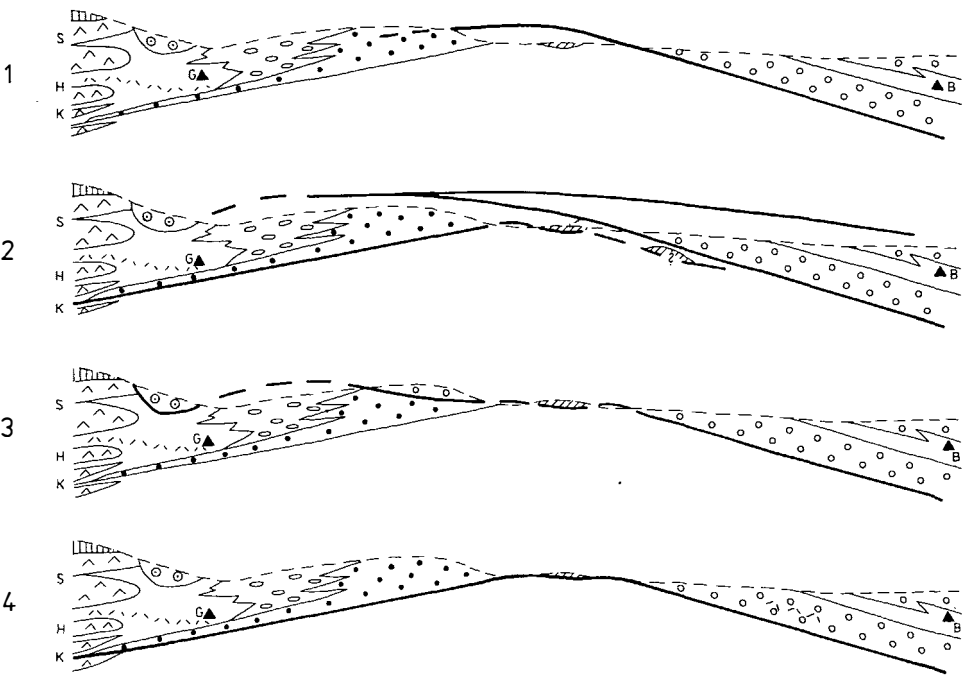


Abb. 4: Verschiedene Korrelationsvarianten der Rotterode- und Tambach-Formation (aus LÜTZNER, in Druck, ergänzt)

- 1, 2: nach LÜTZNER, in Druck
- 3: nach HAUBOLD & KATZUNG
- 4: unser Korrelationsvorschlag

Gegen die Korrelation der Rotterode-Formation mit dem Unteren Tambacher Konglomerat sprechen die unterschiedlichen Tetrapodenfährten der Rotterode- und Tambach-Formation nur scheinbar. Die "Saxonian"-Fährten im Sinne von HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, kommen im Steinbruch Bromacker gegenüber den aus dem "Autunian" hinaufreichenden Formen nur in ver-schwindend geringer Zahl vor. Einschließlich der Neufunde liegen nur fünf kurze Fährten von *Palmichnus tambachensis* (PABST) und *Tambachichnium schmidti* MÜLLER vor. Ihre Entdeckung verdanken wir ausschließlich dem jahrzehntelangen Steinbruchbetrieb und der dortigen intensiven Sammlungs-tätigkeit, denn bezeichnenderweise wurden sie außerhalb der Steinbrüche auf dem Bromacker auch in der Tambach-Formation noch nirgends nachge-wiesen. In den wenigen Fundpunkten von Tetrapodenfährten der Tambach-Formation außerhalb der Steinbrüche auf dem Bromacker liegen ausschließ-lich Fährten vor, die es auch im "Autunian" gibt. Der Fährtenfundpunkt in der unteren Rotterode-Formation wurde auch nicht annähernd so intensiv auf Fährten untersucht wie der Fundpunkt am Bromacker, so daß das Fehlen von *Tambachichnium schmidti* und *Palmichnus tambachensis* in der Rotterode-Formation ohne Aussagekraft ist (vergleichsweise untersuchte Fundpunkte in der Tambach-Formation haben auch nur Durchläuferformen aus dem "Autunian" geliefert und brachten keinen Nachweis von *Palmichnus tambach-ensis* und *Tambachichnium schmidti*).

Darüber hinaus ist der Fährtenfundpunkt in der Rotterode-Formation wirk-lich älter als der Fährtenfundpunkt in der Tambach-Formation (vgl. Abb.4). Der Fundpunkt vom Gasberg bei Rotterode liegt im unteren Teil der Rotterode-Formation und würde damit zeitlich etwa dem unteren Teil des Unteren Tam-bacher Konglomerats entsprechen (basale Tambach-Formation), während der Fundpunkt vom Bromacker im höheren Teil des Tambacher Sandsteins, also oberhalb des Unteren Tambacher Konglomerats liegt. Übertragen auf die Mächtigkeit im Tambacher Becken liegt der Fundpunkt vom Bromacker mindes-tens 100-150 m höher als der Fundpunkt in der Rotterode-Formation (Gasberg bei Rotterode). Es ist ein Fehler, aus einem Fossilfundpunkt innerhalb einer mächtigen Formation (die z.T. noch in sich Schichtlücken aufweist) auf den Fossilinhalt und das Alter der gesamten Formation zu schließen. Das ergibt sich aber zwangsläufig aus der Arbeit von HAUBOLD, 1980 b, daß biostrati-graphische Einheiten mit den Grenzen der lithostratigraphischen Einheiten abgegrenzt werden müssen, in denen sie enthalten sind. Es resultiert auch aus der Auffassung von HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, daß man biostrati-graphische Einheiten lithostratigraphisch abgrenzen und korrelieren kann. So schreiben HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a (S. 887) zur Abgrenzung der "biostratigraphischen" Einheiten "Autunian" und "Saxonian": "Unklar ist die lithostratigraphische Abgrenzung von Autun und Saxon am Ostharrand (s. unten), in der Stockheimer Senke (am SW-Rand des Thüringisch-Fränkischen Schiefergebirges), im Saar-Nahe-Gebiet und im Schwarzwald". Auch viele andere Autoren haben das "Autunian" und "Saxonian" lithostratigraphisch abgegrenzt, dann aber auch nicht so kategorisch gefordert, daß diese Ein-heiten biostratigraphische Einheiten seien. Wie wenig die angeblich erste "biostratigraphische" Grenzziehung zwischen "Autunian" und "Saxonian" mit Biostratigraphie zu tun hat, zeigt sich daran, daß alle Ablagerungen des europäischen Rotliegenden, die bei HAUBOLD, 1972 a, b, 1975, mit der Tam-bach-Formation korreliert wurden, bisher keine Fossilien geliefert haben (Brachwitz-Formation des SE-Harrandes, Ellrich-Formation des Ilfelder Bek-kens, Trutnov-Gruppe des Podkrkonoš-Beckens und des Niederschlesischen Beckens, Clent Breccia Group der englischen Midlands). Paradoxerweise wird ausgerechnet der Rodaer Sandstein, die einzigen Schichten außerhalb der Lokalität Bromacker (Tambach-Formation), wo die gleichen Spurenfossilien

wie im Tambacher Sandstein auftreten, bei HAUBOLD & KATZUNG, 1980, aus den bisherigen Tambacher Schichten herausgelöst und als Roda-Formation zur Oberhof-"Folge" gestellt.

Wie bei KOZUR, 1980 a, und in VOZÁR & VOZÁROVÁ, 1980, dargelegt wurde, entspricht die Basis der Rotterode-Formation des Thüringer Waldes etwa der Basis der Hornburg-Formation des SE-Harzrandes und folglich die Lücke zwischen der Oberhof- und Rotterode-Formation den Saalischen Bewegungen s.str. Nach der hier vorgelegten Korrelation entspricht auch die Lücke zwischen der Oberhof- und der Tambach-Formation des Thüringer Waldes den Saalischen Bewegungen s.str. Bei KOZUR, 1980 (in VOZÁR & VOZÁROVÁ), wurden diese Bewegungen den postsaalisch-präpfälzischen Bewegungen zugeordnet und als Tambacher Bewegungen bezeichnet. Dies basierte auf der Übernahme der Korrelation der Tambach-Formation des Thüringer Waldes mit der Brachwitz-Formation des SE-Harzrandes nach HAUBOLD & KATZUNG 1972 a, b, 1975. Bei der Lücke zwischen der Hornburg- und Brachwitz-Formation handelt es sich ja tatsächlich um postsaalisch-präpfälzische Bewegungen, da die Saalischen Bewegungen bei STILLE mit Bewegungen unterhalb der Hornburg-Formation definiert wurden. Da die Bewegungen zwischen der Oberhof- und Tambach-Formation des Thüringer Waldes den Saalischen Bewegungen s.str. der Typusregion der Saalischen Phase und nicht den postsaalisch-präpfälzischen Bewegungen zwischen der Hornburg- und Brachwitz-Formation entsprechen, muß der Name Tambacher Bewegungen fallen gelassen werden. Die Bewegungen im Niveau zwischen der Hornburg-Formation und der Brachwitz-Formation sind aber im europäischen Rotliegenden wie die Saalischen Bewegungen weit verbreitet. Sie werden bei KOZUR (in Druck) in Brachwitzer Bewegungen umbenannt und in der gleichen Region definiert wie die Saalischen Bewegungen (Gebiet des Hornburger Sattels und des Halleschen Porphyorkomplexes). Sie lassen sich z.B. auch innerhalb des Saxonien des Lodève-Beckens (Frankreich), zwischen der obersten Enville-Gruppe und der Clent Breccia-Gruppe im Gebiet von Birmingham (Midlands, England), zwischen der Martínkovice-Formation und der Trutnov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens und zwischen der Prosečné-Formation und der Trutnov-Gruppe des Podkrkonoš-Beckens nachweisen. Im Unterschied zu den Saalischen Bewegungen s.str., die im mittleren Sakmarian liegen, lassen sich die Brachwitzer Bewegungen in das höhere Artinskian einstufen bzw. sie liegen zwischen dem Artinskian und Kungurian.

Die stratigraphische Neubearbeitung der Tetrapodenfährten des mittleren und höheren Rotliegenden führte zur Aufdeckung eines Widerspruchs in den Korrelationen bei HAUBOLD & KATZUNG, 1975, der zuvor unerkannt geblieben war und nur bei KOZUR, 1980 b (Anhang), kurz aufgezeigt wurde. Wegen des Fehlens von *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ) = *Dromopus lacertoides* (GEINITZ) im Tambacher Sandstein der Lokalität Bromacker stufen HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, und spätere Arbeiten alle Schichten, die *Protritonichnites lacertoides* führen bzw. aus denen diese Art bestimmt wurde (einschließlich einiger Fehlbestimmungen), unterhalb der Tambach-Formation ein (z.B. Gröden-Formation = Val-Gardena-Formation der Südalpen, obere Hornburg-Formation des SE-Harzrandes, Kalná-Horizont der oberen Prosečné-Formation des Podkrkonoš-Beckens, große Teile des Oberrotliegenden im Saar-Nahe-Gebiet, Saxonien inférieure des Lodève-Beckens, obere Enville-Gruppe von Birmingham, England). Für den Val-Gardena-Sandstein war diese Fehleinstufung leicht zu erkennen (vgl. KOZUR, 1978 b, 1980 a). Dagegen war bei den übrigen oben angeführten Schichten zunächst nicht klar, daß sie gar nicht älter, sondern jünger als der Tambacher Sandstein der Tambach-Formation sind. Unsere Untersuchungen zeigten aber, daß in den obengenannten Schichten der Anteil an stratigraphisch "jungen" Tetrapodenfährten (stratigraphisch junge Formen auch im Sinne von HAUBOLD &

KATZUNG) sowohl prozentual als auch nach dem Artbestand viel größer ist als im Tambacher Sandstein. *Palmichnus tambachensis* (PABST) und *Tambachichnium schmidti* MÜLLER finden sich im Tambacher Sandstein nur ganz untergeordnet neben sehr reichlich Fährtenarten, die aus dem "Autunian" hinaufreichen. Dagegen konnten durch die Untersuchungen von FICHTER in der oberen Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes neben *Protrit-onichnites lacertoides* (GEINITZ) und anderen aus dem "Autunian" hinaufreichenden Fährten *Anhomoiichnium*, *Chelichnus*, *Laoporus*, *Palmichnus* und zwei *Phalangichnus*-Arten nachgewiesen werden. Auch in den anderen oben genannten Schichten treten diese Gattungen oder einige davon auf, daneben finden sich z.T. noch andere stratigraphisch "junge" Tetrapodenfährten, wie z.B. *Crenipes abrectus* HEYLER & LESSERTISSEUR, *Devipes caudatus* HEYLER & LESSERTISSEUR, *D. decessus* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *Diversipes proclivis* HEYLER & LESSERTISSEUR, *D. regularis* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *Fichterichnus pulcher* HOLUB & KOZUR, *Hylodichnus major* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *H. minor* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *Palmichnus obscurus* (HEYLER & LESSERTISSEUR), *P. kalnaensis* HOLUB & KOZUR, *Serripes dolloi* (SCHMIDTGEN) und *Tambachichnium* sp. (vgl. HOLUB & KOZUR, 1981 c, dort mit vollständigen Artenlisten). Daher müßten nach Tetrapodenfährten die obere Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham, das Saxonien inférieure des Lodève-Beckens, die obere Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes, die oberste Hornburg-Formation des SE-Harzrandes, die Martinkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens und der Kalná-Horizont der oberen Prosečné-Formation des Podkrkonoší-Beckens nicht älter sein als der Tambacher Sandstein, wie HAUBOLD & KATZUNG seit 1972 annehmen, sondern jünger.

Diese für die gesamte Rotliegendestratigraphie Mitteleuropas sehr wichtige Frage wurde dort, wo es möglich war, anhand der Conchostracena-Faunen und Arthropodenfährten nachgeprüft. Im höheren Teil der Unteren Schiefertone (oberhalb der unteren Zunge des Wartburg "Konglomerats") der Eisenach-Formation fand MARTENS, 1979, östlich von Wilhelmsthal Arthropoden- und Tetrapodenfährten. Nachuntersuchungen dieser Lokalität an der "Kittels-thaler Wand" erbrachten neben *Laoporus* ex gr. *nobeli* LULL, der von MARTENS nachgewiesen wurde, auch noch *Saurichnites salamandroides* GEINITZ sowie die gleichen Arthropodenfährten, die MARTENS, 1979, abbildete. Diese Arthropodenfährten weichen deutlich von jenen der obersten Hornburg-Formation des SE-Harzrandes ab und sind nach dem erstmaligen Auftreten von *Mesichnium* GILMORE wohl auch jünger als diese. Da das Obere Tambacher "Konglomerat" der Tambach-Formation dem Wachstein-"Konglomerat" der basalen Eisenach-Formation entspricht (vgl. KNOTH, 1970), muß diese Fauna auch jünger als die Tambach-Formation sein. Somit ergaben sich keinerlei Hinweise zur relativen Altersstellung von Tambach- und Hornburg-Formation. Umfangreiche weitere Untersuchungen in der unteren Eisenach-Formation erbrachten noch 4 weitere Fundpunkte mit Arthropodenfährten, die allesamt unterhalb der unteren Zunge des Wartburg-"Konglomerats" im mittleren und tieferen Teil der Unteren Schiefertone liegen (temporäre Aufschlüsse bei Etterwinden und Aufschlüsse entlang eines Bachlaufs zwischen Wilhelmsthal und Etterwinden). Die Arthropodenfährten aus diesen Horizonten sind jenen aus der obersten Hornburg-Formation des SE-Harzrandes im Gattungs- und z.T. sogar im Artbestand sehr ähnlich, speziell die Faunen aus dem tieferen Teil der Unteren Schiefertone der Eisenach-Formation. Da dieser Teil der Eisenach-Formation beträchtlich jünger als der Tambacher Sandstein und sogar etwas jünger als das Obere Tambacher "Konglomerat" ist, muß auch die oberste Hornburg-Formation jünger als der Tambacher Sandstein sein. Dafür spricht auch, daß jetzt in feinklastischen Einlagerungen im obersten Teil des Oberen Tambacher "Konglomerats" auf dem Top der Hainfelsen bei Finster-

bergen schlecht erhaltene Arthropoden-Lauffährten gefunden wurden, die - soweit gattungsmäßig bestimmbar - jenen aus dem unteren Teil der Unteren Schiefertone der Eisenach-Formation des nordwestlichen Thüringer Waldes und aus dem Vižňov-Horizont des unteren Teils der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens ähnlich sind.

Eine noch genauere Aussage erlauben die Conchostracen. In der Unteren Tonsteinsfolge der Senke von Baden-Baden konnten KOZUR & SITTIG, 1981, *Megasitum tenellum* (BRONN) und *Pseudestheria fritschi* KOZUR & SITTIG nachweisen. Die letztere Art ist eine Nachläuferform von *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA), die u.a. im Tambacher Sandstein vorkommt, und gelegentlich treten noch starke Anklänge an diese Form auf, besonders in tieferen Teilen des Profils. Aus *M. tenellum* entwickelte sich *Protolimnadia ? sulzbachensis* KOZUR & SITTIG, die in der Unteren Tonsteinsfolge des Oberrotliegenden der Senke von Baden-Baden stets oberhalb des Vorkommens von *M. tenellum* auftritt und mit dieser Art durch Übergangsformen verbunden ist. *P. ? sulzbachensis* ist wiederum die Vorläuferform von *Protolimnadia calcarea* (FRITSCH), die in der mittleren und oberen Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens auftritt. Im Kalná-Horizont findet sich *P. cf. calcarea* zusammen mit *Protolimnadia ? sp.*, die auch in der obersten Hornburg-Formation vorkommt. Zusammen mit diesen Conchostracen treten im Kalná-Horizont auch zahlreiche Arthropodenfährten auf, die z.T. starke Anklänge an die Formen aus der Hornburg-Formation aufweisen. Darüber hinaus kommen zahlreiche Tetrapodenfährten vor, darunter viele der oben genannten stratigraphisch "jungen" Formen, die schon einen beträchtlichen Anteil der Faunen stellen. Da bei den Conchostracen die *tenellum-sulzbachensis*-A.-Z. und die *calcarea*-Zone nur Nachläuferformen von *L. andreevi* aus der *andreevi*-A.-Z. des Tambacher Sandsteins führen, können diese Zonen und damit die Rötelschiefer (Standenbühl-Formation) des Saar-Nahe-Gebietes (die Untere Tonsteinsfolge der Senke von Baden-Baden entspricht dem Grenzbereich Wadern-/Standenbühl-Formation und der unteren Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes), die Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens, der Kalná-Horizont der oberen Prosečné-Formation des Podkrkonoš-Beckens und die oberste Hornburg-Formation des SE-Harzrandes nicht älter als der Tambacher Sandstein sein, wie das auch die Tetrapodenfährten und in gewissem Maße auch die reichen Arthropoden-Lauffährten dieser Schichten zeigen.

Einen Hinweis auf diese Altersabfolge gibt auch das Vorkommen von *Medusina limnica* MÜLLER (Hydromedusen), die in der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens, im Kalná-Horizont des Podkrkonoš-Beckens, im tieferen Teil der Unteren Schiefertone der Eisenach-Formation des nordwestlichen Thüringer Waldes, in der obersten Hornburg-Formation des SE-Harzrandes und in der oberen Standenbühl-Formation (obere Rötelschiefer) des Saar-Nahe-Gebietes vorkommt und mit schlecht erhaltenen Exemplaren auch im obersten Teil des Oberen Tambacher "Konglomerats" nachgewiesen wurde, während in tieferen Schichten des Rotliegenden andere Hydromedusen auftreten (vgl. auch MÜLLER, 1978, und KOZUR, in Druck).

Da die *calcarea*-Zone (Conchostracen) und die Ph.schmidt-A. staigeri-S. dolloi-A.-Z. (Tetrapodenfährten) zum (unteren) Artinskian gehören (Vorkommen von *Supaia* in der letzteren Zone des Lodève-Beckens), ist für den Tambacher Sandstein eine Einstufung in das oberste Sakmarian am wahrscheinlichsten. Die stratigraphische Gesamtreichweite der Tambacher-Formation des Thüringer Waldes umfaßt etwa das Mittelsakmarian bis Unterartinskian. Für die Eisenach-Formation, deren basales Wachstein-"Konglomerat" dem Oberen Tambacher "Konglomerat" entspricht und die vom mittelpermischen Grenzkonglomerat überlagert wird, ergibt sich damit eine Einstufung in das Artinskian

und Kungurian (Artinskian bis Chihstian), was in sehr gutem Einklang mit den hochkarigen Bildungsbedingungen vom Wartburg-"Konglomerat" bis zum "Hauptkonglomerat" steht.

Zusammenfassend läßt sich zur Altersstellung und Korrelation der Rotterode-, Tambach- und Eisenach-Formation des Thüringer Waldes und der Hornburg- und Brachwitz-Formation des SE-Harzrandes folgendes sagen:

- a) Die Basis der Rotterode- und Tambach-Formation ist etwa gleichaltrig. Sie entspricht auch etwa der Basis des Schwalbensteinkonglomerats im Elgersburger Becken. Ein etwas späteres Einsetzen des Unteren Konglomerats des Tambacher Teilbeckens im Vergleich zum Rotteröder Porphyrkonglomerat im Sinne des Waderns des Sedimentationsbeginns ist weder zu beweisen noch auszuschließen. Auf jeden Fall gehören das Untere Tambacher Konglomerat und das Rotteröder Porphyrkonglomerat zum gleichen Sedimentationszyklus.
- b) Die sandig-schluffigen Rotteröder Schichten mit einzelnen Tufflagen verzahnen sich im Norden mit dem Porphyrkonglomerat der Loibe oder mit dem fluviatilen Struther Konglomerat, das sich wiederum im Norden mit dem Rotteröder Porphyrkonglomerat der Loibe verzahnt. Diese letzten Konglomerate stimmen nach der Geröllfazies, dem Herkunftsgebiet und der Mächtigkeit mit dem Unteren Tambacher Konglomerat überein, das im Norden nach einer erosionsbedingten Freilegung der Oberhof-Formation folgt. Selbst Tuffe konnten jetzt in feinklastischen Einlagerungen des Unteren Tambacher Konglomerats nachgewiesen werden. Mit Ausnahme des vielleicht jüngeren Hirzbergkonglomerats (eventuell auch nur eine lokale Schüttung) entspricht die Rotterode-Formation damit im wesentlichen dem Unteren Tambacher Konglomerat. Die aus der unteren Rotterode-Formation vom Gasberg bei Rotterode stammenden Tetrapodenfährten sind daher auf jeden Fall deutlich älter als die Tambacher Fährtenfaunen aus dem oberen Tambacher Sandstein vom Bromacker, ohne daß damit die Frage der Gleichsetzung der Rotterode-Formation mit dem Unteren Tambacher Konglomerat berührt wird, aus dem keine Fossilien bekannt sind, das aber älter als der Tambacher Sandstein ist.
- c) Die Korrelation des Oberen Tambacher "Konglomerats" mit dem Wachstein-"Konglomerat" der basalen Eisenach-Formation nach KNOTH, 1970, wird akzeptiert. Damit ist der überwiegende Teil der Eisenach-Formation jünger und nicht gleichaltrig mit der Tambach-Formation.
- d) Die Blättertone der obersten Hornburg-Formation sind jünger und nicht älter als der Tambacher Sandstein, der zwischen dem Unteren und Oberen Tambacher Konglomerat liegt. Das gleiche gilt auch für den Kalná-Horizont der oberen Prosečné-Formation (oberste Libštát-Gruppe) des Podkrkonoší-Beckens, die Martínkovice-Formation der oberen Broumov-Gruppe des Niederschlesischen Beckens, die Ständenbühl-Formation (Rötelschiefer) des Saar-Nahe-Gebiets und das Saxonien inférieure des Lodève-Beckens. Damit ist selbst das stratum typicum von *Protritonichnites lacertoides* (GEINITZ), der Kalná-Horizont der oberen Prosečné-Formation des Podkrkonoší-Beckens jünger als der Tambacher Sandstein. Das Fehlen dieser Art im Tambacher Sandstein hat also fazielle Ursachen, wodurch die faunistischen Unterschiede zwischen den Tetrapodenfährten der Rotterode-Formation und dem Tambacher Sandstein noch geringer werden. Alle Umstufungen von Oberrotliegendem bzw. "Saxonian" in das Unterrotliegende bzw. "Autunian" aufgrund des Auftretens von *P. lacertoides* (= *Dromopus lacertoides*) bei HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, 1975, werden damit hinfällig. Das betrifft die Gröden-Formation (Val-Gardena-Formation) der Südalpen, das Saxonien inférieure des Lodève-Beckens, die Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebiets und die Hornburg-Formation des SE-Harzrandes. Alle diese Schichten müssen wie bisher zum Oberrotliegenden bzw. "Saxonian" gestellt werden.
- e) Der untere Teil der Unteren Schiefertone der Eisenach-Formation entspricht etwa den Blättertonen der obersten Hornburg-Formation oder ist nur gering-

fällig jünger. Damit muß die Brachwitz-Formation, die nach einer Schichtlücke (Brachwitzer Bewegungen) über der Hornburg-Formation folgt, wesentlich jünger als die Tambach-Formation sein und etwa der Eisenach-Formation ab dem Wartburg-"Konglomerat" entsprechen. Die neueste Korrelation der Brachwitz-Formation bei HAUBOLD, 1981, mit der unteren Tambach-Formation und einem Teil der Schichtlücke unterhalb der Tambach-Formation kann somit nicht akzeptiert werden.

f) Die tektonischen Bewegungen unterhalb der oberrotliegenden Hornburg-Formation des SE-Harzrandes wurden von STILLE (zuletzt in KUNERT, 1970) als Saalische "Phase" definiert. Diesen Bewegungen entsprechen die Bewegungen zwischen der Oberhof- und Rotterode-Formation, wie schon bei KOZUR, 1980 a, und KOZUR in VOZÁR & VOZÁROVÁ, 1980, dargelegt wurde. Sie entsprechen aber auch den Bewegungen zwischen der Oberhof- und Tambach-Formation, die seit HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, von allen Autoren mit den Bewegungen zwischen der Hornburg- und Brachwitz-Formation korreliert wurden. Damit können die postsaalisch-präpfälzischen Bewegungen zwischen der Hornburg- und Brachwitz-Formation nicht mehr als Tambach-Bewegungen (KOZUR in VOZÁR & VOZÁROVÁ, 1980) bezeichnet werden. Sie wurden bei KOZUR (in Druck) in Brachwitzer Bewegungen umbenannt.

Durch unsere neuen stratigraphischen Ergebnisse wurde nachgewiesen, daß das neue Referenzprofil für die "Autunian"/"Saxonian"-Grenze nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, im Thüringer Wald gänzlich ungeeignet ist (vgl. auch KOZUR, 1980 a). Die lithostratigraphischen Abfolgen im Thüringer Wald sind im Detail alles andere als "hinreichend gesicherte chronostratigraphische Einheiten" (HAUBOLD, 1977) und können daher auch nicht als "Zeitskala" dienen (HAUBOLD & KATZUNG, 1975, Tab. 12). Die neu definierte "Autunian"/"Saxonian"-Grenze nach HAUBOLD & KATZUNG, 1972 a, b, 1975, zwischen der Rotterode- und Tambach-Formation des Thüringer Waldes ist hinfällig, da die Rotterode-Formation zum größten Teil dem Unteren Tambacher Konglomerat entspricht (vgl. Korrelationsabelle). Sie hatte ohnehin keine Bedeutung, da sie die ursprüngliche Festlegung der "Autunian"/"Saxonian"-Grenze bei de LAPPARENT, 1893, nicht berücksichtigte und den Umfang des "Autunian" und "Saxonian" in ihren Typusregionen völlig unberücksichtigt ließ. Ein Referenzprofil setzt aber eine gültige Definition in den Typusregionen voraus, weil sonst nichts da ist, wozu man die Entwicklung im Referenzprofil in Beziehung setzen kann.

Es treten jetzt einige nomenklatorische Probleme auf, weil die Rotterode-Formation in letzter Zeit ausschließlich zum Unterrotliegenden ("Autunian"), die Tambach-Formation dagegen durchweg zum Oberrotliegenden ("Saxonian") gestellt wurde. Da es sich um eine Region handelt und die Vorkommen der Rotterode- und der Tambach-Formation räumlich sehr dicht beieinander liegen, müßte hier die Konvention vereinheitlicht werden oder man müßte ab der Rotterode- bzw. Tambach-Formation im Thüringer Wald getrennte lithostratigraphische Gliederungen verwenden, weil ab dieser Zeit das zuvor ziemlich einheitliche Sedimentationsgebiet in mehrere, wenigstens z.T. auch schon primär getrennte Teilbecken zerfallen war (nordwestlicher Thüringer Wald, Rotterode-Asbach-Mulde, die vielleicht primär mit der Tambacher Mulde zusammenhing, Elgersburger Becken). Wollte man die Konvention im Thüringer Wald vereinheitlichen, dann sollte auch die Rotterode-Formation zum Oberrotliegenden gestellt werden. Immerhin beginnt hier nach einer Lücke ein neuer Sedimentationszyklus, in dem erstmalig die Abtragungsprodukte der wohl zum großen Teil subintrusiven Oberhofer Quarzporphyre als Gerölle auftreten. Im Gegensatz zu der hier begründeten Tieferstufung der Tambach-Formation sowohl innerhalb der Standardgliederung als auch im Verhältnis zur Abfolge

am SE-Harzrand stufte HAUBOLD, 1981, die Tambach-Formation noch ganz erheblich höher ein als bisher und korrelierte sie mit der oberen Brachwitz- und der unteren Eisleben-Formation des SE-Harzrandes. Die Korrelation widerspricht sämtlichen floristischen und faunistischen Befunden. In der Eisleben-Formation des SE-Harzrandes, auch in ihrem unteren Teil tritt wie im Grenzkonglomerat des nordwestlichen Thüringer Waldes eine mittelpermische Sporomorphen-Assoziation auf (vgl. KOZUR, 1978 a, Anhang). Die bisher bekannten Faunen aus dem Tambacher Sandstein gehören aber sicher zum Unterperm. Nach der Korrelation bei HAUBOLD, 1981, müßte die gesamte Eisenach-Formation und der untere Teil des Grenzkonglomerats ein zeitliches Äquivalent der Tambach-Formation sein. Doch nur das Wachstein-"Konglomerat" der basalen Eisenach-Formation läßt sich mit dem Oberen Tambacher "Konglomerat" korrelieren. Darüber folgt noch der größte Teil der Eisenach-Formation und dann erst nach einer Lücke das Grenzkonglomerat. Wie schon oben erläutert wurde, ist die gesamte Brachwitz-Formation jünger als die Tambach-Formation und kann nicht mit deren unteren Teil (obere Brachwitz-Formation) korreliert bzw. noch unterhalb der Tambach-Formation eingestuft werden (untere Brachwitz-Formation).

Nicht nur die oben diskutierten paläontologischen Daten zeigen an, daß die Korrelation bei HAUBOLD, 1981, weit von der Wirklichkeit entfernt ist, sondern auch die ersten vorliegenden paläomagnetischen Daten (vgl. DACHROTH, 1976, LÜTZNER & MENNING in VOZÁR & VOZÁROVÁ, 1980). Die Auswertung dieser Arbeiten zeigt, daß die Tambach-Formation und noch jüngere Schichten zum spätpaläozoischen inversen Intervall gehören, während bereits deutlich unterhalb der Eisleben-Formation und ihrer zeitlichen Äquivalente vorwiegend normal magnetisierte Schichten auftreten. Die Tambach-Formation muß daher erheblich älter als die Eisleben-Formation sein und der obere Teil der Tambach-Formation kann nicht dem unteren Teil der Eisleben-Formation entsprechen, wie bei HAUBOLD, 1981, Abb. 2 dargestellt wurde.

Heusweiler und Breitenbacher Schichten wurden bisher neutral als Schichten und nicht als Gruppe oder Formation bezeichnet. Daher wird auch in der Korrelationstabelle von Schichten gesprochen.

Aus Gründen der Platzersparnis wurden im Unterrotliegenden nur die jetzt meist als Gruppe bezeichneten Kuseler, Lebacher und Tholeyer Schichten, nicht aber die außerhalb des Saar-Nahe-Gebiets kaum bekannten Formationsbezeichnungen aufgeführt. Desgleichen wurde im Oberrotliegenden die wenig verwendete, aber durchaus berechnete Nahe-Gruppe nicht dargestellt und nur die viel verwendeten und gut bekannten Formationsbezeichnungen angegeben, wobei die Standenbühl-Formation den Rötelschiefern entspricht. Aus den genannten Gründen werden im Saar-Nahe-Gebiet in einer Spalte "Schichten", Gruppen und Formationen übereinander aufgeführt. Das ist zwar nicht üblich, war aber notwendig, weil andernfalls die Tabelle die drucktechnisch realisierbare Breite überschritten hätte (vgl. Bemerkungen zu den aus gleichen Gründen ebenfalls nicht dargestellten Gruppen im Rotliegenden des Thüringer Waldes). Überdies haben wir schon zu Beginn der Erläuterungen zur Korrelationstabelle ausgeführt, daß wir die Tholey-Gruppe eher für eine Formation (der Lebach-Gruppe) halten. In der Frühphase der geologischen Erforschung des Saar-Nahe-Gebiets wurden die Tholeyer Schichten oftmals als obere Lebacher Schichten s.l. ausgehalten.

(6) Saar-Nahe-Gebiet

In der Conchostracenzonierung nach HOLUB & KOZUR, 1981 a, reicht die *Lioestheria paupera*-A.-Z. im Saar-Nahe-Gebiet bis zu den unteren Lauterecken-Schichten der oberen Kusel-Gruppe. Im Thüringer Wald reicht sie bis zur unteren Manebach-Formation. Die mittleren Lauterecken- bis basalen Jeckenbach-Schichten (oberste Kusel- und basale Lebach-Gruppe) gehören zur *Limnesteria palaeoniscorum*-A.-Z., die im Thüringer Wald bis zum Grenzbereich Manebach-/Goldlauter-Formation bei Breitenbach nachgewiesen wurde. Daher dürfte die bisherige Korrelation der Grenze Kusel-/Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebiets mit der Grenze Manebach-/Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes etwa stimmen. Im Unterschied dazu korrelieren BARTHEL & HAUBOLD, 1980, die Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebiets nur mit der oberen Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes. Die obere Goldlauter-Formation gehört aber nach Conchostracern schon zur *Lioestheria extuberata*-A.-Z., die erst in der oberen Lebach-Gruppe beginnt. Die basale Lebach-Gruppe gehört noch zur *Limnesteria palaeoniscorum*-A.-Z. (siehe oben), deren obere Reichweite im Thüringer Wald die basale Goldlauter-Formation ist. Dazwischen liegt noch die *Limnesteria muensteriana*-A.-Z., die im Thüringer Wald im Acanthodes-Horizont nachgewiesen wurde. Die basale Lebach-Gruppe muß also auf jeden Fall älter als der Acanthodes-Horizont der Goldlauter-Formation sein, der im höheren Teil der unteren Goldlauter-Formation bzw. in der mittleren Goldlauter-Formation liegt.

Vom Top der Odernheim-Schichten liegen reiche Conchostracenaunen mit *Lioestheria extuberata* (JONES & WOODWARD) und ganz vereinzelt *Limnesteria muensteriana* (JONES & WOODWARD) vor (vgl. BOY, 1976 und HOLUB & KOZUR, 1981 a). Diese Fauna entspricht jener von Zboněk aus der Boskovic-Furche. Die Conodontenfauna aus der unteren Oberhof-Formation des Thüringer Waldes ist ähnlich; *Limnesteria muensteriana* wurde hier aber nicht mehr nachgewiesen. Aus der oberen Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes ist *Limnesteria muensteriana* als Seltenheit bekannt. Auch hier dominieren schlecht erhaltene Vertreter von *Lioestheria extuberata*. Aus diesem Grunde dürfte wohl auch die bisherige Gleichsetzung der Obergrenze der Lebach-Gruppe des Saar-Nahe-Gebiets mit der Obergrenze der Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes etwa den Tatsachen entsprechen oder die Basis der Oberhof-Formation korreliert mit dem obersten Teil der Lebach-Gruppe. Die Vulkanite der Sötern-Formation sind daher mit den Vulkaniten in der Oberhof-Formation des Thüringer Waldes zu korrelieren und die wenigstens teilweise vorhandene Lücke zwischen der Sötern-Formation und der Wadern-Formation entspricht den Saalischen Bewegungen s.str.

Sehr gut korrespondiert auch die Reichweite von *Hardakichnium microdactylum* (PABST) im Saar-Nahe-Gebiet mit derjenigen im Thüringer Wald. Das unterste Vorkommen liegt in der oberen Sötern-Formation des Saar-Nahe-Gebiets und in der oberen Oberhof-Formation des Thüringer Waldes. Das oberste Vorkommen liegt an der Obergrenze der Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebiets (nach Angaben von FICHTER) und im Tambacher Sandstein des Thüringer Waldes. Damit wird eine Korrelation der Wadern-Formation des Saar-Nahe-Gebiets mit der Rotterode- und Tambach-Formation des Thüringer Waldes bis einschließlich zum Tambacher Sandstein angezeigt. Dafür sprechen auch die Conchostracern. Der Tambacher Sandstein gehört zur *Lioestheria andreevi*-A.-Z. nach HOLUB & KOZUR, 1981 a. Die Nachläuferform *L. andreevi* (ZASPELOVA), *Pseudestheria fritschi* KOZUR & SITTIG sowie Übergangsformen zwischen beiden Arten kommen in der T 1-Folge des Oberrotliegenden der Senke von Baden-Baden vor. Die T 1-Folge der Senke von Baden-Baden entspricht etwa dem Grenzbereich zwischen der Wadern- und Standenbühl-

Formation und der unteren Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebiets! Damit kommen in Schichten, die wenig jünger als die Wadern-Formation sind, die unmittelbaren Nachläuferformen von *Lioestheria andreevi* vor, so daß die obere Wadern-Formation dem Tambacher Sandstein des Thüringer Waldes entsprechen dürfte. In der unteren Wadern-Formation treten schlecht erhaltene Conchostracen auf, die denen aus der Rotterode-Formation des Thüringer Waldes ähneln, die aber leider ebenfalls schlecht erhalten sind.

(7) Autun-Becken

Im Autun-Becken wurde die jüngste lithostratigraphische Gliederung nach DOUBINGER & ELSASS, 1979, verwendet. Die Faisceau de Télot und die Groupe du Boghead entsprechen etwa der Assise de Millery. Die Faisceau de Télot führt sehr reichlich *Limnesteria muensteriana* (JONES & WOODWARD) und gehört damit zur *L. muensteriana*-A.-Z. nach HOLUB & KOZUR, 1981 a, wie z.B. auch der Acanthodes-Horizont der mittleren Goldlauter-Formation des Thüringer Waldes (vgl. HOLUB & KOZUR, 1981 a). Zu beachten ist der durchaus akzeptable und gut abgrenzbare Umfang des Autunian in seiner Typusregion (Autun-Becken). Nur in diesem oder einem sehr ähnlichen Umfang, der etwa dem Asselian s.l. der marinen Gliederung entspricht, wäre das Autunian eine akzeptable biostratigraphische Einheit im Unterschied zu dem viel zu stark aufgeblähten Umfang des "Autunian" in den meisten außerfranzösischen Rotliegendbecken.

(8) Lodève-Becken

Die Einstufung des Rotliegenden im Lodève-Becken wurde bei KOZUR, 1980 a, ausführlich diskutiert. Wie HOLUB & KOZUR, 1981 c, aufzeigten, gibt es im Lodève-Becken nicht zwei Tetrapodenfährten-Faunen - eine aus der "Zone" de transition und eine aus dem Saxonien inférieur, wie HAUBOLD & KATZUNG, 1975, ausführten, sondern alle Fährtenfunde stammen aus dem Saxonien inférieur. Durch den Nachweis vieler Tetrapodenfährten des Saxonien inférieur des Lodève-Beckens im Kalná-Horizont der oberen Prosečné-Formation (obere Libštát-Gruppe) des Podkrkonoší-Beckens, sowie einiger dieser Formen in der Enville-Gruppe von Hamstead/Birmingham, in den Blättertonen der obersten Hornburg-Formation des SE-Harzrandes und wohl auch in der oberen Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebiets (alle diese Vorkommen gehören wie das Saxonien inférieur zur *Ph. schmidti/A. staigeri/S. dolloi*-A.-Z. nach Tetrapodenfährten, siehe HOLUB & KOZUR, 1981 c) gewinnt die Einstufung des Saxonien inférieur in das Artinskian mit Hilfe der *Supaia*-Flora (vgl. KOZUR, 1980 a) beträchtlich an Bedeutung.

Durch unsere Untersuchungen konnte endgültig bestätigt werden, daß die *Supaia*-Flora des Lodève-Beckens die jüngste Rotliegend-Flora Europas ist, wenn man von den mittelpermischen Floren des obersten Rotliegenden (einschließlich der Gröden-Formation der Südalpen) mit reichlich *Ullmannia* und anderen Zechstein-Formen und z.T. noch vereinzelt Walchien absieht. Die *Supaia*-Flora Nordamerikas (Hermit Shale) und des Lodève-Beckens ist viel jünger als die Flora der unteren Oberhof-Formation des Thüringer Waldes, die HAUBOLD, 1980 a, mit der *Supaia*-Flora korrelieren möchte. Nachdem sich HAUBOLD, 1980 a, vergeblich bemühte, *Supaia* in der Oberhof-Formation und anderen mitteleuropäischen Rotliegend-Vorkommen nachzuweisen (anläßlich eines Vortrages von H. KOZUR in Halle sprach er in der Diskussion noch von reichem Vorkommen von *Supaia* in der Oberhof-Formation), versuchte er klimatische Unterschiede zwischen dem Perm Nordamerikas und Südeuropas einerseits und Mitteleuropas andererseits für das Fehlen von *Supaia*

im mitteleuropäischen Rotliegenden verantwortlich zu machen. Er hält dabei an seiner vorgefaßten Meinung fest, daß die *Supaia*-Flora und die Flora der unteren Oberhof-Formation gleichaltrig seien. So schreibt HAUBOLD, 1980 a, S. 754, 755: "Bei annähernder Gleichaltrigkeit des Hermit Shale mit *Supaia*-Flora und den Unteren Oberhöfer Schichten mit *Callipteris* gleicher Entwicklungsstufe würde ein regionaler klimatisch-ökologischer Unterschied folgen" Im oberen Autun (Autun Dt - Anmerkung: gemeint ist die untere Oberhof-Formation) scheint eine der nordamerikanischen *Supaia*-Flora vergleichbare Entwicklungsstufe erreicht zu sein". Diese zeitliche Gleichsetzung wie auch die "gleiche Entwicklungsstufe" lassen sich durch nichts beweisen. Vielmehr sprechen alle Fakten entschieden dagegen. In Südeuropa (Südalpen, Spanien) und in Nordamerika gibt es Floren, in denen die gleichen hoch entwickelten *Callipteris*-Arten auftreten ¹⁾ wie in der Oberhof-Formation und die auch die gleiche Sporomorphen-Assoziation und die gleichen Conchostracen-Faunen (*Lioestheria extuberata*-A.-Z. nach HOLUB & KOZUR, 1981 a) führen. In Nordamerika läßt sich nachweisen, daß diese Schichten viel älter als der artinskische Hermit Shale sind. So beginnen die gleichen *Callipteris*-Arten, die in der oberen Goldlauter-Formation bzw. in der unteren Oberhof-Formation des Thüringer Waldes und gleichaltrigen mitteleuropäischen Rotliegendablagerungen vorkommen auch in der oberen Washington-Formation des Dunkard-Beckens der östlichen USA (*Callipteris curretiensis* ZEILLER, *C. diabolica* ZEILLER). Die Washington-Formation korrelierten HAUBOLD & KATZUNG, 1975, nach Tetrapodenfährten mit der Gehren-Formation des Thüringer Waldes (vgl. Abb. 2).

Wie KOZUR, 1980 a, aufzeigte, gehört die Washington-Formation wie die untere Oberhof-Formation zum höheren Asselian. Der Hermit Shale mit *Supaia* ist also viel jünger (Artinskian) als die obere Washington-Formation (höheres Asselian) und die untere Oberhof-Formation (höheres Asselian). Man braucht also gar nicht komplizierte Überlegungen zur Erklärung sehr großer floristischer Unterschiede bei xero-bis mesophilen Floren angeblich gleich alter Schichten anzustellen, sondern lediglich die vorgefaßten Meinungen zur Korrelation des europäischen Rotliegenden mit dem internationalen Standard und Ablagerungen des obersten Karbon und Perm der U S A zu überprüfen.

(9) Südalpen

Die konventionelle Einstufung der Gröden-Formation (Val-Gardena-Formation) in das höhere Oberrotliegende bzw. in das "Saxonian" (vgl. RAU & TONGIORGI, 1972) hat sich als richtig erwiesen. Die Einstufung dieser Schichten in das "Autunian" durch HAUBOLD & KATZUNG (1975 nochmals nachdrücklich bekräftigt) ist sowohl nach faunistischen und floristischen wie auch nach paläomagnetischen Daten indiskutabel (vgl. KOZUR, 1980 a). Die Einstufung der Gröden-Formation in das "Thuringian" bei VISSCHER, 1971, erscheint zwar wegen des reichen Vorkommens von *Lueckisporitis virkkiae* recht logisch, da diese Art auch im Zechstein dominiert, doch ist *L. virkkiae* auch im höheren "Saxonian" (einschließlich der Eisleben-Formation des SE-Harzrandes, der Typusregion des "Saxonian") eine dominierende Form. Wie im tieferen Teil der Gröden-Formation wird sie im höheren Oberrotliegenden aber noch von *Cordaitina*, *Corisaccites* und *Crucisaccites* begleitet, die im Zechstein nicht mehr vorkommen.

1) Im unteren Autunien gris des Lodève-Beckens (von HAUBOLD & KATZUNG, 1975, mit der Gehren-Formation korreliert), also weit unterhalb des Saxonien inférieur mit *Supaia* kommt *Callipteris* in der gleichen Entwicklungsstufe vor wie in der unteren Oberhof-Formation.

(10) Kurze Bemerkungen zur Korrelation des Rotliegenden im Untergrund des nördlichen Mitteleuropa

Die Ausbildung des Rotliegenden dieser Gebiete weicht deutlich von derjenigen des Saar-Nahe-Gebiets, des Thüringer Waldes, des Niederschlesischen und des Podkrkonoš- Beckens ab. Ähnlichkeit besteht dagegen mit der Rotliegendausbildung jener Intramontan-Becken, wo über stark reduziertem oder fehlendem Unterrotliegenden (oft weitgehend nur durch Vulkanite vertreten, die je nach regionaler Konvention teils auch zum Oberrotliegenden gezählt werden) mächtiges Oberrotliegendes folgt. Hierzu zählen z.B. die Senke von Baden-Baden, die Südpfalz und der nordwestliche Thüringer Wald. Da aus dem Rotliegenden im Untergrund des nördlichen Mitteleuropa keine Angaben über Fossilien vorliegen (und aus Bohrungen wohl auch nur spärlich gewonnen werden können), werden wohl erst paläomagnetische Untersuchungen genauere Daten zur Korrelation bringen. Lediglich vom Flechtinger Höhenzug konnten wir in zwei Exkursionen Fossilien sammeln. Nach den dabei gewonnenen Daten sind die über den mächtigen Vulkaniten (wohl annähernd gleichaltrig mit den Oberhöfer Vulkaniten) folgenden unteren Schiefertone der unteren Beberthaler Formation mit der höheren Oberhof-Formation des Thüringer Waldes gleichzusetzen, während die obere Beberthaler Formation der Hornburg-Formation oder Teilen derselben entsprechen könnte. Die Erxleben-Formation und der darüber folgende Flechtinger Bausandstein entsprechen wohl der Eisenach-Formation des nordwestlichen Thüringer Waldes bzw. der Brachwitz-Formation des SE-Harzrandes. Der Flechtinger Bausandstein könnte sogar jünger sein als die Brachwitz-Formation. Wenn diese Korrelation stimmt, müßte nach Vergleichen mit den bei DACHROTH, 1976, vorgelegten paläomagnetischen Daten nicht nur die hangende Eisleben-Formation (entsprechend dem oberen Sandstein der Südpfalz), sondern auch der Flechtinger Bausandstein (entsprechend den Sarnstall-Schichten der Südpfalz) überwiegend normal magnetisiert sein, die Erxleben-Formation und die darunter folgenden Schichten des Rotliegenden der Flechtinger Scholle dagegen zum spätpaläozoischen inversen Intervall gehören.

Die bisher beste Gliederung des Rotliegenden im Untergrund des nördlichen Mitteleuropa legte POKORSKI, 1981, vor. In der oberrotliegenden Warta-Gruppe unterschied er die Noteč-Formation und die darunter folgende Drawsko-Formation, zwischen denen er eine postsaalische Phase (= pfälzische Phase) erkannte. Die Noteč-Formation entspricht der Eisleben-Formation des Flechtinger Höhenzugs und wohl auch den Mellin- und Peckensen-Schichten nach KATZUNG, FISCHER et al., 1977. Danach müßte an der Basis der Peckensen-Schichten eine Schichtlücke existieren, die der pfälzischen Phase entspricht. Sie wurde aber bei KATZUNG, FISCHER et al., 1977, nicht ausgehalten; vielleicht wurde sie aber nur nicht erkannt.

Die Drawsko-Formation dürfte den Eldena- und Rambow-Schichten, vielleicht aber auch noch der gesamten Havel-"Folge" nach KATZUNG, FISCHER et al., 1977, entsprechen. Dabei sind die Eldena-Schichten sicher nicht älter als der Flechtinger Bausandstein und müßten daher nach den obigen Ausführungen ebenfalls überwiegend normal magnetisiert sein. Falls die Rambow-Schichten invers magnetisiert sind, könnte sie den Erxleben-Schichten bzw. dem Unteren Sandstein in der Südpfalz entsprechen. Sollten die Rambow-Schichten dagegen vorwiegend normal magnetisiert sein, dann müßten die Äquivalente der Erxleben-Formation in der Havel-"Folge" nach KATZUNG, FISCHER et al., 1977, gesucht werden, die anscheinend ohnehin nicht älter als die Erxleben-Formation ist.

Unterhalb der Warta-Gruppe folgt nach POKORSKI, 1981, die Odra-Gruppe. Die hangende feindetritische Kornicka-Formation der Odra-Gruppe ist dabei

sowohl gegen die Warta-Gruppe als auch gegen den liegenden Vulkanithorizont (Wielkopolska-Formation) durch eine Schichtlücke abgetrennt, von der die untere wohl den Saalischen Bewegungen s.str., die obere vermutlich den Brachwitzer Bewegungen entspricht. Danach müßte die Kornicka-Formation der Hornburg-Formation des SE-Harzrandes oder Teilen derselben und der Rotterode- und Tambach-Formation des Thüringer Waldes bzw. Teilen derselben entsprechen.

Da bisher aus dem Rotliegenden des nördlichen Mitteleuropa nur sehr wenige lithologische Daten und gar keine paläontologischen und paläomagnetischen Daten vorliegen, sind unsere Ausführungen zur Altersstellung der oben diskutierten Schichten recht hypothetisch, weshalb diese Schichtenfolgen auch nicht in die Korrelationstabelle aufgenommen wurden. Es scheint aber nach unseren Untersuchungen im Rotliegenden der Flechtinger Scholle und den wenigen vorliegenden Daten über das verdeckte Rotliegende im Untergrund des nördlichen Mitteleuropa sicher zu sein: das Oberrotliegende im Untergrund des nördlichen Mitteleuropa ist verglichen mit dem Oberrotliegenden des Thüringer Waldes (ausgenommen des nordwestlichen Thüringer Waldes!) und des Saar-Nahe-Gebiets sehr jung, wohl sogar fast ausschließlich jünger. Nur in der Senke von Baden-Baden, in der Südpfalz, im nordwestlichen Thüringer Wald am SE-Harzrand und in einer Reihe weiterer kleinerer Intramontanbecken kommen ähnlich junge oberrotliegende Schichten vor.

Literaturverzeichnis

Es werden vorwiegend jene Arbeiten aufgeführt, die bei KOZUR, 1978 a, und 1980 a, nicht zitiert wurden.

- ABEL, O. (1935): Vorzeitliche Lebensspuren. 644 S., 530 Abb., Jena.
- ACENOLAZA, F.G. (1978): Trazas Fosiles de la Formacion Parquia en el Bordo Atravesado, Siera de Famatia, La Rioja. - Acta Geol. Lilloana, 15, S. 19-29.
- ACHARYYA, S.K. (1979): India and southeast Asia Gondwanaland fit. - Tectonophysics, 56, S. 261-276, 3 Abb., 1 Tab., Amsterdam.
- ANDERSON, A.M. (1975): Turbidites and arthropod trackways in the Dwyka glacial deposits (Early Permian) of Southern Africa. - Trans. Geol.Soc., S. Afr. 78, S. 265-273.
- ANDERSON, A.M. (1981): The Umfolozia arthropod trackways in the Permian Dwyka and Ecca series of South Africa. - J. Paleont., 55 (1), S. 84-104, 10 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Lawrence.
- Autorenkollektiv: Perm.-Fachbereichstandard, Geologie, Stratigraphie, 17 S., 6 Tab., Berlin 1980.
- BACKHAUS, E. (1980): Zu Fragen der Nomenklatur und der Gliederung nach Formationen im Rotliegenden, Zechstein und Buntsandstein. - Newsl. Stratigr., 9 (2), S. 105-113, Berlin-Stuttgart.
- BARTENSTEIN, H. & R.J. MOIOLA (1970): Sandräder - eine besondere Form der Scharrkreise? - Natur und Museum, 300 (7), S. 303-308, 9 Abb., Frankfurt.
- BARTHEL, K.W. (1974): Limulus: a living fossil. - Naturwiss., 61, S. 428-433, 6 Abb.
- BARTHEL, M. & H. HAUBOLD (1980): Zur Gattung Callipteris BRONGNIART. Teil I: Die Ausbildung von Callipteris conferta (STERNBERG) BRONGNIART im mitteleuropäischen Rotliegenden. - Schriftenr. geol. Wiss., 16, S. 49-105, 13 Abb., 15 Taf., Berlin.

- BEYSCHLAG, F. & K. von FRITSCH (1899): Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. - Abh. kgl. preuss. geol. L.-A., N.F., 10, 263 S., 7 Abb., 1 Taf., Berlin.
- BOUROZ, A. & J. DOUBINGER (1974): Les relations entre le Stéphanien supérieur d'après le contenu de leur stratotype. - C.R. Acad. Sc. Paris, 279, sér. D. S. 1745-1748, 1 Abb., 1 Tab., Paris.
- BOUROZ, A. & J. DOUBINGER (1977): Report on the Stéphanian-Autunian boundary and on the concepts of Upper Stéphanian and Autunian in their stratotypes. In: HOLUB, V.M. & R.H. WAGNER (eds.): Symposium on Carboniferous Stratigraphy. - S. 147-169, 1 Abb., Praha.
- BOUROZ, A.; EINOR, O.L. et al. (1978): Proposals for an international chronostratigraphic classification of the Carboniferous. - Comp. Rend. VIII. Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonifère, 1, S. 36-39, 2 Tab., Moskva.
- BOY, J.A. (1976): Überblick über die Fauna des saarpfälzischen Rotliegenden (Unter-Perm). - Mainzer geowiss. Mitt., 5, S. 13-85, 41 Abb., Mainz.
- CASSINIS, G. (1966): La Formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano). - Riv. Ital. Paleont., 72 (3), S. 507-588, 12 Abb., 11 Taf., Milano.
- CASSINIS, G. (1969): Appunti su una fauna a lamellibranchi non marini rinvenuta nel "Collio" Trumplino (Paleozoico sup. bresciano). - Atti ist. geol. univ. Pavia, 20, S. 82-86, 2 Abb., Pavia.
- CASSINIS, G. (1969): Conglomerato del Dosso dei Galli. - Studi ill. carta geol. Italia, 2, S. 3-12, 2 Abb., Roma.
- CASSINIS, G. (1969): Vulcaniti di Auccia. - Studi ill. carta geol. Italia, 2, S. 3-10, 1 Abb., Roma.
- CASSINIS, G.; MONTRASTO, A. u.a. (1974): Tettonica ercinica nelle Alpi. - Mem. soc. geol. Ital., 13, suppl. 1, S. 289-318, 6 Abb., Pisa.
- CASSINIS, G.; ORIGNI GIOBBI, E. & G. PEYRONEL PAGLIANI (1975): Osservazioni geologiche e petrografiche sul Permiano della bassa Val Caffaro (Lombardia orientale). - Atti Ist. geol. univ. Pavia, 25, S. 18-71, 9 Abb., 5 Tab., 9 Taf., Pavia.
- CASSINIS, G. & G. PEYRONEL-PAGLIANI (1976): Le Permien des Prealpes lombardes orientales. - In FALKE, H. (ed.): The continental Permian in Central, West and South Europa, S. 148-168, 1 Abb., Dordrecht.
- CASSINIS, G.; MATTAVELLI, L. & G.L. MORELLI (1978): Studio petrografico e mineralogico della formazione di Collio nel Permiano inferiore dell'alta Val Trompia (Prealpi bresciane). - Mem. sci. geol., mem. inst. geol. min. univ. Padova, 32, S. 4-13, 3 Abb., 3 Tab., 2 Taf., Padova.
- CHAMBERLAIN, C.K. (1971): Morphology and ethology of trace fossils from the Ouachita mountains, southeast Oklahoma. - J. Paleont., 45, (2), S. 212-246, 8 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Menasha.
- CHAMBERLAIN, C.K. & D.L. CLARK (1973): Trace fossils and conodonts as evidence for deep-water deposits in the Oquirrh basin of Central Utah. - J. Paleont., 47 (4), S. 663-682, 6 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Lawrence.
- CHANG, Wen-tang; CHEN, Pei-chi & SHEN, Yan-bin (1976): Fossil conchostroca of China. - 325 S., 42 Abb., 4 Tab., 138 Taf., Peking.
- CHAPMAN, F. (1929): On some remarkable annelid remains from Arthur river, NW Tasmania. - Papers and Proc. Royal Soc. Tasmania, Jg. 1928, S. 1-5, Melbourne.
- CLENDENING, J.A. (1975): Palynological evidence for a Pennsylvanian age assignment of the Dunkard Group in the Appalachian basin: Part I. In BARLOW, J.A. (ed.): The age of the Dunkard. - Proc. 1. I.C. White

- Mem. Symp., S. 195-221, 4 Abb., Morgantown.
- DACHROTH, W. (1976): Gesteinsmagnetische Marken im Perm Mitteleuropas. - Geol. Jb. E. 10, 71 S., 19 Abb., 3 Taf., Hannover.
- DETTE, K. (1933): Der Hornburger Sattel, seine geologische und tektonische Untersuchung. - Jb. Halle. Verb., 12, S. 199-266, 14 Abb., 1 Taf., Halle.
- DOLLE, P.; A.F. de LAPPARENT & C. MONTENAT (1970): Sur une dalle à empreintes de pas lacertoides du houiller du bassin du Nord-Pas-de-Calais. - Ann. Soc. Geol. France, Jg. 1971 (7), S. 358-359, O.o.
- DOUBINGER, J. (1956): Contribution à l'étude des flores Autuno-Stéphanienues. - Mém. soc. géol. France, 35, 180 S., 20 Abb., 8 Tab., 7 Taf. Paris.
- DOUBINGER, J. & A. BOUROZ (1979): Stéphanien-Autunien, Gzhélien-Assélien: Zonations palynologiques et corrélations stratigraphiques. - Preprint, 10 S., Strasbourg.
- DOUBINGER, J.; BRANCHET, M. & J. LANGIAUX (1979): Présence de Callipteris flabellifera WEISS dans le Stéphanien de Blanzly-Montceau (Massif Central, France). - Rev. pér. "La Physiophile", Soc. ét. Sc. Nat. Hist., Montceau-les-Mines, 91, S. 69-74, 1 Tab., 1 Taf., Montceau.
- DOUBINGER, J. & Ph. ELSASS (1979): Le bassin permo-carbonifère d'Autun. - Bull. soc. hist. nat. Autun, 91, S. 9-25, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.
- DOZY, J.J. (1935): Einige Tierfährten aus dem unteren Perm der Bergamasker Alpen. - Paläont. Z., 17, S. 45-55, 2 Abb., 1 Taf., Berlin.
- FALKE, H. (ed.) (1972): Rotliegend Essays on European Lower Permian. - Intern. sed. petrogr. ser., 15, 299 S., Leiden (Brill)
- FALKE, H. (1974): Die Grenzziehung zwischen Oberkarbon und Rotliegendem im Bereich des kontinentalen Perms von West- und Mitteleuropa. - Bull. soc. belge. géol., 83 (4), S. 215-233, 1 Abb., Bruxelles.
- FALKE, H. (1974): Das Rotliegende des Saar-Nahe-Gebietes. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F., 56, S. 1-14, 3 Abb., Stuttgart.
- FALKE (1974): Die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen dem Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. - Geol. Rdsch., 63 (3), S. 819-849, 13 Abb., Stuttgart.
- FALKE, H. (ed.) (1974): The continental Permian in Central, West and South Europe. - NATO adv. stud. inst., 352 S., Dordrecht (D. Riedel Publishing Company).
- FEYS, R. (1976): Le Permien et la phase Saalienne dans le bassin de Brive (SW de la France). - In: FALKE, H. (ed.): The continental Permian in Central, West, and South Europe, NATO advanced study institutes series, S. 80-90, 3 Abb., Dordrecht/Boston (D. Riedel Publishing Company).
- FEYS, R. & J. LANGIAUX (1980): Découverte d'Esthéries dans le Stéphanien de Blanzly. Le problème d'Estheria limbata et d'Estheria tenela. - Rev. pér. "La Physiophile", soc. ét. Sc. Nat. et Hist., Montceaux-Mines, 93, S. 67-75, 2 Abb., 1 Taf.
- FICHTER, J. (1976): Tetrapodenfährten aus dem Unterrotliegenden (Autun, Unterperm) von Odernheim/Glan. - Mainzer geowiss. Mitt., 5, S. 87-109, 11 Abb., 2 Tab., Mainz.
- FRACASSO, M.A. (1980): Age of the Permo-Carboniferous Cutler Formation vertebrate fauna from El Cobre Canyon, New Mexico. - J. Paleont., 54 (6), S. 1237-1244, 2 Abb., Lawrence.
- FRITSCH, A. (1901): Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens, 4 (3), S. 65-101, 25 Abb., 11 Taf., Prag.
- FRITSCH, A. (1895): Über neue Wirbeltiere aus der Permformation Böhmens. - Sitzungsber. k. böhm. Ges. Wiss., math.-nat. Cl., S. 1-17, 1 Abb., Prag.

- GEINITZ, H.B. (1861): Die animalischen Überreste der Dyas. - 342 S., 23 Taf., Leipzig (Wilhelm Engelmann).
- GILMORE, Ch. W. (1926): Fossil footprints from the Grand Canyon. - Smithsonian Miscellaneous Coll., 77 (9), S. 1-41, 23 Abb., 12 Taf., Washington.
- GILMORE, Ch.W. (1927): Fossil footprints from the Grand Canyon: Second contribution. - Smithsonian Miscellaneous Coll., 80 (3), S. 1-78, 37 Abb., 21 Taf., Washington.
- GILMORE, Ch.W. (1928): Fossil footprints from the Grand Canyon: Third contribution. - Smithsonian Miscellaneous Coll., 80 (8), S. 1-16, 7 Abb., 5 Taf., Washington.
- GLAESSNER, M.F. (1957): Palaeozoic arthropod trails from Australia. - Paläont. Z., 31, S. 103-109, 2 Taf., Stuttgart.
- GOLDRING, R. & A. SEILACHER (1971): Limulid undertracks and their sedimentological implications. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 137 (3), S. 422-442, 9 Abb., Stuttgart.
- GUTHÖRL, P. (1934): Die Arthropoden aus dem Karbon und Perm des Saar-Nahe-Pfalz-Gebietes. - Abh. preuss. geol. L.-A., n.F., 164, S. 1-219, 116 Abb., 30 Taf., Berlin.
- HAGENDORF, U. & H.J. SCHWAHN (1969): Sedimentpetrographische und paläontologische Untersuchungen des Permosiles im Untergrund der Querfurter Mulde. - Halle. Jahrb. Mitteldt. Erdgesch., 9, S. 40-74, 5 Abb., 2 Taf., 1 Anl., Leipzig.
- HAKES, W.G. (1976): Trace fossils and depositional environment of four clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, northeast Kansas.- Univ. Kansas, Paleont. Contr., 63, 46 S., 11 Abb., 5 Tab., 13 Taf., Kansas.
- HARDAKER, W.H. (1912): On the discovery of a fossil-bearing horizon in the "Permian" rocks of Hamstead quarries, near Birmingham. - Quart. Journ. Geol. Soc. London, 68, S. 639-683, 30 Abb., 2 Tab., London.
- HAUBOLD, H. (1970): Versuch einer Revision der Amphibien-Fährten des Karbon und Perm. - Freiburger Forsch.-H., C 260, S. 83-117, 23 Abb., 6 Tab., Leipzig.
- HAUBOLD, H. (1971 b): Die Tetrapodenfährten aus dem Permosiles (Stefan und Rotliegendes) des Thüringer Waldes. - Abh. Ber. Mus. Nat. Gotha, Jg. 1971, S. 15-41, Gotha.
- HAUBOLD, H. (1971): Ichnia Amphibiorum et Reptiliorum fossilium. - Handb. Paläoherpet., 18, 124 S., 65 Abb., 7 Tab., Jena.
- HAUBOLD, H. (1973): Die Tetrapodenfährten aus dem Perm Europas. - Freiburger Forsch.-H., C 285, S. 5-55, 46 Abb., 5 Tab., Leipzig.
- HAUBOLD, H. (1973): Lebewelt und Ökologie des Tambacher Sandsteins (Unteres Perm, Saxon) im Rotliegenden des Thüringer Waldes. - Z.geol. Wiss. Berlin, 1 (3), S. 247-268, 3 Abb., 11 Taf., Berlin.
- HAUBOLD, H. (1974): Die fossilen Saurierfährten. - Die Neue Brehm-Bücherei, 168 S., 94 Abb., 1 Tab., Wittenberg (A.Ziemsen-Verl.).
- HAUBOLD, R.-H. (1977): Fossilfazies und Biostratigraphie des Permosiles im Thüringer Wald.- Thesen zur Dissertation B, 5 S., Halle.
- HAUBOLD, H. (1980): Zur Gattung Callipteris Brongniart. - Teil II, Indizien für nordamerikanische Callipteriden - Tinsleya, Yakia und Supaia - im Rotliegenden des Thüringer Waldes und der Innersudetischen Mulde. Z. geol. Wiss., 8 (6), S. 747-767, 3 Abb., 4 Taf., Berlin.
- HAUBOLD, H. (1980): Die biostratigraphische Gliederung des Rotliegenden (Permosiles) im mittleren Thüringer Wald. - Schriftener. geol.Wiss., 16, S. 331-356, 4 Abb., 1 Tab., Berlin.
- HAUBOLD, H. & G. KATZUNG (1972): Die Abgrenzung des Saxon. - Geologie, 21 (8), S. 883-910, 7 Abb., 3 Tab., Berlin.

- HAUBOLD, H. & G. KATZUNG (1972 a): Das Typusgebiet der Autun/Saxon-Grenze im Thüringer Wald. - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A., Geol. Paläont., 17 (6), S. 849-863, 2 Abb., 7 Taf., Berlin.
- HAUBOLD, G. & G. KATZUNG (1975): Die Position der Autun/Saxon-Grenze (Unteres Perm) in Europa und Nordamerika. - Schriftenr. geol. Wiss., 3, S. 87-138, 4 Abb., 14 Tab., Berlin.
- HAUBOLD, H. & G. KATZUNG (1978): Palaeoecology and palaeoenvironments of tetrapod footprints from the Rotliegend (Lower Permian) of Central Europe. - Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 23, S. 307-323, 6 Abb., Amsterdam.
- HAUBOLD, H. & G. KATZUNG (1978): Zur Anwendung stratigraphischer Richtlinien im Rotliegenden. - Zeitschr. angew. Geol., 24 (10), S. 439-441, Berlin.
- HAUBOLD, H. & G. KATZUNG (1980): Lithostratigraphischer Standard für das Permosiles im mittleren und südöstlichen Thüringer Wald. - Z. angew. Geol., 26 (1), S. 10-19, 2 Abb., 3 Tab., Berlin.
- HAUBOLD, H. & W.A.S. SARJEANT (1973): Tetrapodenfährten aus den Keele und Enville Groups (Permokarbon: Stefan und Autun) von Shropshire und South Staffordshire, Großbritannien. - Z. geol. Wiss., 1 (8), S. 895-933, 5 Abb., 5 Tab., 8 Taf., Berlin.
- HAVLENA, V.; JAROŠ, J. & J. PEŠEK (1968): Problems of the geology of the Upper Silesian Basin, the Boskovice Furrow and the Plzeň Basin. - Int. Geol. Congr., 22 sess., 64 S., 10 A., Praha.
- HÄNTZSCHEL, W. (1975): Miscellanea. Suppl. 1: Trace fossils and problematica In: Treatise on Invertebrate Palaeontology, part W, 269 S., 110 Abb., Boulder/Lawrence.
- HEYLER, D. & J. LESSERTISSEUR (1963): Pistes de tetrapodes Permiens dans le region de Lodève (Hérault). - Mem. Mus. natl. Hist. Natur., n. ser. C, 11 (2), S. 125-222, 48 Abb., 12 Taf., Paris.
- HEYLER, D. & Ch. MONTENAT (1980): Traces de pas de Vertébrés du Var. Intéret biostratigraphique. - Bull. Mus. natn. Hist. nat. Paris, 4. sér., 2 sect., C, no. 4, S. 407-451, 16 Abb., Paris.
- HICKLING, G. (1906): On footprints from the permian of Mansfield (Nottinghamshire). - Quart. J. Geol. Soc. London, 62 (2), No. 246, S. 125-131, 2 Abb., London.
- HICKLING, G. (1909): Permian footprints. - Manchester Mem., 53 (22), S. 1-31, 4 Taf., Manchester.
- HOLUB, V. (1970): Late Palaeozoic deposits underlying the Bohemian Cretaceous basin in the north-eastern part of the Bohemian Massif. - C.R. 6e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield 1967, 3, S. 938-948, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.
- HOLUB, V.M. (1976): Permian basins in the Bohemian Massif. In: FALKE, H. (ed.): The continental Permian in Central, West and South Europe. - S. 53-79, 10 Abb., 1 Tab., Dordrecht.
- HOLUB, V. (1976): On the stratigraphical classification of the Central Bohemian Permo-Carboniferous basins. - Věstn. ÚÚG, 51, S. 299-304, 1 Abb., Praha.
- HOLUB, V. & H. KOZUR (1981 a): Revision einiger Conchostracen-Faunen des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Conchostracen des Rotliegenden. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11, S. 39 - 94, 1 Abb., 9 Taf., Innsbruck
- HOLUB, V. & H. KOZUR (1981 b): Arthropodenfährten aus dem Rotliegenden der ČSSR. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11, S. 95 - 148 8 Abb., 19 Taf., Innsbruck.

- HOLUB V. & H. KOZUR (1981 c): Revision einiger Tetrapodenfährten des Rotliegenden und biostratigraphische Auswertung der Tetrapodenfährten des obersten Karbon und Perm. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11, S. 149-193, 1 Abb., 10 Taf., Innsbruck.
- HOLUB, V. & R. TÁSLER (1980): Development and style of the tectonic structure of the Upper Carboniferous and Permian in the Bohemian massif. - Sborn. geol. věd, geologie, 34, S. 102-129, 7 Abb., 1 Tab., Praha.
- JARDINÉ, S. (1974): Microflores des formations du Gabon attribuées au Karroo. - Rev. paleobot. palynol., 17, S. 75-112, 2 Abb., 10 Taf., Amsterdam-London-New York.
- JONES, T.R. & H. WOODWARD (1893): The fossil Phyllopora of the Palaeozoic rocks. - Geol. Mag. n. s., dec. 3, vol. 10 (12), S. 529-534, 1 Taf., London.
- JONES, T.R. & H. WOODWARD (1899): Contribution to fossil Crustacea. - Geol. Mag., dec. 4, vol. 6 (9), S. 388-395, 1 Taf., London.
- KAMARÁD, L. (1953): Revise českých permokarbonských Pseudoestherií (Conchostraca). - Rozpr. II. Třidy České Akad. roč. 61 (17), S. 1-27, 3 Taf., Praha.
- KASZAP, A. (1968): Korynichium sphaerodactylum (PABST) a balatonrendesi Permien. - Földtani Közl., 98 (3/4), S. 429-433, 1 Abb., Budapest.
- KNOTH, W. (1970): Zur Lithologie und Paläogeographie des höheren Rotliegenden im Thüringer Wald. - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, 15 (1), S. 47-65, 4 Abb., Berlin.
- KOZUR, H. (1977 a): Beiträge zur Stratigraphie des Perms: Teil I: Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perms. - Freiburger Forsch.-H., C 319, S. 79-121, 7 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1977): Erster Nachweis von Mikrofaunen unterhalb des Kupferschiefers im Süden der DDR, Z. geol. Wiss., 5 (5), S. 657-661, Berlin.
- KOZUR, H. (1978 a): Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil II: Die Conodontenchronologie des Perms. - Freiburger Forsch.-H., C 334, S. 85-161, 4 Tab., 8 Taf., Leipzig.
- KOZUR, H. (1978 c): Bemerkungen zum Vorkommen der Gattung Callipteris BRONGN. im Karbon. - Verh. geol. B.-A. Wien, Jg. 1978 (2), S. 11-22, Wien.
- KOZUR, H. (1978): The boundaries and subdivisions of the Permian system. In: PIATKOWSKI, T.S. (ed.): Symposium on Central European Permian, abstracts, program, S. 25-26, Warszawa.
- KOZUR, H. (1978): The correlation of the Rotliegend and Zechstein of Central Europe with the marine standard sections. In: PIATKOWSKI, T.S. (ed.): Symposium on Central European Permian, abstracts, program, S. 26-27, Warszawa.
- KOZUR, H. (1980 a): Beiträge zur Stratigraphie des Perm. Teil III: Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mittel- und Westeuropa (2). - Freiburger Forsch.-H., C 348, S. 69-172, 13 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1980 b): Die Korrelation des Rotliegenden und Zechsteins von Mittel- und Westeuropa mit der marinen Standardgliederung. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9 (10), S. 353-371, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1981) Zur Anwendung litho- und biostratigraphischer Gliederungen im Rotliegenden. - Acta Geologica, Acad. Sci. Hung., 24 (1), S. 76-91, 1 Tab., Budapest.
- KOZUR, H. & E. SITTIG (1981): Das "Estheria" tenelle-Problem und zwei neue Conchostracen-Arten aus dem Rotliegenden von Sulzbach (Senke von Baden-Baden, Nordschwarzwald). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 11 (1), S. 1-36, Innsbruck.

- LANGIAUX, J. (1979): Ichnologie 5. Baropeza polymorpha n. sp. (Stephanien terminal de Blanzy-Montceau). - Rev. pér. "La Phisiophile", Soc. ét. Sc. Nat. Hist., Montceau-les Mines, 90, S. 69-75, 4 Abb., 1 Taf.
- LANGIAUX, J. (1980): Premières observations a Morteru (Stéphanien de Blanzy-Montceau) Ichnites, faune, flore. - Rev. pér. "La Phisiophile", soc. ét. Sc. Nat. et Hist., Montceau-les-Mines, 93, S. 77-88, 4 Abb., 2 Taf.
- LAPPARENT, A. de (1893): Traité de Géologie. 1645 S., Paris.
- LESSERTISSEUR, J. (1955): Traces fossiles d'activité animale et leur signification paleobiologique. - Mem. Soc. geol. France, n.s. 34 (74), 148 S.
- LÜTZNER, H. (1979): Transportanalyse der unterpermischen Sedimente im Thüringer Wald. - Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, 43, 132 S., 44 Abb., 3 Tab., Potsdam.
- LÜTZNER, H. (1981): Sedimentation der variszischen Molassé im Thüringer Wald. - Schriftenr. geol. Wisse., 17, 217 S., 46 Abb., 8 Tab., 21 Taf., Berlin.
- MAJOROS, Gy. (1964): Öshüllő-lábnyom a balatonrendési perméből. - Földtani Közl., 94 (2), S. 243-245, 3 Abb., Budapest.
- MARSH, O.C. (1894): Footprints of vertebrates in the coal measures of Kansas. - Amer. J. Sci., 3. ser., 48 (283-288), S. 81-84, 2 Taf., New Haven.
- MARTENS, Th. (1979): Arthropodenfährten aus dem Rotliegenden der Eisenacher Mulde (Thüringer Wald). - Z. geol. Wiss., 7 (12), S. 1457-1462, 2 Taf., Berlin.
- MARTENS, Th. (1980): Zur Fauna des Oberrotliegenden (Unteres Perm) im Thüringer Wald - Vorläufige Mitteilung. - Abh. Ber. Mus. Nat. Gotha, Jg. 1980, S. 19-20, 1 Taf., Gotha.
- MARTENS, Th. (1980): Beitrag zur Taxonomie und Ökologie des Oberrotliegenden im Elgersburger Becken in Thüringen. - Abh. Ber. Mus. Nat. Gotha, Jg. 1980, S. 21-32, 4 Abb., Gotha.
- MASUMOV, A.S. (1980): Otenskaja (permskaja) flora chr. Haryntau (sere-dinnyi Tjan-Šan) i korreljacija ee s florami Sent-Etena i Otena (Centralnyj Francuskij massiv). - Uzbekskij geol. žurn., Jg. 1980, (6), S. 41-50, 1 Abb., Taškent.
- MASUMOV, A.S.; BORISOV, O.M. & F.R. BENŠ (1978): Verchnij paleozoj sere-dinnogo i južnogo Tjan-Šanja. - 175 S., 18 Abb., Taškent.
- MAYER-EYMAR, C. (1881): Classification internationale, naturelle, uniforme, homomorphe et pratique des terrains de sédiments. - Biblioth. Polytechnicum Zurich, 15 S.
- MOLIN, V. A. & M.I. NOVOŽILOV (1965): Dvustvorčatye listonogie permi in triasa Severa SSSR. - AN SSSR, Komi filial, inst. geol., 117 S., 118 Abb., 4 Taf., Moskva-Leningrad ("Nauka").
- MÖLLER, A.H. (1954): Zur Ichnologie und Stratonomie des Oberrotliegenden von Tambach (Thüringen). - Paläont. Z., 28, S. 189-202, Stuttgart.
- MÖLLER, A.H. (1966): Neue Lebensspuren (Vestigia invertebratorum) aus dem Karbon und der Trias Mitteldeutschlands. - Geologie, 15 (6), S. 712-725, 5 Abb., 2 Taf., Berlin.
- MÖLLER, A.H. (1967): Zur Ichnologie von Perm und Trias in Mitteldeutschland. - Geologie, 16 (10), S. 1061-1071, 6 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Berlin.
- MÖLLER, A.H. (1971): Zur Ichnologie, Ökologie und Phylogenetik der Tetrapoden des Karbon. - Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 13 (7), S. 537-553, 8 Abb., Berlin.
- MÖLLER, A.H. (1971): Miscellanea aus dem limnisch-terrestrischen Unterperm (Rotliegenden) von Mitteleuropa; Teil 1. - Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 13 (10-12), S. 937-948, 4 Abb., 3 Taf., Berlin.

- MÜLLER, A.H. (1973): Zur Taphonomie und Ökologie rezenter und fossiler limnischer Hydromedusen. - Z.geol. Wiss., 1 (11), S. 1475-1480, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Berlin.
- MÜLLER, A.H. (1978): Über Hydromedusen (Coelenterata) und medusoide Problematika aus dem Rotliegenden von Mitteleuropa. - Freiburger Forsch.-H., C 342, S. 29-44, 8 Abb., 7 Taf., Leipzig.
- MUNIER-CHALMAS, M. & A. de LAPPARENT (1893): Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. - Bull. soc. géol. France, 3^e sér., 21, S. 438-488, Paris.
- NEWELL, N.D. u.a. (1976): Permian reef complex, Tunisia. - Brigham Young Univ. Geol. Stud., 23 (1), S. 75-112, 8 Abb., 2 Taf.
- NOPSCA, F.v. (1923): Die Familien der Reptilien. - Fortschr. Geol.Paläont., 2, 210 S., 1 Tab., 6 Taf., Berlin.
- NOVOŽILOV, N.I. (1946): Novye Phyllopoda iz permskich i triasovych otložnij Nordvik-Chatangskogo rajona. - Nedra Arktiki, 1, S. 172-202, 3 Taf.
- NOVOŽILOV, N.I. (1970): Vymeršie Limnadiodei. - 236 S., 214 Abb., 10 Taf., Moskva ("Nauka").
- PABST, W. (1887): Fährten von "Ichniotherium cottae Pohlig" im Herzoglichen Museum zu Gotha. - Naturwiss. Wochenschr., 12 (27), S. 313-317, 8 Abb., Berlin.
- PABST, W. (1897): Tierfährten in dem mittleren Rotliegenden von Kabarz in Thüringen. - Naturwiss. Wochenschr. 12 (8), S. 85-87, 4 Abb., Berlin.
- PABST, W. (1898): Weitere Beiträge zur Kenntnis der Tierfährten in dem Rotliegenden Thüringens. - Naturwiss. Wochenschr., 13 (22), S. 249-253, 6 Abb., Berlin.
- PABST, W. (1900): Beiträge zur Kenntnis der Tierfährten in dem Rotliegenden "Deutschlands". - Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 52 (1), S. 48-63, Berlin.
- PABST, W. (1908): Die Tierfährten in dem Rotliegenden "Deutschlands". - Nova Acta Leopoldina, 89 (2), 36 Abb., 35 Taf., Halle.
- PATZELT, G. (1966): Bau und Schichtenfolge der Asbach-Rotteröder Mulde (Thüringer Wald) nach neuen Kartierungsergebnissen. - Hall. Jb. f. Mitteldt. Erdg., 7, S- 39-60, 8 Abb., Leipzig.
- PATZELT, G. (1970): Zu einigen Fragen der Gliederung und der Lagerungsverhältnisse im Rotliegenden des mittleren Thüringer Waldes. -Geologie, 19 (7), S. 789-802, 5 Abb., Berlin.
- PATZELT, G. (1977): Nochmals zur Frage der Einstufung der Porphyirkonglomerate im Rennsteiggebiet des Messtischblattes Tambach-Dietharz (Thüringer Wald). - Hall. Jb. Geowiss., 1, S. 115-120, 2 Abb., Leipzig.
- PEABODY, F.E. (1948): Reptile and amphibian trackway from the Moenkopi Formation of Arizona and Utah. - Univ. Calif. Publ. Geol., 27, S. 295-468, 40 Abb., 13 Tab., 23 Taf., Berkeley/Los Angeles.
- POHLIG, H. (1885): Saurierfährten im unteren Rotliegenden von Friedrichroda. - Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. Westf., 42, S. 285-286, Bonn.
- POHLIG, H. (1886): Fundstelle von Saurierfährten und-Resten, Fischen, Ostracoden und Pflanzen des unteren Rotliegenden bei Friedrichroda an dem Thüringer Wald. - Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl.Westf., 43, S. 277-279, Bonn.
- POHLIG, H. (1887): Steinplatten mit Saurierfußstapfen aus dem Rotliegenden und Buntsandstein. - Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl.Westf., Osnabrück, 44, S. 271-274, Bonn.

- POHLIG, H. (1887): Tierfährten und Medusenabdrücke aus dem unteren Rotliegenden des Thüringer Waldes. - Z. deutsch. Geol. Ges., 39, S. 644-645, Berlin.
- POHLIG, H. (1892): Altpermische Fische, Saurierfährten und Medusen der Gegend von Friedrichroda i. Thür. - Verh. naturhist. Ver. preuss. Rheinl. Westf. Osnabrück, 49, S. 104-105, Bonn.
- POHLIG, H. (1892): Altpermische Saurierfährten, Fische und Medusen. - Leuckart-Festschr., S. 59-64, Leipzig.
- POKORSKI, J. (1981): Formal lithostratigraphic subdivision for the Rot-liegend of the Polish Lowlands. - Kwart. Geol., 25 (1), S. 41-58, 5 Tab., Warszawa.
- PROUZA, V.; SKOČEK, V. & R. TÁSLER (1977): Evaporites in the Lower Permian of the Krkonoše-piedmont Basin. - Věstn. Ústř. úst. geol., 52, S. 367-369, 1 Abb., Praha.
- PRUVOST, M. (1911): Note sur les Entomostracés bivalves du terrain houiller du Nord de la France. - Soc. Geol. Nord, 40, S. 60-80, 2 Abb., 2 Taf., Lille.
- PRUVOST, P. (1919): La faune continentale du terrain houiller du Nord de la France. - Mém. carte géol. dét. France, 584 S., 8 Tab., 29 Taf., Paris.
- REINACH, A. von (1892): Das Rotliegende in der Wetterau und sein Anschluß an das Saar-Nahe-Gebiet. - Abh. k. preuss. geol. L.-A., n.F., 8, S. 1-34, 6 Abb., Berlin.
- REMY, W. & V. HAVLENA (1960): Prinzipien der stratigraphischen Gliederung im terrestrisch-limnisch entwickelten Raum des euramerischen Florenbereiches im Jungpaläozoikum Europas. - Monatsber. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 2 (3/4), S. 230-235, 1 Abb., Berlin.
- REMY, W. & V. HAVLENA (1962): Zur floristischen Abgrenzung von Devon, Karbon und Perm im terrestrisch-limnisch entwickelten Raum des euramerisch entwickelten Florenbereichs in Europa. - Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 3 (2), S. 735-752, 3 Tab., Krefeld.
- REMY, W. & R. REMY (1977): Die Floren des Erdaltertums. - 468 S., Essen (Verl. Glückauf).
- SARJEANT, W.A.S. (1971): Vertebrate tracks from the Permian of Castle Peak, Texas. - Texas J. Sci., 22 (4), S. 343-366, 6 Abb., 6 Taf.
- SAVAGE, N.M. (1971): A varvite ichnocoenosis from the Dwyka series of Natal. - Lethaia, 4, S. 217-233, 17 Abb., Oslo.
- SCHMIDT, H. (1959): Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. - Abh. hess. :-A. Bodenforsch., 28, 137 S., 57 Abb., 9 Taf., Wiesbaden.
- SCHMIDTGEN, O. (1928): Eine neue Fährtenplatte aus dem Rotliegenden von Nierstein am Rhein. - Paläobiologia, 1, S. 245-252, 2 Abb., 2 Taf., Wien-Leipzig.
- SCHNEIDER, J. (1980): Zur Entomofauna des Jungpaläozoikums der Boskovicer Furche (ČSSR), Teil I: Mylacridae (Insecta, Blattodea). - Freiburger Forsch.-H., C 357, S. 43-55, 6 Taf., Leipzig.
- SCHREIBER, A. (1960): Das Rotliegende des Flechtinger Höhenzuges. - Freiburger Forsch.-H., C 82, S. 1-132, 72 Abb., 2 Anl., Berlin.
- SEILACHER, A. (1953): Studien zur Palichnologie, I, über die Methoden der Palichnologie. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 96 (3), S. 421-452, 10 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- SITTIG, E. (1974): Die Schichtenfolge des Rotliegenden der Senke von Baden-Baden. - Oberrhein. geol. Abh., 23, S. 31-41, 1 Taf., Karlsruhe.

- SOPEÑA, A.; FEYS, R. et al. (1977): *Estheria tenella* en el Permico de Palmaces de Jadraque. - Cuadernos Geol. Ibérica, 4, S. 135-144, 5 Abb., Madrid.
- STEINER, W. & H.E. SCHNEIDER (1963): Eine neue Lauffährte mit Schwanzschleppspur aus dem oberen Rotliegenden von Tambach. - Geologie, 11 (6), S. 715-731, Berlin.
- TASCH, P. (1964): Conchostracen trails in bottom clay muds and on turbid water surfaces. - Transact. Kansas Acad. Sci., 67 (1), S. 126-128, 1 Taf.
- TASCH, P. (1968): A Permian trace fossil from the Antarctic Ohio Range. - Transact. Kansas Acad. Sci., 71 (1), S. 33-37, 2 Abb.
- TASCH, P. (1968): Trace fossils from the Permian Polarstar Formation Sentinel Mountains, Antarctica. - Transact. Kansas Acad. Sci., 71 (2), S. 184-194, 3 Abb., 1 Tab.
- TASCH, P. (1970): Observations on the spoor of the anostracan Branchinecta. - Crustaceana, 18 (3), S. 225-226, 2 Abb., Leiben.
- TÁSLER, R. & V. SKOČEK (1980): Permokarbon im Südteil des Krkonoše-Vorlandbeckens und seine Parallelisierung mit anderen Gebieten. - Věst. Ústř. úst. geol., 55 (4), S. 209-221, 3 Abb., 2 Taf., Praha.
- TILTON, E. (1931): Permian vertebrate tracks in West Virginia. - Bull. Geol. Soc. Amer., 42, S. 547-556, New York.
- VISSCHER, H. (1976): Aspects of a palynological characterization of Late Permian and Early Triassic "standard" units chronostratigraphical classification in Europe. - 4. Intern. Palynol. Conf., Lucknow 1976, 15 S., 2 Taf., Lucknow (MS).
- VOZÁR, J. & A. VOZÁROVÁ (1980): Permian of the West Carpathians. - 184 S., Bratislava.
- WALTER, H. (1980): Zur Kenntnis der Ichnia limnisch - terrestrischer Arthropoden des Rotliegenden. - Freiburger Forsch.-H., C 357, S. 61-68, 3 Abb., 2 Taf., Leipzig.
- WARTH, M. (1963): Conchostraken (Crustacea, Phyllopora) und Ostracoden des saarpfälzischen Stefans. - Inaug.-iss. Tübingen, 120 S., 25 Abb., 5 Taf., Tübingen.
- WILLS, L.J. & W.A.S. SARJEANT (1970): Fossil vertebrate and invertebrate tracks from boreholes through the Bunter Series (Triassic) of Worchestershire. - Mercian Geol., 3 (4), S. 399-414.
- ZASPELOVA, V.S. (1968): Novye pozdnepaleozojskie fillopody Centralnogo Kazachstana. - In: Novye vidy drevnykh rastenij i bespozvonočnykh SSSR, 2 (2), A. 227-233, Taf. 57, Fig. 9-11 und Taf. 58, Fig. 1-6, Moskva.

Weitere Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie des Perm

von H. Kozur *)



Zusammenfassung

Eine neue Arthropodenfährten-Gattung mit drei neuen Arten wird aus fossilreichen Schichten im unteren Teil der Unteren Schiefertone oberhalb des Wachstein-Konglomerats (basale Eisenach-Formation) des nordwestlichen Thüringer Waldes beschrieben. Dieser Teil der Eisenach-Formation galt bisher als fossilleer. Schlecht erhaltene Fährten von *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp. wurden auch in schluffigen Einlagerungen vom Top des Oberen Tambach-Konglomerats gefunden. Die Arthropodenfährten scheinen damit die Korrelation des Oberen Tambach-Konglomerats mit der untersten Eisenach-Formation bei KNOTH, 1970 zu bestätigen.

Die Arthropodenfährten des unteren Teils der Unteren Schiefertone der Eisenach-Formation werden von gut erhaltenen Süßwasser-Medusen (*Medusina limnica* MÜLLER) und bisher noch nicht beschriebenen Tetrapodenfährten begleitet.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion ut 14, H-1143 Budapest (Hungary)

Summary

A new arthropod trackway genus with three new species is described from a rich arthropod trackway assemblage in the lower part of the Eisenach Formation (lower part of the Lower Slates) above the Wachstein Conglomerate of the NW Thuringian Forest. Until now this part of the Eisenach Formation was regarded to be unfossiliferous. Poorly preserved trackways of *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp. were also found in silty intercalations from the top of the Upper Tambach Conglomerate. The arthropod trackways also seems to confirm the correlation of the Upper Tambach Conglomerate with the lowermost Eisenach Formation by KNOTH, 1970.

The arthropod trackways in the lower part of the Lower Slate of the Eisenach Formation are accompanied by well preserved fresh water medusae (*Medusina limnica* MÜLLER) and still undescribed tetrapod footprints.

1. Einleitung

Auf einer Exkursion im Sommer 1980 wurden in schluffigen Einlagerungen im obersten Teil des Oberen Tambacher Konglomerats vom Top der Hainfelsen bei Finsterbergen einige schlecht erhaltene limnische Medusen (*Medusina limnica* MÜLLER) und ebenfalls schlecht erhaltene Arthropodenfährten gefunden. Trotz ihrer schlechten Erhaltung konnte festgestellt werden, daß sie nicht mit jenen Arthropodenfährten übereinstimmen, die MARTENS, 1979, aus den Unteren Schiefertonen oberhalb der unteren Zunge des Wartburg-Konglomerats (untere Eisenach-Formation) beschrieb. Dort tritt bereits *Mesichnium* GILMORE auf, das ein jüngerer Alter anzeigt.

Aus diesem Grund wurden nochmals die ältesten fährtenhöffigen Gesteine in der Eisenach-Formation untersucht, wo der Autor schon 1979 in einem temporären Aufschluß bei Etterwinden unmittelbar über dem Wachstein-Konglomerat einen Horizont mit gut erhaltenen Arthropodenfährten, einzelnen Tetrapodenfährten und sehr gut erhaltenen limnischen Hydromedusen (*Medusina limnica* MÜLLER, 1978) gefunden hatte. Diese Untersuchungen ergaben schließlich eine ganze Anzahl weiterer Fundpunkte für jene Assoziation aus Hydromedusen und Arthropodenfährten, deren Artbestand sich bis unmittelbar unterhalb der unteren Zunge des Wartburg-Konglomerats (Aufschluß an einem Bachlauf südlich von Wilhalsthal) kaum ändert. Entlang dieses Bachlaufs liegen noch mehrere weitere Vorkommen, die stratigraphisch zwischen der Obergrenze des Wachstein-Konglomerats und der unteren Zunge des Eisenach-Konglomerats im unteren Teil der Unteren Schiefertone der Eisenach-Formation liegen.

Die mit Abstand häufigste Art dieser Fährtenvergesellschaftung, *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp., stimmt völlig mit den weit schlechter erhaltenen Arthropodenfährten aus der obersten Tambach-Formation vom Top der Hainfelsen bei Finsterbergen überein. Die lithofazielle Korrelation des Oberen Tambacher Konglomerats mit der basalen Eisenach-Formation durch KNOTH, 1970, scheint sich daher auch nach paläontologischen Daten zu bestätigen, wengleich man bis zum Vorliegen einer grundlegenden Revision der Arthropodenfährten des Rotliegenden mit der stratigraphischen Auswertung dieser Fossilgruppe noch zurückhaltend sein sollte. Immerhin konnten aber schon HOLUB & KOZUR, 1981 c, eine gewisse stratigraphische Bedeutung der Arthropodenfährten aufzeigen. Sie dürfte letztlich größer sein als jene der Tetrapodenfährten, da zumindest Teile der Arthropodenfaunen (Insekten) im Ober-

karbon und Perm eine rasche Evolution zeigen (vgl. die Untersuchungen von MÜLLER und SCHNEIDER), während die Evolution der Tetrapoden vom Oberkarbon (der Dreigliederung) bis zum mittleren Unterperm recht langsam verlief (vgl. diesbezügliche Diskussion bei KOZUR, 1980). Damit sind die Arthropodenfährten potentiell eine weitere für stratigraphische Gliederungen in der kontinentalen Rotliegend-Fazies des Jungpaläozoikums Mitteleuropas geeignete Gruppe.

Anhand von *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp. wird im paläontologischen Teil die große intraspezifische Variabilität der Arthropodenfährten aufgezeigt. Trotz der starken Variabilität, die auf ökologische Faktoren und daran angepaßte Verhaltensweisen zurückzuführen ist (z.B. starke Abhängigkeit der Fährten von der Richtung der Strömung zur Fortbewegungsrichtung des Fährtenenerzeugers), lassen sich die Fährten einer Art im allgemeinen auf einen gemeinsamen Grundtyp zurückführen.

2. Paläontologischer Teil

2.1. Hydromedusen

Die Hydromedusen der unteren Eisenach-Formation sind ausgezeichnet erhalten (vgl. Taf. 4, Fig. 6,7). Sie gehören allesamt zu *Medusina limnica* MÜLLER, 1978. Mit den Vorkommen in der unteren Eisenach-Formation ist im Thüringer Wald das bisher tiefste bekannte Vorkommen (mittlere Oberhof-Formation, tiefstes Sakmarian) und auch das bisher höchste bekannte stratigraphische Vorkommen dieser Art (untere Eisenach-Formation, vermutlich höheres Artinskian) bekannt. Tiefere Vorkommen wären eigentlich nur noch im höheren Asselian (z.B. in der unteren Oberhof-Formation) zu erwarten, da bereits im mittleren Asselian (obere Goldlauter-Formation) andere Hydromedusen (*Medusina atava* POHLIG und weitere, noch unbeschriebene Formen) auftreten. Das bisher bekannteste oberste Vorkommen dürfte dagegen eher eine fazielle Grenze sein, da die im höheren (aber nicht höchsten) Oberrotliegenden enthaltenen kungurischen Sedimente extrem aride Ablagerungen darstellen, die im allgemeinen völlig fossilreich sind (z.B. Eisenach-Formation des nordwestlichen Thüringer Waldes oberhalb der Unteren Schiefertone und unterhalb Grenzkonglomerats).

Weitere Vorkommen von *Medusina limnica* MÜLLER, 1978, im mitteleuropäischen Rotliegenden sind: Blättertone der obersten Hornburg-Formation des Oberrotliegenden im südöstlichen Harzvorland, Vižňov-Horizont der Martínkovice-Formation des Niederschlesischen Beckens (ČSSR), obere Standenbühl-Formation des Saar-Nahe-Gebietes (Oberrotliegenden), Untere Tonsteine des Oberrotliegenden in der Senke von Baden-Baden. Alle diese Vorkommen im artinskischen Anteil des Rotliegenden (vgl. HOLUB & KOZUR, 1981 d). Sie sind fast immer mit Conchostracen vergesellschaftet. Im Vižňov-Horizont tritt unmittelbar darunter auch ein Grauhorizont mit reichlich Sporomorphen auf.

2.2. Tetrapodenfährten (vgl. Taf. 4, Fig. 4,5)

Im Unterschied zu den Vorkommen von Tetrapodenfährten in den Unteren Schiefertonen der Eisenach-Formation oberhalb der unteren Zunge des Wartburg-Konglomerats wurde *Laaporus* ex gr. *nobeli* LULL unterhalb der unteren Zunge des Wartburg-Konglomerats noch nicht nachgewiesen. Hier wurden andere, sehr charakteristische und bisher unbeschriebene Tetrapodenfährten aufgefunden, von denen aber wegen der Zerbrechlichkeit der Ton- und Schluffsteine immer nur Einzelabdrücke oder Hand- und Fuß-Abdruckpaare gefunden

wurden. Daher muß zunächst noch auf eine Beschreibung dieser Arten verzichtet werden.

2.3. Arthropodenfährten

Der überwiegende Teil der Arthropodenfährten gehört zu *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp. Zwei weitere *Eisenachichnus*-Arten sind wesentlich seltener anzutreffen. Alle anderen Gattungen sind nur durch Einzelfunde vertreten und sollen erst nach Vorliegen von weiterem reichem Material beschrieben werden.

Gattung *Eisenachichnus* n.gen.

Derivatio nominis: Nach dem häufigen Vorkommen in den Unteren Schiefer-tonen der Eisenach-Formation

Typusart: *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp.

Diagnose: Kleine bis mittelgroße Arthropodenfährten. Sie wurden offensichtlich unter geringer Wasserbedeckung erzeugt und verliefen fast immer mehr oder weniger senkrecht zur Wasserbewegung. Dadurch zeigen sie auch fast immer einen sehr asymmetrischen Aufbau. Auf einer Seite sind stets zwei subparallele (sehr selten auch hintereinander liegende) kurze Einzelabdrücke vorhanden, die im allgemeinen in der oder schräg zur Fortbewegungsrichtung liegen. Selten liegen sie auch senkrecht zur Fortbewegungsrichtung. Der gegenseitige Abstand der beiden Einzelelemente ist recht variabel, im allgemeinen aber wesentlich kleiner als der Abstand zur anderen Reihe. Gelegentlich wird der Abstand zwischen den zwei Einzelelementen aber so groß wie der Abstand der inneren Einzelelemente beider Reihen. Dann entstehen scheinbar einseitige, stark asymmetrische Fährtenzüge, vor allem dann, wenn die Einzelabdrücke mehr oder weniger senkrecht zur Fortbewegungsrichtung liegen.

Auf der anderen Seite der Fährte besteht die Reihe ebenfalls aus zwei nach außen gegeneinander versetzten Einzelabdrücken, wobei entweder beide länglich sind oder ein kurzer und ein langer Einzelabdruck anzu-treffen sind. Sie berühren einander meist, selten sind sie völlig voneinan-der getrennt. Sie stoßen stets spitzwinkelig aufeinander, wobei der Winkel sehr klein werden kann, so daß fast der Eindruck eines langen Einzelab-druckes entsteht. Mitunter verschmelzen sie auch zu einem langen Abdruck, der außen V-förmig gegabelt ist. Beide Abdrücke dieser Reihe liegen meist etwas schräg oder auch senkrecht zur Fortbewegungsrichtung.

Am Vorderende jedes Einzelabdruckes (in beiden Reihen) liegt jeweils eine kräftige runde Sedimentaufhäufung. Gelegentlich sind die länglichen Teile der Einzelabdrücke ganz abgeschwächt (vor allem bei Vergrößerung des Substrats) und nur diese Sedimentaufschiebungen sind sichtbar. Dann liegen nur zwei paarige Punktreihen vor, wobei innerhalb einer Reihe die Punkte neben- oder hintereinander liegen können.

Bei den sehr seltenen Fährten, wo die Bewegungsrichtung mit der Strömungsrichtung übereinstimmt, finden sich auf beiden Seiten ange-zogene Abdriftspuren (Schwimmspuren), die z.T. ebenfalls noch paarig angeordnet sind. Bei den ebenfalls sehr seltenen Fährten, bei denen die Fortbewegungsrichtung der Strömungsrichtung entgegengesetzt ist, sind die Einzelabdrücke annähernd symmetrisch angeordnet. Dabei liegen in beiden Reihen die Einzelelemente annähernd in Fortbewegungsrichtung.

Zugewiesene Arten: *Eisenachichnus inaequalis* n. gen. n. sp.

Eisenachichnus bifurcatus n. sp.

Eisenachichnus minimus n. sp.

Eisenachichnus n. sp. Typ 0 1 BOY, 1976

Eisenachichnus sp., asymmetrische Fährte sensu
WALTER, 1978, Taf. 2, Fig. 6

Vorkommen: Sehr selten und hinsichtlich der Einstufung der Schichten nicht ganz gesichert in den Odernheimer Schichten des Saar-Nahe-Gebietes. Selten in der obersten Hornburg-Formation des südöstlichen Harzvorlandes und in der obersten Tambach-Formation des Thüringer Waldes. Massenhaft in der unteren Eisenach-Formation (Untere Schiefertone). Oberes Asselian (?), Artinskian.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Hamipes* HITCHCOCK, 1858, aus dem Perm und der Trias treten auf beiden Seiten zwei parallele bis subparallele, in Fortbewegungsrichtung liegende Einzelabdrücke auf.

Bei dem ähnlichen *Bifurculapes* HITCHCOCK, 1858, aus der Trias sind die Einzelabdrücke jedes Paares V-förmig angeordnet (Spitze nach vorn).

Diplichnites DAWSON, 1873, weist symmetrische Fährtenzüge auf, wobei die subparallelen, aber etwas gegeneinander versetzten Einzelabdrücke schräg nach vorn-innen weisen.

Bei *Permichnium* GUTHÖRL, 1934, aus dem obersten Karbon und Unterperm sind die Abdruckpaare auf beiden Seiten gleich ausgebildet und in Form eines nach außen offenen V angeordnet.

Bei dem ebenfalls im allgemeinen stark asymmetrischen *Pirandikus* HOLUB & KOZUR, 1981, liegen die subparallelen Einzelabdruckpaare oder Einzelabdrücke mehr oder weniger senkrecht zur Fortbewegungsrichtung. Die Asymmetrie äußert sich stets im Aufbau der Reihen und nicht in der Lage der Abdrücke zur Fortbewegungsrichtung.

Eisenachichnus inaequalis n. gen. n. sp.

(Taf. 1, Fig. 1, 4-6; Taf. 2, Fig. 1-5; Taf. 3, Fig. 1-6; Taf. 4, Fig. 1, 2)

Derivatio nominis: Nach den fast stets sehr asymmetrischen Fährten

Holotypus: Die Fährte auf Taf. 1, Fig. 1, Positivabdruck; Sigs.-Nr. K 1/1981

Locus typicus: Aufschluß am Steilhang des Baches südlich von Wilhelmsthal (nordwestlicher Thüringer Wald).

Stratum typicum: Untere Schiefertone der unteren Eisenach-Formation, unmittelbar unterhalb der unteren Zunge des Wartburgkonglomerats. Artinskian.

Material: Über 100 sehr gut erhaltene Fährtenzüge und mehrere 100 mäßig erhaltene Fährtenzüge.

Diagnose: Fährten 9-13, meist 10-11 mm breit, fast stets mehr oder weniger senkrecht zur Wasserbewegung verlaufend und dadurch stark asymmetrisch. Auf einer Seite liegen zwei subparallele, sehr selten auch hintereinander folgende kurze Einzelabdrücke, die einen variablen, aber stets deutlichen Abstand voneinander aufweisen. Sie liegen meist in Fortbewegungsrichtung, seltener schräg dazu und in Extremfällen auch senkrecht zur Fortbewegungsrichtung.

Die andere Reihe besteht aus zwei spitzwinklig zueinander angeordneten Einzelelementen, von denen meist das äußere lang und der innere kurz ist. Beide Einzelelemente berühren einander meist und können mitunter auch zu einem langen Einzelelement mit geknicktem Verlauf verschmelzen. Die

Einzelelemente dieser Reihe liegen im allgemeinen schräg zur Fortbewegungsrichtung, gelegentlich auch senkrecht dazu.

Alle Einzelelemente des Fährtenzuges zeigen an ihrem Vorderende eine deutliche rundliche Sedimentaufwerfung, die z.T. allein erhalten ist, wodurch dann Doppelpunktreihen entstehen.

Beschreibung: Die Fährten sind hoch variabel, der Grundaufbau mit je zwei Einzelelementen in beiden Reihen ist in allen, die starke Asymmetrie in fast allen Fährten anzutreffen.

Auf der einen Seite treten zwei kurze, subparallele bis parallele Einzelabdrücke auf, die meist in Fortbewegungsrichtung liegen oder nur schwach gegen die Fortbewegungsrichtung geneigt sind. Sie liegen etwa auf gleicher Höhe oder sind wenig gegeneinander versetzt. Nur selten treten Fährtenzüge auf, bei denen die immer noch parallel verlaufenden Einzelabdrücke dieser Reihe gegeneinander um etwa die Länge eines Einzelabdruckes versetzt sind. In diesem Falle ist die Artzugehörigkeit nicht ganz sicher, da keine Übergangsformen gefunden wurden. Selten ist in dieser Reihe einer der beiden Einzelabdrücke stärker geneigt als der andere. Sehr selten liegen beide Einzelabdrücke annähernd senkrecht zur Fortbewegungsrichtung.

Die Abstände der Einzelabdrücke der Abdruckpaare sind auf dieser Seite stets deutlich, aber meist beträchtlich geringer als der Abstand zur anderen Reihe des Fährtenzuges. Manchmal aber ist der Abstand zwischen beiden Einzelabdrücken so groß wie der Abstand der inneren Abdrücke der beiden Reihen, besonders bei jenen Fährtenzügen, wo die Einzelabdrücke in beiden Reihen annähernd senkrecht zur Fortbewegungsrichtung angeordnet sind. In solchen Fällen sind die beiden Reihen des Fährtenzuges scheinbar zu einer einzigen stark asymmetrischen Reihe vereinigt.

Die zweite Reihe besteht ebenfalls aus zwei Einzelelementen. Im Normalfall sind diese aber ganz anders angeordnet wie in der anderen Reihe, wodurch die starke Asymmetrie entsteht. Meist sind sie unter geringem Winkel gegeneinander geneigt und verlaufen dabei schräg nach vorn-innen, ohne aber stark von der Senkrechten zur Fortbewegungsrichtung abzuweichen. Der innere Einzelabdruck ist meist deutlich kürzer als der äußere und reicht bis zu dessen Anfangsteil. Hier berühren sich im allgemeinen beide Abdrücke. Gelegentlich verschmelzen sie auch zu einem einzigen langen Abdruck mit geknicktem Verlauf, wobei das Abknicken am Verschmelzungspunkt der beiden individuellen Einzelabdrücke liegt.

Am Vorderrand jedes Einzelabdrucks der Fährtenzüge ist eine runde, meist ziemlich hohe Sedimentaufschiebung vorhanden. Mitunter ist nur diese Sedimentaufschiebung erhalten und die Fährtenzüge bestehen dann aus zwei Punktreihen mit Punktpaaren, in denen die Einzelpunkte nebeneinander, schräg hintereinander und sehr selten auch direkt hintereinander liegen.

Selten gehen die Fährtenzüge von der asymmetrischen Ausbildung in eine mehr symmetrische Ausbildung über, und zwar ausschließlich dann, wenn die Bewegungsrichtung um mehr als 30° geändert wird. Diese mehr symmetrische Ausbildung weisen auch jene Fährten auf, die schon primär etwa senkrecht zu den asymmetrischen Fährten verlaufen. Die symmetrische Ausbildung ist aber außerordentlich selten (etwa eine symmetrische Fährte je 100 asymmetrische Fährten). Bei diesen mehr symmetrischen Fährten liegen in beiden Reihen die Einzelabdrücke in Bewegungsrichtung, wobei

sie in Bewegungsrichtung etwas gegeneinander versetzt sind und subparallel oder leicht gegeneinander geneigt verlaufen.

Am Ende der Fährten kommt es z.T. zu büschelartigen Auffächerungen, wobei man dann keine Fährtenzüge mehr erkennen kann.

Vorkommen: Massenhaft im unteren Teil der Unteren Schiefertone der unteren Eisenach-Formation zwischen Etterwinden und Wilhelmsthal (Rand des nordwestlichen Thüringer Waldes). Selten im obersten Teil des Oberen Tambacher Konglomerats vom Top der Hainfelsen bei Finsterbergen (Thüringer Wald).

Bemerkungen und Beziehungen: Bei dem gleichaltrigen *Eisenachichnus bifurcatus* n.sp. stimmt die Reihe mit den in Fortbewegungsrichtung liegenden parallelen Einzelabdrücken überein. In der anderen Reihe ist aber ein außen V-förmig gegabelter Abdruck vorhanden, der aus der Verschmelzung eines kürzeren äußeren mit einem längeren inneren Einzelabdruck hervorging.

Bei dem ähnlichen *Eisenachichnus* n.sp. (Typ 0 1 nach BOY, 1976) aus den (?) Odernheimer Schichten des Saar-Nahe-Gebietes tritt generell der gleiche Aufbau auf wie bei *Eisenachichnus bifurcatus* n.sp., doch liegen die kräftig ausgebildeten V-förmigen Abdrücke der einen Reihe senkrecht zur Fortbewegungsrichtung.

Bei *Eisenachichnus minimus* n.sp. aus dem Unteren Schiefertone der Eisenach-Formation ist die Fährte wesentlich schmaler und die Einzelabdrücke sind auf beiden Seiten kurz. Auf der einen Seite liegen sie wie bei *E. inaequalis* n.gen.n.sp. parallel nebeneinander in Fortbewegungsrichtung, auf der anderen Seite sind sie dagegen nicht nach außen gegeneinander versetzt und liegen genau hintereinander.

Die bei WALTER, 1978, Taf. 2, Fig. 6, abgebildete asymmetrische Fährte ist sehr ähnlich und könnte sogar identisch sein. Sie wird hier als *Eisenachichnus* sp. bezeichnet.

Die starke Asymmetrie der meisten Fährtenzüge bei *E. inaequalis* n.gen.n.sp. ist hoch interessant. Sie entstand wohl dadurch, daß der Erzeuger sich quer zur Wasserbewegung fortbewegte. Da es sich bei den Ablagerungen wohl eher um einen sehr flachen See oder Tümpel als um einen Fluß handelte, dürfte die Wasserbewegung weniger eine Fließbewegung als vielmehr eine durch Wind erzeugte Bewegung sein. Theoretisch können solche asymmetrischen Fährten auch erzeugt werden, wenn sich der Erzeuger bei kräftigem Wind senkrecht zur Windrichtung fortbewegte. Dagegen spricht aber die Tatsache, daß starker Wind bei semiaridem warmen Klima zu einer sehr raschen Austrocknung und damit Verhärtung des Substrates führen würde, so daß sich dann keine Arthropodenfährten mehr bilden könnten. Bei sehr geringer Wasserbedeckung, speziell in extrem flachen pfützenartigen Tümpeln würde schon mäßig starker oder schwacher Wind eine genügend starke Wasserbewegung erzeugen, um die Asymmetrie der Fährten zu erklären.

Für die obige Deutung der Asymmetrie der Fährten sprechen folgende Befunde: (a) Auf einer Schichtfläche liegen die asymmetrischen Fährten stets parallel oder subparallel zueinander, wobei immer die gleiche Seite die langen, quergestellten Einzelabdrücke aufweist. (b) Senkrecht zu diesen asymmetrischen Fährten verlaufende Fährtenzüge weisen keine Asymmetrie auf, z.T. sind diese Fährten aber in "Schwimmfährten" mit sehr langen, unregelmäßigen Schleifspuren umgewandelt. Die Fährten erzeuger drifteten offensichtlich in Richtung der Wasserbewegung ab und

bei den Versuchen, wieder Halt zu fassen, entstanden langgestreckte Schleifspuren. (c) Bei ausreichend starken Richtungsänderungen geht die asymmetrische Ausbildung der Fährten verloren.

Wenn die ökologisch bedingte Asymmetrie hier trotzdem in die Diagnose aufgenommen wurde, dann deshalb, weil die Fährtenerzeuger sich offensichtlich ganz bevorzugt quer zur Wasserbewegung fortbewegten, da ca. 99% der untersuchten 683 Fährtenzüge diese Asymmetrie aufweisen.

Sollte die Deutung für die Entstehung der Asymmetrie zutreffen, so könnte man anhand statistischer Auswertungen des Verlaufs der asymmetrischen Arthropodenfährten und der "abgestützten" Seite der Fährtenzüge die bevorzugten Windrichtungen rekonstruieren.

Eisenachichnus minimus n. sp.
(Taf. 1, Fig. 3)

Derivatio nominis: Nach der geringen Breite der Fährten.

Holotypus: Der Fährtenzug auf Taf. 1, Fig. 3; Slgs.-Nr. K 51/1981.

Locus typicus: Temporärer Aufschluß bei Etterwinden (SW Thüringen, SW-Rand des nordwestlichen Thüringer Waldes).

Stratum typicum: Basale Untere Schiefertone der unteren Eisenach-Formation
Material: 11 Fährten.

Diagnose: Schmale, nur 5-7 mm breite Fährtenzüge. Auf der einen Seite liegen stets zwei kurze, parallele bis subparallele, eng beieinander liegende Einzelabdrücke, die z.T. in Fortbewegungsrichtung etwas gegeneinander versetzt sind. Sie sind in Fortbewegungsrichtung angeordnet.

Auf der anderen Seite befinden sich ebenfalls kurze, schräg bis fast in Fortbewegungsrichtung liegende Einzelabdrücke, vor denen jeweils nur eine kräftige Sedimentaufschiebung liegt, so daß eine genau hintereinander liegende einfache Punktreihe entsteht, wenn nur die Sedimentaufhäufungen erhalten sind.

Vorkommen: Unterer Teil der Unteren Schiefertone der Eisenach-Formation unterhalb der unteren Zunge des Wartburg-Konglomerats. Aufschlüsse zwischen Etterwinden und Wilhelmsthal (Thüringen).

Bemerkungen und Beziehungen: *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp. besitzt eine wesentlich breitere Fährte. Die Fährtenerzeuger könnten identisch sein (verschiedene ontogenetische Stadien, Sexualdimorphismus).

Eisenachichnus bifurcatus n. sp.
(Taf. 1, Fig. 2)

Derivatio nominis: Nach den V-förmig gegabelten Abdrücken auf der einen Seite der Fährte.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 2; Slgs.-Nr. K 63/1981.

Locus typicus: Bachlauf südlich von Wilhelmsthal, ungefähr 300 m südlich des Aufschlusses, der unmittelbar unterhalb der unteren Zunge des Wartburg-Konglomerats liegt.

Stratum typicum: Mitte des unteren Teils der Unteren Schiefertone (untere Eisenach-Formation). Artinskian.

Material: 4 Fährten.

Diagnose: Kleine, 6-8 mm breite Fährten. Auf der einen Seite liegen zwei mäßig lange, parallele bis subparallele in Fortbewegungsrichtung oder wenig schräg dazu. In Fortbewegungsrichtung sind diese Einzelabdrücke

z.T. etwas gegeneinander versetzt. Sie setzen stets mit einer kräftigen rundlichen Sedimentaustauchung ein.

Auf der anderen Seite der Fährten befindet sich ein langer, schräg zur Fortbewegungsrichtung (schräg nach vorn-innen) liegender Einzelabdruck mit einer deutlichen Sedimentaufschiebung an seinem inneren Ende. Etwa in der Mitte schließt sich ein zweiter, schräg nach außen abstehender Einzelabdruck an, der meist mit dem inneren Einzelabdruck verschmolzen und nur sehr selten gegen diesen etwas abgesetzt ist. Diese beiden Einzelabdrücke zusammen bilden einen außen gegabelten langen Einzelabdruck.

Vorkommen: Bisher nur vom *locus typicus* bekannt.

Bemerkungen und Beziehungen: Bei *Eisenachichnus* (Typ 0 1 nach BOY, 1976) aus den (?) Odernheimer Schichten des Saar-Nahe-Gebietes sind die paarigen Einzelabdrücke der einen Reihe kürzer und liegen weiter auseinander. Die V-förmigen Eindrücke auf der anderen Seite liegen senkrecht zur Fortbewegungsrichtung.

Bei *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp. treten außen gegabelte Abdrücke nicht auf. Der Hauptunterschied besteht aber darin, daß bei dieser Art der innere Abdruck kürzer als der äußere ist.

Literatur

Das Literaturverzeichnis findet sich bei HOLUB & KOZUR: Die Korrelation des Rotliegenden Europas. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 11, 5, 1981.

Tafelerläuterungen

Wenn nicht anders angegeben, stammen die abgebildeten Stücke aus dem Hochufer des Bachlaufes unmittelbar südlich von Wilhelmsthal (nordwestlicher Thüringer Wald). Untere Schiefertone der unteren Eisenach-Formation wenig unterhalb der unteren Zunge des Wartburg-Konglomerats. Artinskian.

V = 1,3 x.

Negativabdruck: Die Fährten sind in die Schicht eingedrückt.

Positivabdruck: Gegenabdruck der Negativabdrücke, auf denen die Einzelabdrücke erhaben hervortreten.

TAFEL 1

Fig. 1, 4-6: *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp., Fig. 1: Holotypus, Positivabdruck, Slgs.-Nr. K 1/1981; Fig. 4: Positivabdruck, Slgs.-Nr. K 81/1981; Fig. 5: gleiche Fährte, Negativabdruck, Slgs.-Nr. K 74/1981; Fig. 6: Negativabdruck. Der obere asymmetrische Teil der Fährte liegt senkrecht zur Strömungsrichtung, die im Bildausschnitt von unten nach oben verlief. Dann biegt die Fährte etwa gegen die Strömungsrichtung um und wird sofort fast symmetrisch, wobei die Einzelabdrücke auf beiden Seiten nur wenig aus der Fortbewegungsrichtung herausgeneigt sind, um der Strömung einen möglichst geringen Widerstand zu bieten. Im Bildausschnitt rechts unten biegt die Fährte wieder in eine Position etwa senkrecht zur Strömungsrichtung ein und nimmt da sofort wieder den gleichen Aufbau an wie im oberen Bildabschnitt.

- Fig. 2: *Eisenachichnus bifurcatus* n. sp., Holotypus, Positivabdruck, V = 1,5 x, Hochufer des Bachlaufs südlich von Wilhelmsthal, Aufschluß 300 m südlich der Auflagerung der unteren Zunge des Wartburg-Konglomerats auf den unteren Teil der Unteren Schiefertone, in dessen mittleren Teil sich der Aufschluß befindet. Artinskian. Slgs.-Nr. K 63/1981.
- Fig. 3: *Eisenachichnus minimus* n. sp., Holotypus, Positivabdruck, Slgs.-Nr. K 51/1981.

TAFEL 2

- Fig. 1-5: *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp., Fig. 1: Positivabdruck der Fährte auf Taf. 1, Fig. 6, Erläuterung siehe dort, Slgs.-Nr. K 52/1981; Fig. 2: Positivabdruck, die in Fortbewegungsrichtung liegenden Abdrücke sind kräftig gegeneinander versetzt und liegen daher nicht nebeneinander, Slgs.-Nr. K 68/1981; Fig. 3: Negativabdruck, selbst eine Änderung der Fortbewegungsrichtung um ca. 45° bewirkt eine starke Änderung der Fährten. Strömungsrichtung im Bild von links oben nach rechts unten, Slgs.-Nr. K 77/1981; Fig. 4: Negativabdruck. Strömungsrichtung im Bild von unten nach oben. Unterer Teil des Fährtenzuges in Strömungsrichtung. Fährtenerezeuger dabei offensichtlich leicht abgedriftet, wodurch "Schwimmfährten" mit langgestreckten Einzelabdrücken entstehen. Beim Umbiegen quer zur Strömungsrichtung wird die Fährte sofort asymmetrisch. Strömung offensichtlich recht stark. Um der Strömung wenig Widerstand zu bieten, werden die Gliedmaßen so aufgesetzt, daß auf der Seite der Fährte, welche der Strömung zugewandt ist, die Einzelabdrücke in Strömungsrichtung und daher fast senkrecht zur Fortbewegungsrichtung liegen und sich dabei stark der strömungsabgewandten Reihe nähern. Dadurch entsteht der Eindruck einer "einseitigen" stark asymmetrischen Fährte, Slgs.-Nr. K 25/1981; Fig. 5: Positivabdruck. Strömungsrichtung im Bild von links nach rechts, etwas schräg von unten nach oben. Die der Strömung zugewandte Reihe weist Abdruckpaare auf, deren Einzelabdrücke weit auseinander liegen. Der innere Einzelabdruck dieser Reihe nähert sich dabei dem inneren Einzelabdruck der anderen Reihe. Dadurch entsteht der Eindruck einer sehr asymmetrischen einreihigen Fährte, Slgs.-Nr. K 80/1981.

TAFEL 3

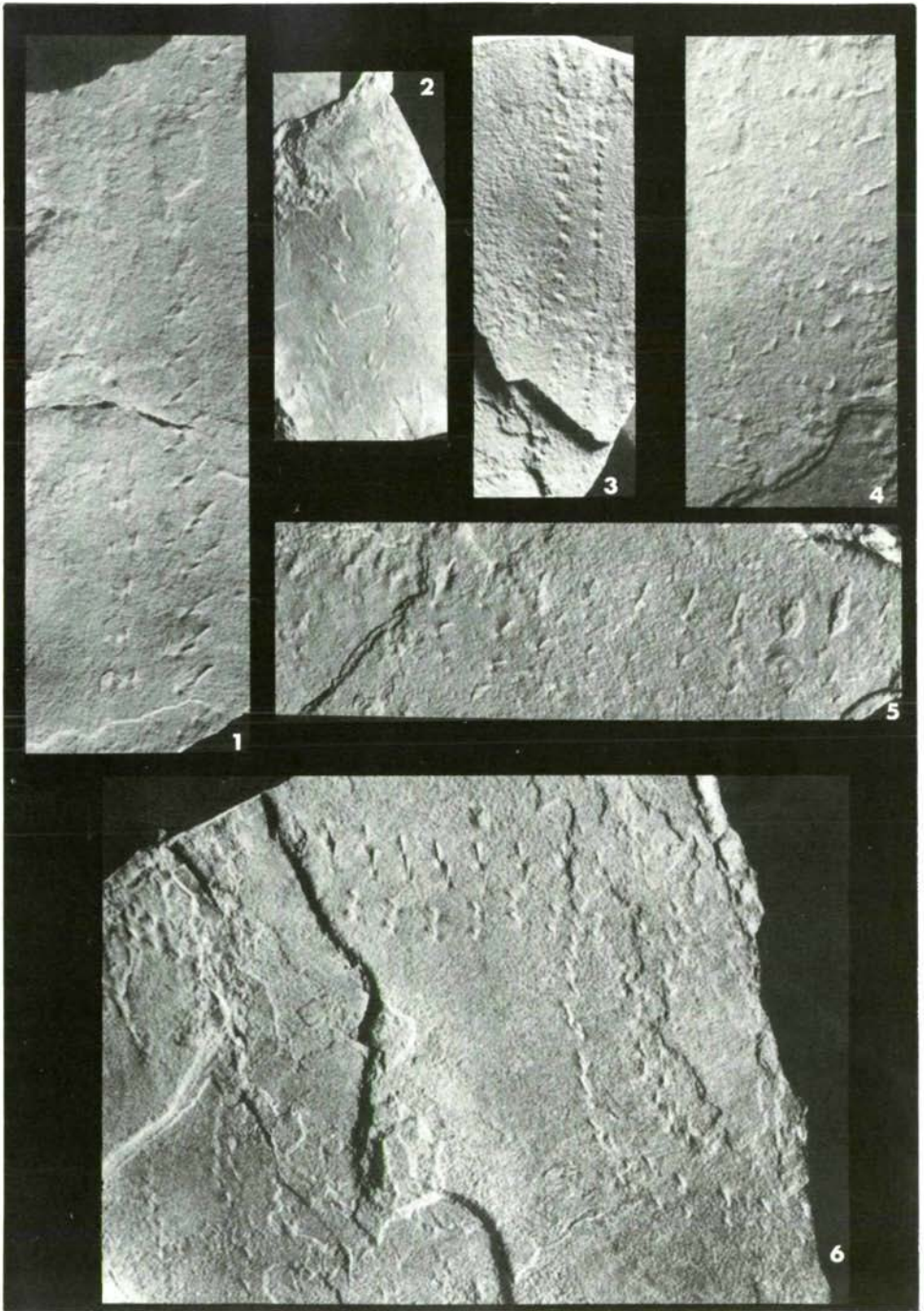
- Fig. 1-6: *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp., Fig. 1: Negativabdruck, V = 1,5 x. Die Einzelabdrücke sind in beiden Reihen fast senkrecht zur Fortbewegungsrichtung angeordnet. Die inneren Einzelabdrücke der strömungsseitigen Reihe sind stark an die Einzelabdrücke der strömungsabgewandten Reihe angenähert. Die Zweireihigkeit ist aber gerade noch deutlich erkennbar. Übergangsform zur asymmetrischen "einreihigen" Erhaltung. Slgs.-Nr. K 79/1981. Fig. 2: Positivabdruck. Püschelartige Auffiederung am Ende einer Fährte. Slgs.-Nr. K 29/1981. Fig. 3: Negativabdruck. Nur die punktförmigen hohen Sedimentaufschiebungen vor den Einzelabdrücken

sind in der etwas gröberen (schluffig-feinsandigen) Matrix erhalten, wodurch zwei paarige Punktreihen entstehen. Slgs.-Nr. K 19 b/1981. Fig. 4: Positivabdruck. Besonders starke büschelartige Auffiederung am Ende einer Fährte. Slgs.-Nr. K 17/1981. Fig. 5: Negativabdruck. Häufigste und typischste Erhaltungsform. Slgs.-Nr. K 75/1981. Fig. 6: Positivabdruck. Am linken Bildrand verläuft eine nur teilweise erhaltene, anscheinend übertratene Fährte. In der unteren Bildhälfte verläuft von links nach rechts eine Abdriftspur ("Schwimmspur") mit sehr langen Einzelabdrücken. Slgs.-Nr. K 28/1981.

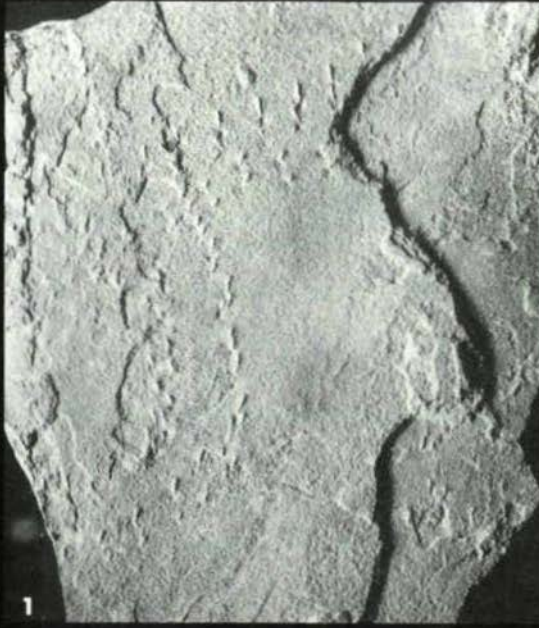
TAFEL 4

- Fig. 1,2: *Eisenachichnus inaequalis* n.gen.n.sp., schlecht erhaltene Positivabdrücke. Oberster Teil des Oberen Tambacher Konglomerats, Top der Hainfelsen bei Finsterbergen (Thüringer Wald), Slgs.-Nr. K 83/1981 (Fig. 1) bzw. K 82/1981 (Fig. 2).
- Fig. 3: *Eisenachichnus* sp., Positivabdruck. Nur eine Doppelreihe der Fährte ist erhalten. Slgs.-Nr. K 74/1981.
- Fig. 4: Sehr typischer, bisher unbeschriebener Handabdruck einer Tetrapodenfährte (Negativabdruck). V = 1,5 x. Slgs.-Nr. K 35 a/1981.
- Fig. 5: Zwei Einzelabdrücke (? Handabdruck, ? Fußabdruck) einer unbeschriebenen Tetrapodenfährte. Positivabdruck. V = 1,5 x. Slgs.-Nr. K 34/1981.
- Fig. 6,7: *Medusina limnica* MÜLLER, 1978, Abdrücke von Hydromedusen, V = 7,2 x. Fig. 6: Seltene Form mit dreistrahligen Mundfeld, Slgs.-Nr. K 1981/III-1b; Fig. 7: Zwei nebeneinander liegende Medusen mit vierstrahligen Mundfeld. Slgs.-Nr. K 1981/III-2.

Tafel I

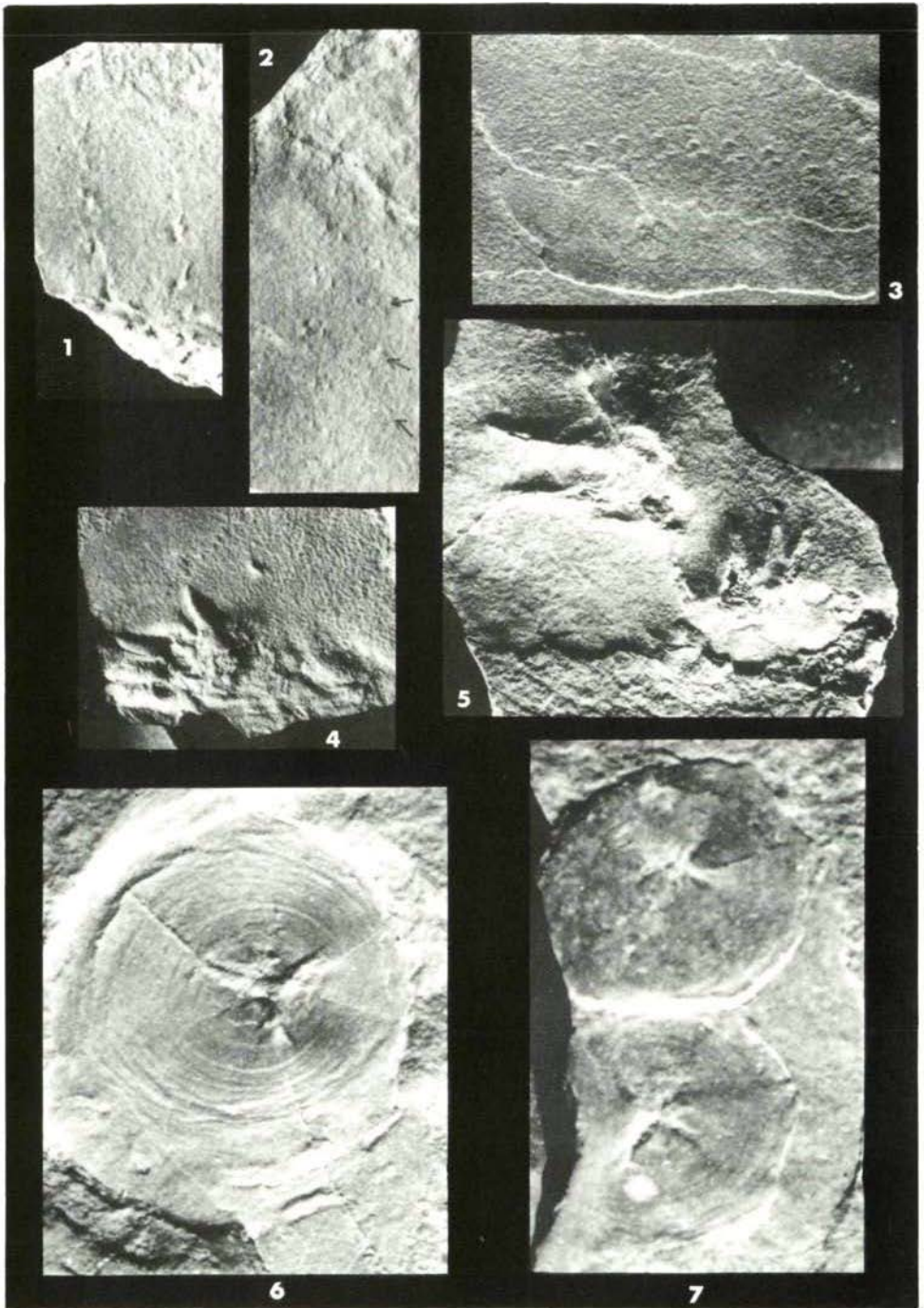


Tafel 2



Tafel 3





A BASIC COMPUTER PROGRAM TO DETERMINE THE NAME OF AN AMPHIBOLE FROM AN ELECTRON MICROPROBE ANALYSIS

by A. Mogessie and R. Tessadri*)

Abstract

A BASIC computer program for naming an amphibole is presented, which employs STOUT's (1972) suggested modes of Fe^{3+} -recalculation and the I.M.A.-nomenclature (International Mineralogical Association, LEAKE, 1978, compiler). Considering the two stoichiometric constraints of STOUT, the program calculates formulas and site occupancies for a given microprobe analysis of an amphibole; it classifies the amphibole into one of the four major groups on the basis of (Ca + Na)- and Na-values in the M4-site and determines the specific name on the basis of $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ -, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}})$ -, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ -, $\text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ - and Si-ratios, as defined by the I.M.A.-nomenclature.

Zusammenfassung

Ein BASIC-Computerprogramm zur Benennung von Amphibolen wird vorgestellt. Dabei werden die von STOUT (1972) vorgeschlagene Fe^{3+} -Berechnung und die I.M.A.-Nomenklatur (International Mineralogical Association, LEAKE, 1978, compiler) verwendet. Das Programm berechnet Formeln und Gitterbesetzungen für eine Mikrosondenanalyse eines Amphibols unter Berücksichtigung der zwei stöchiometrischen Beschränkungen von STOUT; das Amphibol wird aufgrund der (Ca + Na)- und Na-Werte in der M4-Stelle in eine der vier Hauptgruppen eingeordnet. Der jeweilige spezifische Name wird, wie von der I.M.A.-Nomenklatur definiert, aufgrund der $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ -, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}})$ -, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ -, $\text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ - und Si-Werte bestimmt.

*) authors' address: M.Sc. Aberra Mogessie; Dr. Richard Tessadri, Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck, Universitätsstr. 4, A-6020 Innsbruck

Introduction

Since the amphibole structure admits great flexibility of ionic replacement, the minerals of the group exhibit an extremely wide range of chemical composition (DEER et al., 1963; ERNST, 1968; COLVILLE et al., 1966). As a result the nomenclature of amphiboles has been difficult and confusing. LEAKE (1968, pp. 5) states that "attempts to classify amphiboles according to their optical properties are inevitably unsuccessful, because very different compositions can give very nearly identical optical properties." He suggested three important variables to define the main name to be given to an amphibole, namely the amounts of Si, (Ca + Na + K) and $Mg/(Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Mg)$ in the half unit cell. Following this attempt in a compilation of I.M.A.-nomenclature (LEAKE, 1978), a procedure for naming an amphibole on the basis of chemical analysis is agreed upon. However the problem of using this procedure is that the ratio $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ cannot be accurately obtained from electron microprobe analysis. Therefore one must critically examine the procedure to be used, in order to calculate the Fe^{2+} and Fe^{3+} , when only the total Fe has been determined, as different procedures could give different names to the same chemical analyses.

Most papers written on amphiboles based on electron microprobe analysis state the problem involved in amphibole nomenclature, since Fe^{3+} cannot be determined and several assumptions have to be made for calculating Fe^{3+} from the total Fe obtained as Fe0. Several authors have used different methods to solve specific problems, such as HEITANEN (1974), who calculated 20% of the total Fe as Fe_2O_3 to agree with the approximate $Fe_2O_3/(Fe0 + Fe_2O_3)$ -ratio in the host rocks, after an allowance to form epidote and accessories was made; GRAPES (1975) and GRAPES et al. (1977) took gravimetric analyses of a number of green hornblendes from the Hidaka metagabbro-amphibolite rocks and got a straight line plot when the total Fe as Fe0 was plotted against Fe_2O_3 ; thus it was possible to read the amount of unknown Fe_2O_3 directly from the graph and the total Fe as Fe0 (EMPA) adjusted accordingly.

As stated above these procedures may hold true for the specific problem at hand.

KLEIN (1968, pp. 286) states that the anthophyllite-gedrite analyses may be recalculated on the basis of 15 cations or on the basis of 23 oxygens, but neither approach is perfect. KLEIN (1969) also considered the problem of nomenclature and named all the sodium-amphiboles in his study with Al_2O_3 -content ranging from about 6 to 12 weightpercent as glaucophane and stated that some would turn out to be crossite or ferroglaucophane if the Fe^{2+}/Fe^{3+} -ratios were known. STOUT (1972) proposed several modes of recalculation and showed that it is possible to bracket the amount of Fe^{3+} , present in the total Fe determined as Fe0 (EMPA), by calculating the minimum Fe^{3+} (normalizing all the cations in the formula to 15, except $Na = \Sigma Ca$) and the maximum Fe^{3+} (normalizing all the cations in the formula that are assumed to occupy the tetrahedral and octahedral sites to $13 = \Sigma Fm$) on the basis of stoichiometric constraints. (The notations ΣNa , ΣCa and ΣFm are adopted from STOUT, 1972).

Since then many authors have adopted a similar approach (BRADY, 1974; DOOLAN et al., 1978; BROWN, 1977, among others). Several other procedures are also used (CZAMANSKE et al., 1973; ROBINSON et al., 1971; SPEAR, 1981; LAIRD & ALBEE, 1981, among others).

The objective of this paper is to outline a computer program written to determine the name of an amphibole from an electron microprobe analysis on the basis of STOUT's limiting recalculations of Fe^{3+} (1972) and I.M.A.-nomenclature compiled by LEAKE (1978).

Discussion

According to the I.M.A.-nomenclature the amphiboles are classified into four major groups, on the basis of the (Ca + Na)- and Na-values in the M4- or B-site (Fig. 1). However the detailed amphibole nomenclature employs the values $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{AlVI})$, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ and $\text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$.

STOUT's (1972) Fe^{3+} -limiting recalculations are employed in order to determine the Fe^{3+} and Fe^{2+} from the total Fe determined as Fe_0 , thereby enabling one to calculate the ratios given above.

The two stoichiometric constraints suggested by STOUT (1972) i.e. restriction of Ca to the M4-site ($\Sigma\text{Ca} = 15$, implying minimum Fe^{3+}) and only Ca and Na in the M4-site ($\Sigma\text{Fm} = 13$, implying maximum Fe^{3+}) are considered. The calculation for minimum Fe_2O_3 maximizes the number of cations in the formula, minimizes Na in the M4-site and maximizes Na in the A-site, whereas the calculation for maximum Fe_2O_3 yields the minimum number of cations in the formula, minimum Na in the A-site and maximum Na in the M4-site.

In order to evaluate the difference in the actual values of the cations in the recalculated formulas due to the different normalizations, one representative analysis from each major amphibole group is taken and subjected to several modes of recalculations (i.e. assuming all the Fe to be in the ferrous state, all the Fe in the ferric state and then normalizing all the cations to $15 = \text{Na}$, all cations except Na to $15 = \Sigma\text{Ca}$, all cations except (Na + Ca) to $13 = \Sigma\text{Fm}$; see also STOUT, 1972, table 2).

This is helpful as one can clearly see the similarity or difference between the formula calculated on the basis of 23 oxygens, where Fe is assumed to be in the ferrous state (a method generally adopted by most authors), and those calculated on the assumptions stated above.

In table 1 the results of the Fe^{3+} -limiting recalculations of representative analyses of the four major amphibole groups are given. Comparison of the total sum of cations in the different modes of recalculation (indicated as ΣNa in table 1) shows that the cation sums, calculated on the basis of the ferrous assumption, are almost the same as those calculated on $\Sigma\text{Ca} = 15$ for the Fe-Mg-Mn-amphiboles and the calcic amphiboles (table 1a and 1b), and on the basis of $\Sigma\text{Fm} = 13$ for the calcic-sodic amphiboles and the alkali-amphiboles (table 1c and 1d). Therefore it is possible that for the Fe-Mg-Mn-amphiboles and the calcic amphiboles the formula calculated on $\Sigma\text{Ca} = 15$, and for the calcic-sodic amphiboles and alkali-amphiboles the formula based on $\Sigma\text{Fm} = 13$, can be used for detailed nomenclature.

Table 2 gives a summary of the criteria given by the I.M.A.-nomenclature (LEAKE, 1978) for determining the specific name of an amphibole. The values obtained in $\Sigma\text{Ca} = 15$ and $\Sigma\text{Fm} = 13$ for the same examples are given in table 1. A careful glance at the table shows that the values of (Ca + Na) and

Table 1 a: Limiting recalculation of a representative Fe-Mn-Mg-amphibole (GEDRITE)
 Reference: STOUT, 1972: Table 5 A, analysis GIL 2

		all ferrous		all ferric	$\Sigma\text{Na} = 15$	$\Sigma\text{Ca} = 15$	$\Sigma\text{Fm} = 13$
SiO ₂	41.20	Si	6.1954	5.7876	6.0063	6.1810	5.3683
TiO ₂	0.00	Ti	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Al ₂ O ₃	17.50	Al	3.1015	2.8973	3.0068	3.0943	2.6875
Cr ₂ O ₃	0.00	Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ₂ O ₃	0.00	Fe ³⁺	0.0000	3.0300	1.4047	0.1075	2.8113
FeO	25.80	Fe ²⁺	3.2444	0.0000	1.7407	3.1294	0.0000
MnO	0.50	Mn	0.0637	0.0595	0.0617	0.0635	0.0552
MgO	10.70	Mg	2.3978	2.2400	2.3246	2.3922	2.0777
CaO	0.20	Ca	0.0322	0.0301	0.0312	0.0321	0.0279
K ₂ O	0.00	K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	1.50	Na	0.4373	0.4085	0.4240	0.4363	0.3790
Total	97.40	ΣSi	6.1954	5.7876	6.0063	6.1810	5.3683
		ΣAl	9.2969	8.6849	9.0131	9.2753	8.0558
		ΣFm	15.0028	14.0144	14.5448	14.9679	13.0000
		ΣCa	15.0350	14.0445	14.5760	15.0000	13.0279
		ΣNa	15.4723	14.4530	15.0000	15.4363	13.4069

Table 1 b: Limiting recalculation of a representative calcic amphibole (TSCHERMAKITIC HORNBLENDE)
Reference: KLEIN, 1968: Analysis 3-4 H

		all ferrous	all ferric	$\Sigma\text{Na} = 15$	$\Sigma\text{Ca} = 15$	$\Sigma\text{Fm} = 13$	
SiO ₂	45.70	Si	6.4818	6.2984	6.2465	6.4399	6.2338
TiO ₂	0.00	Ti	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Al ₂ O ₃	14.20	Al	2.3737	2.3066	2.2875	2.3584	2.2829
Cr ₂ O ₃	0.00	Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ₂ O ₃	0.00	Fe ³⁺	0.0000	1.3020	1.6700	0.2974	1.2890
FeO	11.30	Fe ²⁺	1.3403	0.0000	-0.3784	1.0343	0.0000
MnO	0.20	Mn	0.0240	0.0233	0.0232	0.0239	0.0231
MgO	15.60	Mg	3.2973	3.2040	3.1776	3.2760	3.1712
CaO	10.40	Ca	1.5804	1.5357	1.5231	1.5702	1.5200
K ₂ O	0.00	K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	1.70	Na	0.4675	0.4543	0.4505	0.4645	0.4496
Total	99.10	ΣSi	6.4818	6.2984	6.2465	6.4399	6.2338
		ΣAl	8.8555	8.5960	8.5340	8.7983	8.5228
		ΣFm	13.5171	13.1253	13.0264	13.4299	13.0000
		ΣCa	15.0975	14.6610	14.5495	15.0000	14.5261
		ΣNa	15.5650	15.1153	15.0000	15.4646	14.9757

Table 1 c: Limiting recalculation of a representative calcic-sodic amphibole (BARROISITE)
Reference: MILLER, 1977: Analysis T 258 / E 1

		all ferrous	all ferric	$\Sigma\text{Na} = 15$	$\Sigma\text{Ca} = 15$	$\Sigma\text{Fm} = 13$	
SiO ₂	47.40	Si	6.9307	6.6704	6.6402	7.2556	6.8255
TiO ₂	0.31	Ti	0.0344	0.0331	0.0330	0.0361	0.0339
Al ₂ O ₃	12.10	Al	2.0852	2.0069	1.9978	2.1829	2.0535
Cr ₂ O ₃	0.00	Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ₂ O ₃	0.00	Fe ³⁺	0.0000	1.7283	1.9282	0.0000	0.6982
FeO	14.69	Fe ²⁺	1.7962	0.0000	-0.2073	1.8804	1.0708
MnO	0.18	Mn	0.0223	0.0215	0.0214	0.0233	0.0220
MgO	10.70	Mg	2.3315	2.2440	2.2338	2.4408	2.2961
CaO	7.20	Ca	1.1280	1.0856	1.0807	1.1808	1.1108
K ₂ O	0.28	K	0.0522	0.0503	0.0500	0.0547	0.0514
Na ₂ O	4.50	Na	1.2757	1.2278	1.2223	1.3355	1.2564
Total	97.36	ΣSi	6.9307	6.6704	6.6402	7.2556	6.8255
		ΣAl	9.0159	8.6773	8.6380	9.4385	8.8790
		ΣFm	13.1961	12.7042	12.6471	13.8191	13.0000
		ΣCa	14.3241	13.7898	13.7278	15.0000	14.1180
		ΣNa	15.6520	15.0679	15.0000	16.3901	15.4186

Table 1 d: Limiting recalculation of a representative alkali-amphibole (FERRO-GLAUCOPHANE)
Reference: KATAGAS, 1980: Table 1, analysis 1

			all ferrous	all ferric	$\Sigma\text{Na} = 15$	$\Sigma\text{Ca} = 15$	$\Sigma\text{Fm} = 13$
SiO ₂	57.36	Si	8.0310	7.7315	8.0340	9.2260	8.0281
TiO ₂	0.00	Ti	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Al ₂ O ₃	11.44	Al	1.8850	1.8164	1.8875	2.1675	1.8861
Cr ₂ O ₃	0.00	Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe ₂ O ₃	0.00	Fe ³⁺	0.0000	0.0000	0.0176	0.0000	0.0161
FeO	15.24	Fe ²⁺	1.7841	1.7165	1.8017	2.0488	1.7667
MnO	0.00	Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
MgO	6.25	Mg	1.3039	1.2548	1.3039	1.4973	1.3029
CaO	0.35	Ca	0.0525	0.0505	0.0525	0.0603	0.0525
K ₂ O	0.00	K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na ₂ O	7.14	Na	1.9380	1.8650	1.9380	2.2255	1.9366
Total	97.78	ΣSi	8.0310	7.7315	8.0340	9.2260	8.0281
		ΣAl	9.9160	9.7479	9.9215	11.3935	9.9142
		ΣFm	13.0040	12.5192	13.0095	14.9396	13.0000
		ΣCa	13.0565	12.5697	13.0620	15.0000	13.0524
		ΣNa	14.9945	14.4346	15.0000	17.2255	14.9890

Na in the M4-site, obtained on the basis of $\Sigma Fm = 13$ for the amphiboles in each of the four major groups, are within the limits given by LEAKE (1978).

On the basis of $\Sigma Ca = 15$ these values are in accordance with those of Leake (1978) for the Fe-Mg-Mn-amphiboles and calcic amphiboles, but not for the calcic-sodic amphiboles and alkali-amphiboles.

The $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ -, $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ -, $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{VI})$ -, $Mn/(Mn + Fe^{2+} + Mg)$ - and Si-values differ in the different modes of recalculation!

This can be observed in table 2 and is also indicated by asterisk. The values obtained for the above variables on the basis of $\Sigma Ca = 15$ for the Fe-Mg-Mn-amphiboles and the calcic amphiboles and those obtained on the basis of $\Sigma Fm = 13$ for the calcic-sodic amphiboles and alkali-amphiboles are within the limits of the values given by the I.M.A.-nomenclature (LEAKE, 1978).

In line with the observations stated above, the computer program is written to determine the name of an amphibole (out of 60 names, see fig. 1) from a microprobe analysis.

Having taken a microprobe analysis of an amphibole in terms of weight-percentages of oxides, the program works as follows:

1) Calculating the formula of the amphibole

- a) assuming of all the Fe to be in the ferrous state
- b) assuming of all the Fe to be in the ferric state

In both cases the number of oxygens in the formula is normalized to 23.

2) Recalculating the Fe^{3+} - and Fe^{2+} -values on the basis of:

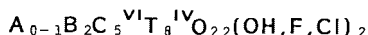
- a) $\Sigma Na = 15$ (normalizing all cations to 15)
- b) $\Sigma Ca = 15$ (normalizing all cations except Na to 15)
- c) $\Sigma Fm = 13$ (normalizing all cations except Na and Ca to 13)

In the above three calculations the total amount of oxygen present in the formula is calculated by multiplying the normalized cation values by the respective number of oxygens in the different oxides and summing up the product.

In most cases the calculated oxygen-value is less than 23. Thus, 23 minus this amount of Fe^{3+} which combines with this oxygen is calculated. Fe^{2+} is then determined by subtracting the amount of calculated Fe^{3+} from the total Fe (table 3).

Where the total amount of oxygen in the formula exceeds 23, the total Fe is assumed to be equal to Fe^{2+} ; Fe^{3+} is taken as zero, since a negative Fe^{3+} implies that the value of Fe^{2+} is higher than the actual amount of total Fe.

3) Calculating the site occupancies for the cations on the basis of $\Sigma Ca = 15$ and $\Sigma Fm = 13$ according to LEAKE (1978), taking the general amphibole formula:



where A is the A-site, B the M4-site, C the octahedral site and T the tetrahedral site.

Table 2: Parameters used in determining the name of an amphibole

	Fe-Mn-Mg-amphibole GEDRITE			calcic amphibole TSCHERMAKITIC HBL			calcic-sodic amphibole BARROISITE			alkali-amphibole FERRO-GLAUCOPHANE				
	ΣCa	ΣFm	LK	ΣCa	ΣFm	LK	ΣCa	ΣFm	LK	ΣCa	ΣFm	LK		
Na_B	0.0000	0.3790	-	0.0000	0.4496	<0.67	*	0.0000	0.8892	0.67-1.34	*	0.0000	1.9366	≥ 1.34
$(Ca + Na)_B$	0.0321	0.4069	<1.34	1.5702	1.9696	≥ 1.34	*	1.1808	2.0000	≥ 1.34	0.0603	1.9890	-	
$(Na + K)_A$	0.4364	0.0000	-	0.4645	0.0000	<0.50	*	1.3902	0.4187	<0.50	*	2.2255	0.0000	<0.50
$\frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	0.4332	*	0.1-0.9	0.7600	1.0000	0.5-1.0	0.5648	0.6820	0.5-1.0	0.4222	0.4245	0-1		
$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Al^{Vi}}$	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0085	0.0-0.3		
Si	6.1810	*	6-7	6.4390	6.2340	6.25-6.5	7.2560	6.8260	6.5-7.5	9.2260	8.0281	-		

* Values not within the range as defined by I.M.A.-amphibole-nomenclature (LEAKE, 1978)

$\Sigma Ca = 15$ indicates all cations except Na normalized to 15

$\Sigma Fm = 13$ indicates cations normally thought to occupy tetrahedral and octahedral (M 1, M 2, M 3) sites normalized to 13

LK = LEAKE, 1978 (specific values in the standard formula of an amphibole)

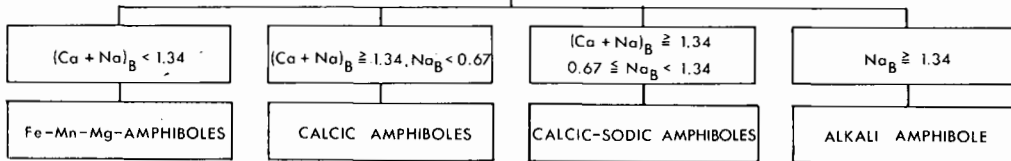
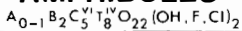
- a) Sum T to 8.00 using Si, then Al, then Cr^{3+} , then Fe^{3+} , then Ti^{4+}
 - b) Sum C to 5.00 using excess Al, Cr^{3+} , Ti^{4+} and Fe^{3+} from (a), then Mg, then Fe^{2+} , then Mn
 - c) Sum B to 2.00 using excess Fe^{2+} , Mg and Mn from (b), then Ca, then Na
 - d) Excess Na from (c) is assigned to A, then all K. Total A should be between 0 and 1.00 inclusive.
- 4) The second phase of the program considers the detailed I.M.A.-amphibole nomenclature (LEAKE, 1978, refer fig. 1).
- a) On the basis of the (Ca + Na)- and Na-values in the M4- or B-site (calculated on the basis of $\Sigma\text{Fm} = 13$) the unknown amphibole is classified into one of the four major groups, according to the following criteria:
 - I) Fe-Mg-Mn-amphibole group
 $(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} < 1.34$
 - II) Calcic amphibole group
 $(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} \geq 1.34$ and $\text{Na}_{\text{B}} < 0.67$
 - III) Calcic-sodic amphibole group
 $(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} \geq 1.34$ and $0.67 \leq \text{Na}_{\text{B}} < 1.34$
 - IV) Alkali-amphibole group
 $\text{Na}_{\text{B}} \geq 1.34$
 - b) After the major group, to which the amphibole analysis belongs, is known, the program considers the detailed nomenclature on the basis of $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ -ratio:
 - I) On the basis of $\Sigma\text{Ca} = 15$ for the Fe-Mg-Mn-amphiboles and calcic amphiboles
 - II) On the basis of $\Sigma\text{Fm} = 13$ for the calcic-sodic amphiboles and alkali-amphiboles
 In the alkali-amphibole group the ratios $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}})$, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ and $\text{Mn}/(\text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ are also considered, as the nomenclature of some amphiboles is dependent on these ratios (see table 3).

The program has been evaluated using series of analyses from the literature and works very well. In table 3 analyses are given from the literature; the names are determined using the present computer program. Original names or comments given by the respective authors are also included for comparative purposes. These names are found to be compatible with the names obtained using the program.

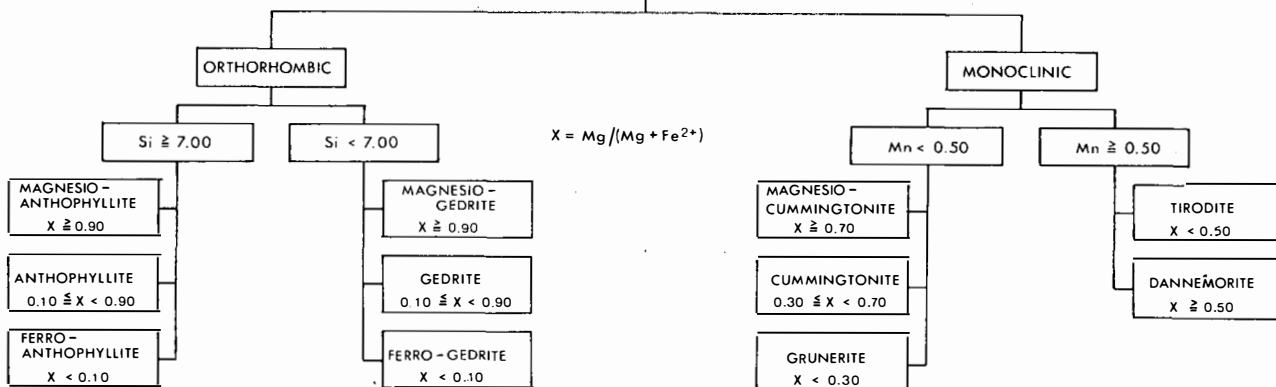
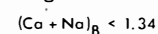
Of course one should realize the problem involved in naming the anthophyllite-cummingtonite groups only on the basis of chemical composition, as the basic difference is a structural one, which is more reflected in the optical properties than in chemistry. Thus for the anthophyllite-cummingtonite groups the program gives two names and for the specific name one has to study the mineral optically and determine whether the chemical analysis represents the orthorhombic or the monoclinic variety.

The lithium-amphiboles (holmquistites) are not included in the program as it is impossible to determine Li with an electron microprobe.

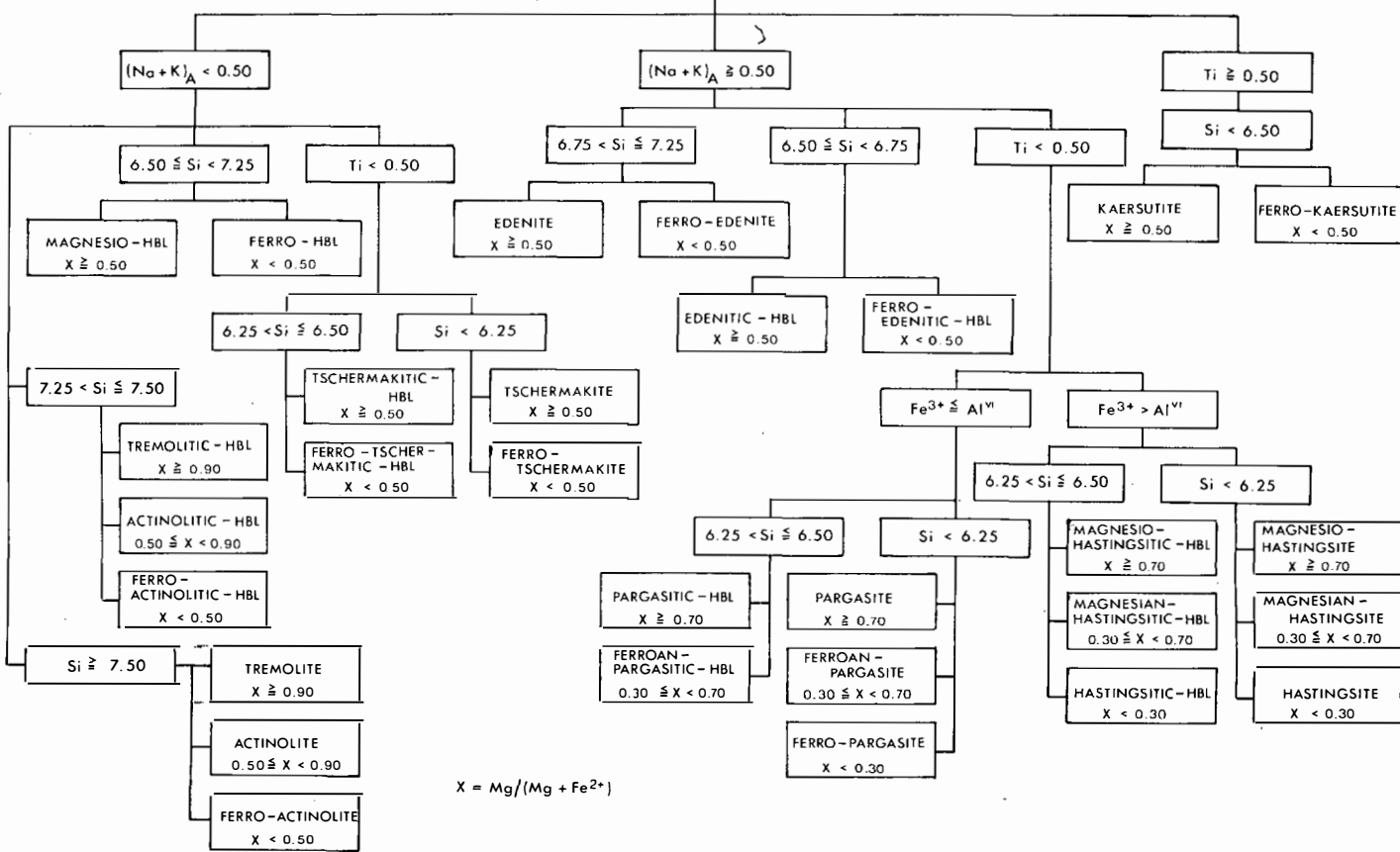
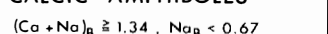
AMPHIBOLES



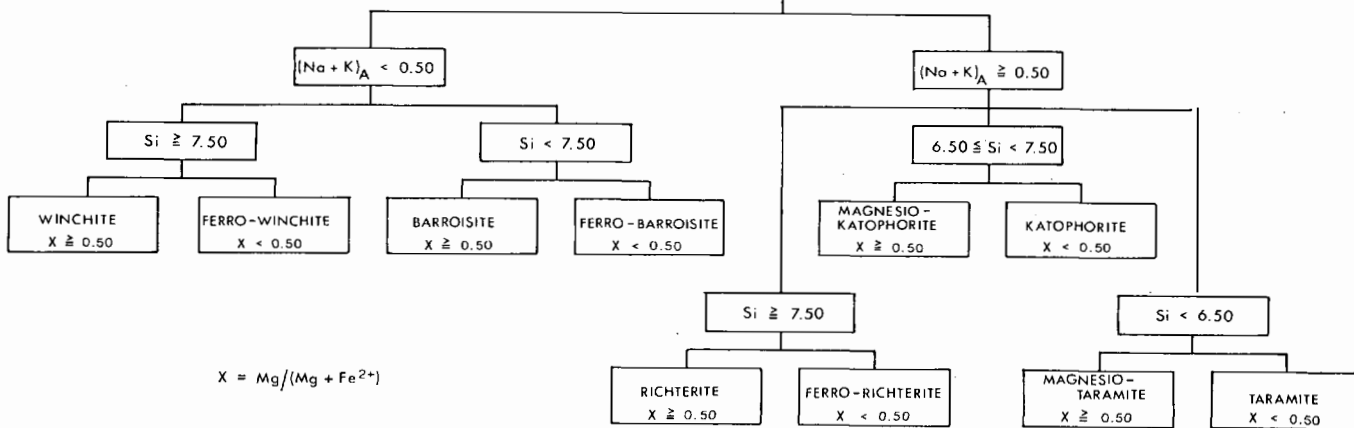
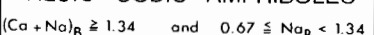
Fe-Mn-Mg- AMPHIBOLES



CALCIC AMPHIBOLES



CALCIC-SODIC AMPHIBOLES



ALKALI AMPHIBOLES,

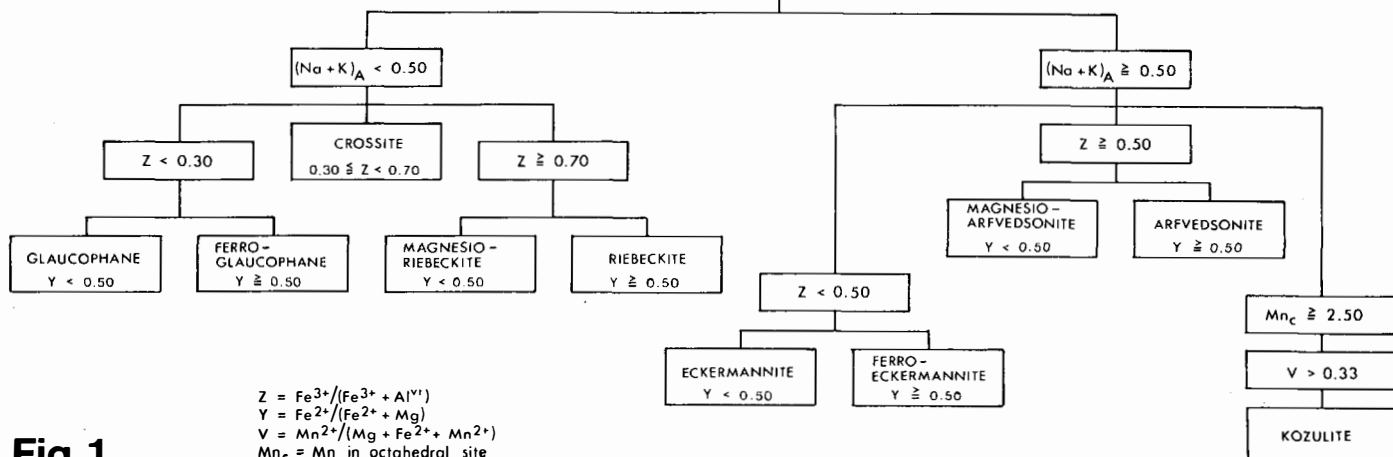
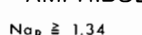


Fig. 1

Out of the 60 names, considered in the present program, the authors were unable to find representative analyses for the following amphiboles: ferro-anthophyllite, ferro-winchite and magnesio-taramite. For the following amphiboles representative microprobe analyses were not found, even though an extensive survey of the amphibole literature was made: ferro-gedrite, ferro-barroisite, kataphorite, taramite, eckermannite and kozulite. Thus the available wet chemical analyses of these minerals in the literature were taken. The Fe^{3+} was recalculated back to Fe^{2+} and added to the already determined Fe^0 , to obtain the total Fe, similar to the total Fe usually obtained with the microprobe as Fe^0 .

The total sum, excluding H_2O , Cl and F, is taken to represent a microprobe analysis. It is important to note, that the names obtained, using these analyses, are the same as those given by the authors (see table 3)!

A few analyses are not within the total sum-range given by LEAKE, 1968, but as these were the only available ones for the specific names they were taken as an example.

Conclusion

An attempt has been made to determine a name for an amphibole, whose chemical composition is obtained with an electron microprobe, using a computer program, which employs STOUT's (1972) methods of Fe^{3+} -limiting recalculations and the I.M.A.-amphibole nomenclature (LEAKE, 1978, compiler).

(Ca + Na)- and Na-values in the M4-site calculated on the assumption of maximum Fe^{3+} ($\Sigma\text{Fm} = 13$) are used for classifying the amphiboles into the four major groups. The $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ -ratio calculation determined, assuming minimum Fe^{3+} ($\Sigma\text{Ca} = 15$) and maximum Fe^{3+} ($\Sigma\text{Fm} = 13$) in the formula, is used for the detailed nomenclature of the first two groups (Fe-Mg-Mn-amphiboles and calcic amphiboles) and the last two major groups (calcic-sodic amphiboles and alkali-amphiboles) respectively. Justification for using these values is given in table 2.

Evaluation of the program, using a series of analyses in the literature, gave consistent and compatible names. For the 56 amphiboles out of the 60 given in fig. 1, representative analyses and the determined corresponding names along with the original references are given in table 3.

Table 3 a: Representative chemical analyses of Fe-Mg-Mn-amphiboles

	1	2	3	4
SiO ₂	60.00	52.50	49.01	40.80
TiO ₂	0.00	0.00	0.20	0.00
Al ₂ O ₃	0.40	4.40	14.91	18.30
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.40	20.40	0.55	25.00
MnO	0.60	0.30	0.00	0.40
MgO	33.40	18.00	28.62	11.40
CaO	0.20	0.50	0.23	0.20
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.20	0.10	1.46	1.60
Total	95.20	96.20	94.98	97.70
Si	8.0861	7.6935	6.6776	6.0704
Ti	0.0000	0.0000	0.0207	0.0000
Al ^{IV}	0.0000	0.3665	1.3224	1.9296
Al ^{VI}	0.0635	0.4534	1.0719	1.2794
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	0.0451	2.5000	0.0627	3.1106
Mn	0.0685	0.0372	0.0000	0.0504
Mg	6.7079	3.9309	5.8112	2.5277
Ca	0.0289	0.0785	0.0336	0.0319
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Na	0.0523	0.0284	0.3857	0.4616
Total	15.0523	15.0284	15.3857	15.4616
oxygen _{tot.}	23.1440	23.0876	23.0883	22.9057
Fe ²⁺	0.0451	2.5000	0.0627	2.9220
Fe ³⁺	0.0000	0.0000	0.0000	0.1886
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.9933	0.6113	0.9893	0.4638
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	0.0289	0.0785	0.0336	0.0319
(Na + K) _A	0.0523	0.0284	0.3857	0.4616

1: MAGNESIO-ANTHOPHYLLITE (KLEIN, 1968: Table 3, analysis 1, "anthophyllite")

2: ANTHOPHYLLITE (STOUT, 1972: Table 4 A, analysis GAB 1, "anthophyllite")

3: MAGNESIO-GEDRITE (SCHREYER, 1976: Table 4, analysis GE 1, "magnesio-gedrite")

4: GEDRITE (STOUT, 1972: Table 5 A, analysis GK, "gedrite")

Table 3 b: Representative chemical analyses of Fe-Mg-Mn-amphiboles

	5	6	7
SiO ₂	38.41	56.78	52.50
TiO ₂	0.48	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.72	0.96	1.60
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	35.53	13.31	27.30
MnO	2.30	0.33	0.80
MgO	0.03	24.71	14.70
CaO	0.03	0.83	0.60
K ₂ O	0.04	0.00	0.00
Na ₂ O	1.16	0.12	0.10
Total	97.67	97.04	97.60
Si	6.1453	7.9572	7.8403
Ti ^{IV}	0.0583	0.0000	0.0000
Al ^{IV}	1.8547	0.0428	0.1597
Al ^{VI}	1.8639	0.1158	0.1219
Cr	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	4.7538	1.5599	3.4094
Mn	0.3117	0.0392	0.1012
Mg	0.0072	5.1605	3.2715
Ca	0.0051	0.1246	0.0960
K	0.0082	0.0000	0.0000
Na	0.3598	0.0326	0.0290
Total	15.3680	15.0326	15.0290
oxygen _{tot.}	23.2470	23.0528	22.9956
Fe ²⁺	4.7538	1.5599	3.4005
Fe ³⁺	0.0000	0.0000	0.0089
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.0015	0.7679	0.4903
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	0.0051	0.1246	0.0960
(Na + K) _A	0.3680	0.0326	0.0290

5: FERRO-GEDRITE (YAMASAKI, 1957: Table 5, "aluminian ferroanthophyllite")

6: MAGNESIO-CUMMINGTONITE (WILKINSON, 1975: Table 4, analysis 1, "magnesio-cummingtonite")

7: CUMMINGTONITE (STOUT, 1972: Table 3 A, analysis 249 L 3, "cummingtonite")

Table 3 c: Representative chemical analyses of Fe-Mg-Mn-amphiboles

	8	9	10
SiO ₂	49.55	50.60	55.27
TiO ₂	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.12	0.04	0.34
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	40.14	36.10	4.52
MnO	1.84	5.80	16.62
MgO	4.89	6.40	19.18
CaO	0.70	0.40	1.19
K ₂ O	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.05	0.26
Total	97.24	99.39	97.38
Si	8.0040	7.9298	8.0190
Ti	0.0000	0.0000	0.0000
Al ^{IV}	0.0000	0.0074	0.0000
Al ^{VI}	0.0228	0.0000	0.0581
Cr	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	5.4226	4.7311	0.5484
Mn	0.2518	0.7699	2.0424
Mg	1.1772	1.4947	4.1470
Ca	0.1212	0.0672	0.1850
K	0.0000	0.0000	0.0000
Na	0.0000	0.0152	0.0731
Total	15.0000	15.0152	15.0731
oxygen _{tot.}	23.0158	22.9411	23.0847
Fe ²⁺	5.4226	4.6133	0.5484
Fe ³⁺	0.0000	0.1179	0.0000
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.1784	0.2447	0.8832
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	0.1212	0.0672	0.1850
(Na + K) _A	0.0000	0.0152	0.0731

8 : GRUNERITE (SCHREYER, 1978: Table 1, "cummingtonite")

9 : TIRODITE (BLACK, 1973: Table 1, "manganiferous grunerite")

10: DANNEMORITE (KLEIN, 1964: Analysis # 2, "Mn-cummingtonite")

Table 3 d: Representative chemical analyses of calcic amphiboles

	11	12	13	14
SiO ₂	46.73	44.07	52.93	53.00
TiO ₂	0.33	1.05	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	10.10	12.86	6.01	2.97
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	14.77	17.29	4.17	10.90
MnO	0.00	0.00	0.00	0.25
MgO	12.85	8.30	21.07	17.30
CaO	11.70	11.38	12.86	13.70
K ₂ O	0.20	0.08	0.48	0.06
Na ₂ O	0.83	1.21	1.13	0.30
Total	97.51	96.22	98.70	98.56
Si	6.8105	6.6747	7.3029	7.4754
Ti	0.0365	0.1208	0.0052	0.0075
Al ^{IV}	1.1895	1.3253	0.6971	0.4937
Al ^{VI}	0.5454	0.9696	0.2802	0.0000
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011
Fe	1.8002	2.1902	0.4811	1.2857
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0299
Mg	2.7909	1.8724	4.3323	3.6363
Ca	1.8270	1.8469	1.9011	2.0704
K	0.0372	0.0145	0.0845	0.0108
Na	0.2345	0.3539	0.3023	0.0820
Total	15.2717	15.3684	15.3868	15.0928
oxygen _{tot.}	22.8504	23.1272	22.9902	22.7768
Fe ²⁺	1.5009	2.1902	0.4616	0.8392
Fe ³⁺	0.2993	0.0000	0.0196	0.4465
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.6503	0.4609	0.9037	0.8125
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	1.8270	1.8469	1.9011	2.0704
(Na + K) _A	0.2717	0.3684	0.3868	0.0928

- 11: MAGNESIO-HORNBLLENDE (LIOU et al., 1981: Analysis TPY 6617, "green hornblende")
 12: FERRO-HORNBLLENDE (LIOU et al., 1981: Analysis T-342, "hornblende")
 13: TREMOLITIC HORNBLLENDE (ADIB, 1982: Analysis A 2, "end member formula Ed₁₇Ho₃₃Tr₅₀")
 14: ACTINOLITIC HORNBLLENDE (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982: Analysis IV-23, "hornblende")

Table 3 e: Representative chemical analyses of calcic amphiboles

	15	16	17	18
SiO ₂	48.72	59.40	52.80	50.60
TiO ₂	0.29	0.00	1.41	0.14
Al ₂ O ₃	4.59	0.57	2.87	1.63
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.00
FeO	20.15	0.43	10.60	25.77
MnO	0.39	0.00	0.18	1.34
MgO	10.64	23.75	16.30	5.88
CaO	11.29	13.25	11.10	11.56
K ₂ O	0.40	0.00	0.08	0.00
Na ₂ O	0.79	0.14	0.30	0.23
Total	97.26	97.54	95.70	97.15
Si	7.3459	8.0984	7.7267	7.8684
Ti	0.0332	0.0000	0.1568	0.0165
Al ^{IV}	0.6541	0.0000	0.2733	0.1316
Al ^{VI}	0.1616	0.0916	0.2217	0.1672
Cr	0.0000	0.0000	0.0069	0.0000
Fe	2.5407	0.0490	1.2972	3.3512
Mn	0.0498	0.0000	0.0223	0.1765
Mg	2.3908	4.8254	3.5547	1.3626
Ca	1.8239	1.9355	1.7404	1.9260
K	0.0769	0.0000	0.0149	0.0000
Na	0.2309	0.0370	0.0851	0.0693
Total	15.3079	15.0370	15.1001	15.0693
oxygen _{tot.}	22.9409	23.1627	23.1844	23.0690
Fe ²⁺	2.4226	0.0490	1.2972	3.3512
Fe ³⁺	0.1182	0.0000	0.0000	0.0000
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.4967	0.9899	0.7326	0.2891
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	1.8239	1.9355	1.7404	1.9260
(Na + K) _A	0.3079	0.0370	0.1001	0.0693

15: FERRO-ACTINOLITIC HORNBLLENDE (SMULIKOWSKI, 1974: Table 1, analysis 4, "post-actinolite, blue hornblende")

16: TREMOLITE (HOINKES, 1976: Table 1, analysis # 1, "tremolite")

17: ACTINOLITE (PURTSCHHELLER & RAMMLMAIR, 1982: Analysis IV-RV3, "hornblende")

18: FERRO-ACTINOLITE (DICKIN, 1981: Table 1, analysis CC 24, "ferro-actinolite")

Table 3 f: Representative chemical analyses of calcic amphiboles

	19	20	21	22
SiO ₂	42.10	43.30	40.98	41.30
TiO ₂	0.30	0.30	0.36	0.33
Al ₂ O ₃	10.80	13.10	17.38	19.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.40	19.60	19.38	17.73
MnO	0.00	0.00	0.10	0.34
MgO	11.30	8.70	9.43	6.29
CaO	12.30	12.30	8.85	11.35
K ₂ O	0.30	0.50	0.43	0.59
Na ₂ O	0.90	1.30	0.99	0.95
Total	95.40	99.10	97.90	97.98
Si	6.3387	6.3989	6.0523	6.1513
Ti	0.0343	0.0337	0.0404	0.0373
Al ^{IV}	1.6613	1.6011	1.9477	1.8487
Al ^{VI}	0.2552	0.6805	1.0776	1.5041
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	2.1909	2.4222	2.3936	2.2083
Mn	0.0000	0.0000	0.0125	0.0429
Mg	2.5354	1.9160	2.0755	1.3961
Ca	1.9842	1.9475	1.4004	1.8112
K	0.0576	0.0943	0.0810	0.1121
Na	0.2627	0.3725	0.2835	0.2743
Total	15.3204	15.4667	15.3645	15.3864
oxygen _{tot.}	22.4914	22.8068	22.7876	23.0582
Fe ²⁺	1.1737	2.0358	1.9688	2.2083
Fe ³⁺	1.0171	0.3865	0.4248	0.0000
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.6836	0.4848	0.5132	0.3873
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	1.9842	1.9475	1.4004	1.8112
(Na + K) _A	0.3204	0.4667	0.3645	0.3864

19: TSCHERMAKITIC HORNBLLENDE (TAGIRI, 1977: Table 1, analysis 1 H, "hornblende")

20: FERRO-TSCHERMAKITIC HORNBLLENDE (TAGIRI, 1977: Table 1, analysis HT 593/2 H, "hornblende")

21: TSCHERMAKITE (MOGESSIE, 1982: Unpublished analysis, sample F-89, Festkogel, Ötztal, Eastern Alps, Austria)

22: FERRO-TSCHERMAKITE (DOOLAN et al., 1978: Table 2, analysis 1-5, "aluminous amphibole")

Table 3 g: Representative chemical analyses of calcic amphiboles

	23	24	25	26
SiO ₂	47.20	44.58	44.42	42.56
TiO ₂	0.00	1.78	0.40	0.89
Al ₂ O ₃	11.60	7.09	15.25	12.99
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00
FeO	3.30	21.10	15.30	18.23
MnO	0.00	0.31	0.06	0.00
MgO	17.60	9.28	10.28	7.45
CaO	12.10	10.76	9.41	11.44
K ₂ O	0.00	0.94	0.41	1.23
Na ₂ O	3.50	1.33	1.54	1.21
Total	95.30	97.17	97.08	96.00
Si	6.8856	6.8546	6.6001	6.5720
Ti ^{IV}	0.0000	0.2079	0.0452	0.1038
Al ^{IV}	1.1144	1.1454	1.3999	1.4280
Al ^{VI}	0.8800	0.1395	1.2707	0.9361
Cr	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000
Fe	0.3992	2.7131	1.9011	2.3541
Mn	0.0000	0.0404	0.0076	0.0000
Mg	3.8262	2.1264	2.2763	1.7132
Ca	1.8912	1.7726	1.4981	1.8927
K	0.0000	0.1844	0.0777	0.2413
Na	0.9900	0.3965	0.4437	0.3608
Total	15.9866	15.5809	15.5214	15.6021
oxygen _{tot.}	23.3777	22.9954	23.2418	23.1589
Fe ²⁺	0.4026	2.7040	1.9011	2.3541
Fe ³⁺	0.0000	0.0091	0.0000	0.0000
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.9048	0.4402	0.5449	0.4212
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	1.8912	1.7726	1.4981	1.8927
(Na + K) _A	0.9900	0.5809	0.5214	0.6021

23: EDENITE (FEININGER, 1980: Table 6, analysis 7, "green magnesian amphibole intermediate between barroisite and hornblende")

24: FERRO-EDENITE (SMULIKOWSKI, 1974: Table 1, analysis 5, "brown hornblende")

25: EDENITIC HORNBLLENDE (HOINKES, 1978: Table 3, analysis S 66, "hornblende")

26: FERRO-EDENITIC HORNBLLENDE (LIOU et al., 1981: Analysis T-12A, "brown hornblende")

Table 3 h: Representative chemical analyses of calcic amphiboles

	27	28	29	30
SiO ₂	40.90	39.40	43.70	49.10
TiO ₂	5.61	4.37	0.00	1.44
Al ₂ O ₃	10.70	10.90	14.40	5.50
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	11.20	17.40	13.80	17.70
MnO	0.14	0.35	0.20	0.30
MgO	13.20	9.36	14.10	12.10
CaO	12.10	11.70	10.50	10.50
K ₂ O	1.37	0.83	0.00	0.54
Na ₂ O	2.33	3.17	2.00	1.65
Total	97.55	97.48	98.70	98.83
Si	6.1415	6.0992	6.2641	7.2910
Ti	0.6400	0.5140	0.0000	0.1625
Al ^{IV}	1.8585	1.9008	1.7359	0.7090
Al ^{VI}	0.0352	0.0878	0.6969	0.2536
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	1.4064	2.2525	1.6543	2.1980
Mn	0.0178	0.0459	0.0243	0.0377
Mg	2.9538	2.1593	3.0120	2.6776
Ca	1.9467	1.9406	1.6126	1.6706
K	0.2624	0.1639	0.0000	0.1023
Na	0.6784	0.9514	0.5559	0.4751
Total	15.9408	16.1153	15.5559	15.5773
oxygen _{tot.}	23.1988	23.1651	22.7584	23.2235
Fe ²⁺	1.4064	2.2525	1.1711	2.1980
Fe ³⁺	0.0000	0.0000	0.4832	0.0000
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.6774	0.4894	0.7200	0.5492
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	1.9467	1.9406	1.6126	1.6706
(Na + K) _A	0.9408	1.1153	0.5559	0.5773

27: KAERSUTITE (SHEPPARD, 1977: Analysis 134/LH7, "titaniferous hornblende")

28: FERRO-KAERSUTITE (SHEPPARD, 1977: Analysis L 148, "titaniferous hornblende")

29: PARGASITIC HORNBLLENDE (KLEIN, 1968: Table 5, analysis 4 H, "hornblende")

30: FERROAN PARGASITIC HORNBLLENDE (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982: Analysis III-RP4, "hornblende")

Table 3 i: Representative chemical analyses of calcic amphiboles

	31	32	33
SiO ₂	42.20	41.10	39.90
TiO ₂	2.20	0.43	0.00
Al ₂ O ₃	12.80	17.40	16.30
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.00
FeO	11.40	16.60	24.30
MnO	0.10	0.20	0.20
MgO	14.30	11.00	4.80
CaO	11.90	8.60	10.80
K ₂ O	0.46	1.54	0.00
Na ₂ O	2.23	0.84	1.70
Total	97.67	97.71	98.00
Si	6.1636	6.0684	6.0869
Ti	0.2441	0.0482	0.0000
Al ^{IV}	1.8364	1.9316	1.9131
Al ^{VI}	0.3670	1.0963	1.0176
Cr	0.0092	0.0000	0.0000
Fe	1.3924	2.0497	3.1001
Mn	0.0124	0.0250	0.0258
Mg	3.1125	2.4204	1.0912
Ca	1.8622	1.3605	1.7653
K	0.0857	0.2901	0.0000
Na	0.6315	0.2405	0.5028
Total	15.7172	15.5307	15.5028
oxygen _{tot.}	22.8727	22.8958	22.8036
Fe ²⁺	1.1378	1.8413	2.7074
Fe ³⁺	0.2546	0.2084	0.3927
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.7323	0.5679	0.2873
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	1.8622	1.3605	1.7653
(Na + K) _A	0.7172	0.5305	0.5028

31: PARGASITE (EMBEY et al., 1981: Table 2, analysis 1, "pargasite")

32: FERROAN PARGASITE (TESSADRI, 1981: Unpublished analysis, sample T 24, Sterzing, Eastern Alps, "pargasitic hornblende")

33: FERRO-PARGASITE (KLEIN, 1968: Table 5, analysis 24 H, "hornblende")

Table 3 j: Representative chemical analyses of calcic amphiboles

	34	35	36
SiO ₂	43.20	41.07	40.20
TiO ₂	0.00	0.79	0.42
Al ₂ O ₃	12.80	10.96	10.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	14.20	21.84	27.80
MnO	0.00	0.22	1.51
MgO	13.80	7.98	3.60
CaO	11.30	11.81	10.60
K ₂ O	0.00	0.32	1.27
Na ₂ O	2.30	1.92	1.56
Total	97.60	96.91	96.96
Si	6.3015	6.3078	6.4455
Ti	0.0000	0.0922	0.0513
Al ^{IV}	1.6985	1.6922	1.5545
Al ^{VI}	0.5020	0.2917	0.3351
Cr	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	1.7322	2.8051	3.7275
Mn	0.0000	0.0286	0.2051
Mg	2.9998	1.8265	0.8602
Ca	1.7660	1.9434	1.8210
K	0.0000	0.0627	0.2598
Na	0.6505	0.5717	0.4850
Total	15.6505	15.6219	15.7447
oxygen _{tot.}	22.7270	22.7092	22.8138
Fe ²⁺	1.8161	2.2234	3.3551
Fe ³⁺	0.5461	0.5817	0.3724
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.7166	0.4510	0.2041
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	1.7660	1.9434	1.8210
(Na + K) _A	0.6505	0.6344	0.7447

34: MAGNESIO-HASTINGSITIC HORNBLENDE (KLEIN, 1968: Table 5, analysis 14 H, "hornblende")

35: MAGNESIAN HASTINGSITIC HORNBLENDE (MOGESSIE, 1982: Unpublished analysis, Sölden/Ötztal, Eastern Alps, Austria, "green hornblende")

36: HASTINGSITIC HORNBLENDE (FRISCH, 1976: Analysis 49, 074, "hastingsitic hornblende")

Table 3 k: Representative chemical analyses of calcic amphiboles

	37	38	39
SiO ₂	42.90	39.38	39.40
TiO ₂	0.21	0.54	0.08
Al ₂ O ₃	13.70	11.32	14.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	10.52	15.41	30.40
MnO	0.11	0.52	0.46
MgO	16.10	11.05	2.70
CaO	11.30	12.07	11.80
K ₂ O	0.79	1.21	0.26
Na ₂ O	1.66	2.85	2.60
Total	97.29	94.37	101.90
Si	6.1758	6.1622	5.9893
Ti	0.0230	0.0642	0.0092
Al ^{IV}	1.8242	1.8378	2.0107
Al ^{VI}	0.5002	0.2499	0.5334
Cr	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	1.2665	2.0165	3.8646
Mn	0.0134	0.0689	0.0592
Mg	3.4540	2.5768	0.6116
Ca	1.7429	2.0236	1.9219
K	0.1451	0.2415	0.0504
Na	0.4633	0.8647	0.7663
Total	15.6084	16.1062	15.8167
oxygen _{tot.}	22.6652	22.8234	22.6790
Fe ²⁺	0.5969	1.6633	3.2225
Fe ³⁺	0.6696	0.3533	0.6420
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.8527	0.6077	0.1595
Na _B	0.0000	0.0000	0.0000
(Ca + Na) _B	1.7429	2.0236	1.9219
(Na + K) _A	0.6084	1.1062	0.8167

- 37: MAGNESIO-HASTINGSITE (CRAWFORD, 1980: Table 6, analysis B, "pargasitic amphibole")
 38: MAGNESIAN HASTINGSITE (BROWN, 1978: Analysis 7, "hastingsite - magnesio-hastingsite")
 39: HASTINGSITE (HONNOREZ et al., 1975: Table 3, analysis P 6707-33 M, "chlor amphibole")

Table 3 1: Representative chemical analyses of calcic-sodic amphiboles

	40	41	42	43
SiO ₂	56.10	47.40	45.99	58.23
TiO ₂	0.04	0.31	1.00	0.21
Al ₂ O ₃	1.70	12.10	5.77	0.15
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.07
FeO	3.07	14.69	34.27	0.01
MnO	0.07	0.18	1.08	0.02
MgO	23.10	10.70	0.49	24.20
CaO	9.03	7.20	4.93	6.69
K ₂ O	0.73	0.28	1.10	0.48
Na ₂ O	3.68	4.50	3.26	7.22
Total	97.57	97.36	97.69	97.28
Si	7.6587	6.8255	7.1500	7.9926
Ti	0.0041	0.0339	0.1181	0.0219
Al ^{IV}	0.2735	1.1745	0.8500	0.0074
Al ^{VI}	0.0000	0.8790	0.1706	0.0169
Cr	0.0054	0.0000	0.0000	0.0076
Fe	0.3505	1.7690	4.4555	0.0011
Mn	0.0081	0.0220	0.1422	0.0023
Mg	4.6996	2.2961	0.1135	4.9501
Ca	1.3208	1.1108	0.8212	0.9839
K	0.1271	0.0514	0.2182	0.0840
Na	0.9741	1.2564	0.9827	1.9215
Total	15.4220	15.4187	15.0220	15.9894
oxygen _{tot.}	22.6738	22.6509	22.2000	23.0171
Fe ²⁺	0.0000	1.0708	2.8556	0.0011
Fe ³⁺	0.3505	0.6982	1.5999	0.0000
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	1.0000	0.6820	0.0382	0.9998
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Al ^{VI})	1.0000	0.4427	0.9036	0.0000
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.0000	0.3180	0.9618	0.0002
Mn/(Mn + Fe ²⁺ + Mg)	0.0017	0.0065	0.0457	0.0001
Na _B	0.6792	0.8892	0.9827	1.0161
(Ca + Na) _B	2.0000	2.0000	1.8039	2.0000
(Na + K) _A	0.4220	0.4187	0.2182	0.9894

40: WINCHITE (SMITH, 1977: Table 1, analysis 3, "tremolite - richterite")
 41: BARROISITE (MILLER, 1977: Table 10 a, sample T 258/E 1, "barroisite")
 42: FERRO-BARROISITE (HYTONEN & HEIKKINEN, 1966: Table 4, analysis #1, "iron-rich alkali amphibole")
 43: RICHTERITE (BEVAN, 1977: Table II, analysis 1, "richterite")

Table 3 m: Representative chemical analyses of calcic-sodic amphiboles

	44	45	46	47
SiO ₂	47.20	47.87	48.87	37.20
TiO ₂	1.66	2.26	1.72	1.36
Al ₂ O ₃	1.71	4.48	3.86	12.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	34.40	14.27	23.40	29.95
MnO	0.78	0.17	1.52	1.14
MgO	0.15	13.94	6.13	1.42
CaO	5.07	6.41	5.02	7.36
K ₂ O	1.20	1.07	1.03	2.43
Na ₂ O	4.73	6.20	6.52	4.22
Total	96.90	96.67	98.07	97.21
Si	7.6557	7.0944	7.4992	5.9957
Ti	0.2046	0.2545	0.2005	0.1665
Al ^{IV}	0.3270	0.7825	0.5008	2.0043
Al ^{VI}	0.0000	0.0000	0.1973	0.2999
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	4.6672	1.7686	3.0028	4.0368
Mn	0.1072	0.0213	0.1976	0.1556
Mg	0.0363	3.0787	1.4018	0.3411
Ca	0.8813	1.0178	0.8254	1.2710
K	0.2484	0.2023	0.2016	0.4996
Na	1.4879	1.7815	1.9399	1.3188
Total	15.6176	16.0017	15.9668	16.0894
oxygen _{tot.}	22.7752	22.7499	22.9448	22.4945
Fe ²⁺	4.2177	1.2683	2.8925	3.0259
Fe ³⁺	0.4495	0.5003	0.1103	1.0109
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.0085	0.7082	0.3264	0.1013
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Al ^{VI})	1.0000	1.0000	0.3587	0.7712
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.9915	0.2918	0.6736	0.8987
Mn/(Mn + Fe ²⁺ + Mg)	0.0246	0.0049	0.0440	0.0442
Na _B	1.1187	0.9822	1.1746	0.7290
(Ca + Na) _B	2.0000	2.0000	2.0000	2.0000
(Na + K) _A	0.6176	1.0017	0.9662	1.0894

44: FERRO-RICHTERITE (THOMPSON, 1976: Analysis # 1, "ferro-richterite")

45: MAGNESIO-KATOPHORITE (NIELSON, 1979: Table 3, analysis 10, "magnesian-katophorite")

46: KATOPHORITE (DEER et al., 1963: p. 360, analysis # 3, "katophorite")

47: TARAMITE (LEAKE, 1968: Analysis 926, "subcalcic-sodic-potassic hastingsite")

Table 3 n: Representative chemical analyses of alkali-amphiboles

	48	49	50
SiO ₂	54.40	57.39	54.40
TiO ₂	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	8.20	11.44	9.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	16.00	15.24	10.30
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	8.40	6.25	12.20
CaO	1.20	0.35	1.60
K ₂ O	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	7.20	7.14	6.60
Total	95.40	97.81	94.10
Si	7.8610	8.0281	7.7036
Ti ^{IV}	0.0000	0.0000	0.0000
Al ^{IV}	0.1390	0.0000	0.2964
Al ^{VI}	1.2576	1.8861	1.2056
Cr	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	1.9335	1.7828	1.2198
Mn	0.0000	0.0000	0.0000
Mg	1.8089	1.3029	2.5746
Ca	0.1858	0.0525	0.2428
K	0.0000	0.0000	0.0000
Na	2.0173	1.9366	1.8121
Total	15.2031	14.9890	15.0549
oxygen _{tot.}	22.7537	22.9918	22.6034
Fe ²⁺	1.4410	1.7667	0.4266
Fe ³⁺	0.4925	0.0161	0.7932
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.5566	0.4245	0.8579
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Al ^{VI})	0.2814	0.0085	0.3968
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.4434	0.5755	0.1421
Mn/(Mn + Fe ²⁺ + Mg)	0.0000	0.0000	0.0000
Na _B	1.8142	1.9366	1.7572
(Ca + Na) _B	2.0000	1.9890	2.0000
(Na + K) _A	0.2031	0.0000	0.0549

48: GLAUCOPHANE (PAPIKE et al., 1969: Table 1, analysis 201, "sodic amphibole")

49: FERRO-GLAUCOPHANE (KATAGAS, 1980: Table 1, analysis 1, "ferro-glaucophane")

50: CROSSITE (FEININGER, 1978: Table 6, analysis 5, "glaucophane")

Table 3 o: Representative chemical analyses of alkali-amphiboles

	51	52	53	54
SiO ₂	54.00	53.00	52.59	57.20
TiO ₂	0.03	0.03	0.91	2.20
Al ₂ O ₃	2.56	4.11	1.64	0.38
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	3.50
FeO	24.00	27.10	18.72	0.44
MnO	0.12	0.31	0.60	0.05
MgO	7.53	6.02	9.32	20.90
CaO	1.26	2.59	3.41	3.70
K ₂ O	0.07	0.04	2.06	1.20
Na ₂ O	6.37	5.50	6.79	8.30
Total	95.94	98.70	96.04	97.87
Si	7.9382	7.6757	8.0180	7.9409
Ti	0.0034	0.0033	0.1054	0.2320
Al ^{IV}	0.0618	0.3243	0.0000	0.0591
Al ^{VI}	0.3817	0.3773	0.2947	0.0030
Cr	0.0000	0.0000	0.0000	0.3841
Fe	2.9504	3.2821	2.3868	0.0511
Mn	0.0149	0.0380	0.0775	0.0059
Mg	1.6496	1.2993	2.1176	4.3239
Ca	0.1985	0.4019	0.5570	0.5503
K	0.0131	0.0074	0.4006	0.2125
Na	1.8156	1.5444	2.0072	2.2341
Total	15.0272	14.9537	15.9649	15.9970
oxygen _{tot.}	22.2761	22.2076	23.0318	23.1697
Fe ²⁺	1.5026	1.6973	2.3868	0.0511
Fe ³⁺	1.4478	1.5848	0.0000	0.0000
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.5233	0.4336	0.4701	0.9883
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Al ^{VI})	0.7914	0.8077	0.0000	0.0000
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.4767	0.5664	0.5299	0.0117
Mn/(Mn + Fe ²⁺ + Mg)	0.0047	0.0125	0.0169	0.0013
Na _B	1.8015	1.5444	1.4430	1.4497
(Ca + Na) _B	2.0000	1.9463	2.0000	2.0000
(Na + K) _A	0.0272	0.0074	0.9649	0.9970

51: MAGNESIO-RIEBECKITE (KOLLER, 1978: Table 1, analysis 9, "riebeckite - magnesio-riebeckite")

52: RIEBECKITE (KOLLER, 1978: Table 1, analysis 8, "riebeckite - magnesio-riebeckite")

53: ECKERMANNITE (ESKOLA & SAHLSTEIN, 1930: Analysis # 2, "fluor-taramite")

54: FERRO-ECKERMANNITE (BEVAN, 1977: Table II, analysis III, "richterite")

Table 3 p: Representative chemical analyses of alkali-amphiboles

	55	56	57
SiO ₂	49.74	49.30	51.38
TiO ₂	3.09	1.28	0.00
Al ₂ O ₃	3.13	0.99	1.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	17.61	33.80	2.57
MnO	0.48	0.98	27.96
MgO	11.19	0.25	2.71
CaO	2.40	3.06	1.12
K ₂ O	1.26	1.33	1.36
Na ₂ O	8.55	5.89	8.41
Total	97.45	96.88	97.20
Si	7.3827	7.9214	8.0241
Ti ^{iv}	0.3485	0.1563	0.0000
Al ^{iv}	0.5475	0.0786	0.0000
Al ^{vi}	0.0000	0.1088	0.3110
Cr	0.0000	0.0000	0.0000
Fe	2.1858	4.5417	0.3356
Mn	0.0603	0.1334	3.6985
Mg	2.4751	0.0599	0.6307
Ca	0.3817	0.5268	0.1874
K	0.2386	0.2726	0.2709
Na	2.4605	1.8349	2.5465
Total	16.0808	15.6343	16.0049
oxygen _{tot.}	22.7362	22.7519	22.7758
Fe ²⁺	1.6581	4.0455	0.0000
Fe ³⁺	0.5277	0.4962	0.3356
Mg/(Mg + Fe ²⁺)	0.5988	0.0146	1.0000
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Al ^{vi})	1.0000	0.8201	0.5190
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0.4012	0.9854	0.0000
Mn/(Mn + Fe ²⁺ + Mg)	0.0144	0.0315	0.8543
Na _B	1.6183	1.4732	1.8126
(Ca + Na) _B	2.0000	2.0000	2.0000
(Na + K) _A	1.0808	0.6343	1.0049

55: MAGNESIO-ARFVEDSONITE (NIELSEN, 1979: Table 3, analysis II, "magnesio-arfvedsonite")

56: ARFVEDSONITE (THOMPSON, 1976: Table 1, analysis SK 887, "ferro-richterite - arfvedsonite")

57: KOZULITE (NAMBU et al., 1969, "kozulite")

Acknowledgment

This computer program is written as a part of an ongoing research, dealing with the petrology of the amphibolites of the Ötztal-Stubai Old Crystalline Basement.

The authors wish to acknowledge gratefully the continual support, guidance and encouragement of Prof. Dr. F. Purtscheller. The authors would also like to thank Doz. Dr. Ch. Miller and Doz. Dr. G. Hoinkes for their critical comments and discussions during the preparation of the program and Dr. P. Müller (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover) for reviewing the manuscript.

Appendix

The program is written on a Commodore BASIC computer (2001 series). The program itself is written in a very simple way; only few BASIC-commands have been used, in order to enable everyone to go through the program step by step.

An outprint of the program is available from the authors.

References

- BEVAN, A.W.R.; BEVAN, J.C. & J.G. FRANCIS (1977): Amphibole in the Mayo meteorite: first occurrence in an enstatite achondrite. - *Min. Mag.*, 41, p. 531-534.
- BLACK, P.M. (1973): Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. II. Amphiboles from the Ouegoa District. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 39, p. 55-64.
- BRADY, J.B. (1974): Coexisting actinolite and hornblende from west central New Hampshire. - *Am. Min.*, 59, p. 529-535.
- BROWN, E.H. (1977 a): The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. - *Journ. Petrol.*, 18, p. 53-72.
- BROWN, P.E.; BROWN, R.D.; CHAMBERS, A.D. & N.J. SOPER (1978): Fractionation and assimilation in the Borgtindeme Syenite, East Greenland. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67, p. 25-34.
- COLVILLE, P.A.; ERNST, W.G. & M.C. GILBERT (1966): Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphiboles. - *Am. Min.*, 51, p. 1727-1754.
- CRAWFORD, A.J. (1980): A clinoenstatite bearing cumulate olivine pyroxenite from Howqua, Victoria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, p. 353-367.
- CZAMANSKE, G.K. & D.R. WONES (1973): Oxidation during magmatic differentiation, Finmark Complex, Oslo Area, Norway, Part 2: The mafic silicates. - *Journ. Petrol.*, 14, p. 349-380.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & J. ZUSSMAN (1965): Rock-forming minerals, Vol. 2: Chain-Silicates. - Longmans, London.
- DICKIN, A.P. & R.A. EXLEY (1981): Isotopic and geochemical evidence for magma mixing in the petrogenesis of the Coise Uaigneich granophyre, Isle of Skye, N.W. Scotland. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p. 98-108.
- DOOLAN, B.L.; ZEN E-AN & A.E. BENICE (1978): Highly aluminous hornblendes: compositions and occurrences from southwestern Massachusetts. - *Am. Min.*, 63, p. 1088-1099.
- EMBEY-ISZTIN, A. & G. NOSKE-FAZEKAS (1981): Chemical zoning in the large phenocrysts of the Godóraf Tuff, Borzsöny Mts., Hungary. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, p. 325-331.
- ERNST, W.G. (1968): Amphiboles: crystal chemistry, phase relations and occurrence. - Springer-Verlag, 125 pp.
- ESKOLA, P. & T.G. SAHLSTEIN (1930): On astrophyllite bearing nephelite syenite gneiss. - *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 92, p. 77-88.
- FEININGER, T. (1980): Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. - *Journ. Petrol.*, 21, p. 107-140.
- FRISCH, T. & D. BRIDGEWATER (1976): Iron- and manganese-rich minor intrusions emplaced under late orogenic conditions in the proterozoic of South Greenland. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, p. 25-48.
- GRAPES, R.H. (1975): Actinolite-hornblende pairs in metamorphic gabbros, Hidaka Mountains, Hokkaido. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, p. 125-140.

- GRAPES, R.H.; HASHIMOTO, S. & S. MIYASHITA (1977): Amphiboles of a metagabbro-amphibolite sequence, Hidaka metamorphic belt, Hokkaido. - *Journ. Petrol.*, 18, p. 285-318.
- HEITANEN, A. (1974): Amphiboles pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks, Northern Sierra Nevada, California. - *Am. Min.*, 59, p. 22-40.
- HIMMELBERG, G.R. & J.J. PAPIKE (1969): Coexisting amphiboles from blueschist facies metamorphic rocks. - *Journ. Petrol.*, 10, p. 102-114.
- HOINKES, G. & F. PURTSCHELLER (1976): Die Petrogenese der Karbonatgesteine im Schneebergerzug, Ötztaler Alpen, Tirol. - *N. Jb. Miner. Mh.*, 10, p. 467-476.
- HOINKES, G. (1978): Zur Mineralchemie und Metamorphose toniger und mergeliger Zwischenlagen in Marmoren des südwestlichen Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen, Südtirol). - *N. Jb. Miner. Abh.*, 131, 3, p. 272-303.
- HONNOREZ, J. & P. KIRST (1975): Petrology of rodingites from the equatorial mid-atlantic fracture zones and their geotectonic significance. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, p. 233-257.
- HYTÖNEN, K. & A. HEIKKINEN (1966): Alkali amphibole of Otanmaki, Finland. - *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 222, p. 145-158.
- IRVING, A.J. (1974): Megacrysts from the newer basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 1503-1514.
- KATAGAS, C. (1980): Ferroglaucofan- and chloritoid-bearing metapelites from the phyllite series, southern Peloponnese, Greece. - *Min. Mag.*, 43, p. 975-978.
- KLEIN, C. (1964): Cumingtonite-grunerite series: a chemical, optical and X-ray study. - *Am. Min.*, 49, p. 963-982.
- KLEIN, C. (1968): Coexisting amphiboles. - *Journ. Petrol.*, 9, p. 281-330.
- KOLLER, F. (1978): Die Bildung eines Alkali amphibols in Metagabbros der Bernstein-Rechnitzer Schieferinsel, Penninikum. - *TMPM*, 25, p. 107-116.
- LAIRD, J. & A.L. ALBEE (1981 b): Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their their appliation to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. - *Am. J. Sci.*, 281, p. 127-175.
- LEAKE, B.E. (1968): A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associates minerals. - *Geol. Soc. An. Spec. Paper*, 98, 210 pp.
- LEAKE, B.A. (1978): Compiler for subcommittee on amphiboles, I.M.A. Nomenclature of amphiboles. - *Am. Min.*, 63, p. 1023-1052.
- LIU, J.G.; ERNST, W.G. & D.E. MOORE (1981): Geology and petrology of some polymetamorphosed amphibolites and associates rocks in north-eastern Taiwan. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part II, p. 609-748.
- MILLER, C. (1977): Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. - *TMPM*, 24, p. 221-277.
- NAMBU, M.; TANIDA, K. & T. KITAMURA (1969): Kozulite, a new alkali-amphibole from Tanokata Mine, Iwate prefecture, Japan. - *J. Jap. Ass. Mineral.*, 62, p. 311-328.

- NIELSEN, T.F.D. (1979): The occurrence and formation of Ti-aegirines in peralkaline syenites. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, p. 235-244.
- ROBINSON, P.R.; ROSS, M. & H. TAFFE (1971): Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende, and the anthophyllite-gedrite solvus. - *Am. Min.*, 56, p. 1005-1041.
- SCHREYER, W. & K. ABRAHAM (1976): Three-stage metamorphic history of a whiteschist from Sar e Sang, Afghanistan, as a part of a former evaporite deposit. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, p. 111-130.
- SCHREYER, W.; STEPTO D.; ABRAHAM, K. & W.F. MÜLLER (1978): Clinoeulite (magnesian clinoferrosilite) in a eulysite of a metamorphosed iron formation in the Vredefort structure, South Africa. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, p. 351-361.
- SEKI, Y. & M. YAMASAKI (1957): Aluminian ferroanthophyllite from the Kitakami Mountainland, northeastern Japan. - *Am. Min.*, 42, p. 506-520.
- SHEPPARD, S.M.F., BROWN, P.E. & A.D. CHAMBERS (1977): The Lilloise intrusion, east Greenland: hydrogen isotope evidence for the efflux of magmatic water into the contact metamorphic aureole. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, p. 129-147.
- SMITH, D. (1977): Titanochondrodite and titanoclinohumite derived from the upper mantle in the Buell Park Kimberlite, Arizona, USA. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, p. 213-215.
- SMULIKOWSKI, W. (1974): Amphiboles and biotite in relation to the stages of metamorphism in granogabbro. - *Min. Mag.*, 39, p. 857-866.
- SPEAR, F.S. (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. - *Am. J. Sci.*, 281, p. 697-734.
- STOUT, J.H. (1972): Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. - *Journ. Petrol.*, 13, p. 99-145.
- THOMPSON, R.N. (1976): Alkali amphiboles in the eocene high-level granites of Skye, Scotland. - *Min. Mag.*, 40, p. 891-893.
- WILKINSON, J.F.G.; DUGGAN, M.B., HERBERT, K.H. & G.I.Z. KALOGSAI (1976): The Salt Lick Creek layered intrusion, East Kimberley region, Western Australia. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, p. 1-23.

Neue Conodontenarten aus dem Illyr und Fassan der Profile Fellbach und Karalm (Gailtaler Alpen, Kärnten, Österreich)

von H. Kozur & H. Mostler *)

Zusammenfassung

2 neue *Gondolella*-Arten und eine neue *Gondolella*-Unterart werden aus dem dunklen Plattenkalk der Profile Fellbach und Karalm (Gailtaler Alpen, Österreich) beschrieben. Diese Profile sind reich an Ammoniten, Daonellen und Conodonten. Im *Parakellnerites*-führenden höchsten Teil des Profils wurde eine reiche Conodontenfauna mit *G. trammeri praetrammeri* n. subsp., *G. alpina* n. sp. und seltenen, aber typischen Exemplaren von *G. pseudolonga* KOVÁCS; KOZUR & MIETTO gefunden. Dies ist eine typische unterfassanische Fauna (pseudolonga-A.-Z. sensu KOZUR, 1980). Daher führen zumindest Teile der *Parakellnerites/Kellnerites*-Fauna der unteren "Protrachyceras" reitzi-Zone eine typische unterladinische Conodontenfauna.

Summary

2 new *Gondolella* species and 1 new *Gondolella* subspecies from the dark platy limestone of the Fellbach and Karalm (Gailtal Alps, Austria) are described. The sections are rich in ammonoids, Daonella and conodonts. In the *Parakellnerites*-bearing highest parts of the section a rich conodont fauna with *G. trammeri praetrammeri* n. subsp., *G. alpina* n. sp., and rare, but typical *G. pseudolonga* KOVÁCS; KOZUR & MIETTO were found. This is a typical Lower Fassanian fauna (pseudolonga-A.-Z. sensu KOZUR, 1980). Therefore at least parts of the *Parakellnerites/Kellnerites* fauna of the lower "Protrachyceras" reitzi zone has a typical Lower Ladinian conodont fauna.

*) Anschriften der Autoren: Dr. sc. Heinz Kozur, DDR-61 Meiningen, Staatliche Museen ¹⁾, Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck

1) Neue Anschrift: Hungarian Geological Institute, H-1143 Budapest, Ungarn, Népstadion út 14

Die Profile Fellbach und Karalm wurden von BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, detailliert untersucht (Profilbeschreibung und Lage der Proben im Profil siehe dort). Gegenwärtig wird die reiche Makro- und Mikrofauna (Ammoniten, Dao-nellen, Conodonten, vereinzelt Radiolarien und Holothurien) bearbeitet bzw. bei einigen Fossilgruppen wird die Untersuchung vorbereitet. In der vor-liegenden Arbeit werden die neuen Conodontenarten und -unterarten der dunklen Plattenkalke aus den Profilen Fellbach und Karalm beschrieben. Mit Ausnahme des *Parakellnerites*-Horizontes wurden die Ammoniten noch nicht untersucht, so daß die Korrelation der Ammoniten- und Conodontengliederung (fast alle Conodontenproben führen auch Ammoniten) sowie die detaillierte stratigraphische Auswertung der Faunen erst nach Abschluß der Bearbeitung aller Faunenelemente erfolgen.

Stratigraphisch sehr bedeutsam ist die Tatsache, daß in Schichten mit *Parakellnerites* (Matrix der Ammoniten) eine sehr reiche Conodontenfauna mit *Gondolella trammeri praetrammeri* n. subsp., *G. alpina* n. sp., *G. constricta* MOSHER & CLARK sowie selten *G. mombergensis prava* KOZUR und *G. pseudo-longa* KOVÁCS; KOZUR & MIETTO auftritt. *Gondolella trammeri* KOZUR, ist die bezeichnendste Gondolellen-Art für das tethyale Unterladin und tiefere Oberladin Eurasiens, wo sie sowohl in pelagischen Sedimenten als auch in einigen abgeschnürten Becken häufig auftritt und vielfach neben *Gladiogondolella tethydis* (HUCKRIEDE) das einzige Plattformelement ist. *Gondolella pseudolonga* ist die Zonenindexart für die unterfassenische pseudolonga-A.-Z. (KOZUR, 1980). Somit gehört zumindest ein Teil der *Parakellnerites*-Faunen zum Ladin. Die *Parakellnerites*-Faunen repräsentieren wiederum den unteren Teil der "Protrachyceras" reitzi-Zone, die traditionell als Unterladin bezeichnet wird, deren Äquivalente man außerhalb Ungarns aber kaum kennt bzw. altersmäßig falsch gedeutet hat.

Beschreibung der Arten

Gattung *Gondolella* STAUFFER & PLUMMER, 1932

Typusart: *G. elegantula* STAUFFER & PLUMMER

Gondolella alpina n. sp.

(Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 4, 5)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen in den Alpen.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 2, Fig. 4 ; Slgs.-Nr. KoMo 1981/1-1.

Locus typicus: Fellbach (Gailtaler Alpen), vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974.

Stratum typicum: Plattenkalke mit *Parakellnerites*, Probe F Q.

Material: Über 100 Exemplare.

Diagnose: Kleine bis mittelgroße *Gondolella* mit schmaler bis mäßig breiter, vorn stark reduzierter Plattform und mehr oder weniger langem freiem Blatt. Carina ziemlich hoch, bei adulten Formen zum großen Teil völlig verschmolzen. Hauptzahn (letzter oder vorletzter Zahn) meist deutlich, aber niemals sehr kräftig. Letzter Zahn häufig mit dem Plattformrand verschmolzen.

Hinterrand der Plattform gerundet. Von hier verlaufen die Seitenränder der Plattform bis zur Mitte des Conodonten etwa parallel oder die Plattform wird in Richtung auf die Mitte geringfügig breiter. Etwa am Ende des hinteren Drittels ist die Plattform abrupt verschmälert und setzt wenig davor völlig aus. Das dadurch entstehende freie Blatt weist 3-7 Zähne auf.

Der Kiel ist hoch bis mäßig hoch, verhältnismäßig schmal. Er weist eine große terminale ovale Basalgrube und eine breite Basalfurche auf.

Vorkommen: Sehr häufig in einem stratigraphisch kurzem Intervall nahe der Illyr/Ladin-Grenze. Maximale Verbreitung in der unteren *Parakellnerites*-Fauna. Öfenbachgraben bei Saalfelden, Fellbach (Gailtaler Alpen), Hali-luci (Bosnien, Jugoslawien), Felsőörs (Balatonhochland), Beckov (ČSSR). Nur in den beiden österreichischen Lokalitäten sehr häufig bis massenhaft.

Bemerkungen und Beziehungen: Die engsten Beziehungen bestehen zu *Gondolella trammeri* KOZUR, 1972. Diese Art hat keine reduzierte Plattform und daher auch kein langes freies Blatt. Bei der typischen Unterart ist außerdem der Hauptzahn kräftiger.

Bei *G. alpina* n. sp. handelt es sich wahrscheinlich um einen kurzlebigen Seitenzweig der Entwicklungsreihe *G. constricta*/*G. cornuta* - *G. momburgensis* - *G. trammeri praetrammeri* - *G. trammeri trammeri*. Ähnlich reduzierte Plattformen entstehen erst wieder bei karnischen Arten, z.B. bei *Gondolella noah* (HAYASHI).

Gondolella mesotriassica n. sp.
(Taf. 1, Fig. 2-4)

Derivatio nominis: Nach dem Vorkommen in der Mitteltrias.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 4; Slgs.-Nr. KoMo 1981/1-5.

Locus typicus: Buchberg bei Göstling, Niederösterreich.

Stratum typicum: Probe BM 44/75; Reiflinger Kalke (basales Unterladin).

Material: Mehrere 100 Exemplare.

Diagnose: Sehr lange, schlanke Conodonten mit durchgehend niedriger, in der Mitte z.T. verschmolzener Carina. Letzter Zahn der Carina stets mit dem Plattformrand verschmolzen. Hinterende der Plattform immer abgestumpft, selten stumpf gerundet, oftmals V-förmig eingekerbt. Nach einer schwachen, teils fehlenden, selten stärkeren, im allgemeinen beidseitig-symmetrischen Verschmälerung wird die Plattform erneut etwas breiter und erreicht ihre größte, aber stets nur geringe Breite etwa in der Plattformmitte. Nach vorn reicht sie unter allmählicher Verschmälerung bis zum Vorderende der Carina, wo höchstens ein Zähnchen frei bis subterminal, klein; Basalfurche deutlich.

"Kiel" hinten hoch, sonst niedrig bis mäßig hoch. Basalgrube terminal bis subterminal, klein; Basalfurche deutlich.

Vorkommen: Weltweit im basalen Ladin weit verbreitet.

Bemerkungen und Beziehungen:

Wegen der enormen Länge und Schlankheit der Formen gelingt es nur selten, voll erhaltene Stücke zu gewinnen, doch sind selbst Bruchstücke mit erhaltenem Hinterende wegen der charakteristischen Ausbildung des Hinterendes noch zu erkennen. Obwohl die Art leicht von ihrer Vorläuferform abgetrennt werden kann, stellt man bisher die meisten Vertreter zu *G. constricta* MOSHER & CLARK, 1965, andere zu *G. navicula* HUCKRIEDE in ihrer alten breiten Fassung. Die letztere Art ist in ihrer neuen, engeren Fassung (Arbeitstagungen der europäischen Triasconodonten-Arbeitsgruppe in Budapest) eine auf das Unternor beschränkte, völlig abweichende Art (in Anlehnung an den Holotypus), die keinerlei Ähnlichkeit mit *G. mesotriassica* n. sp. hat. *G. constricta* MOSHER & CLARK, 1965, geht durch wesentliche Verlängerung des Conodonten und Ausbildung eines abgestumpften Hinterendes (schon bei Jugend-

formen) fließend in die neue Art über. Zweifelsohne ist *G. constricta* in der bisherigen Fassung eine Sammelart von Jugendformen mit Einschnürung. Auch der Holotypus ist eine Jugendform. Seine zugehörigen adulten Formen dürften ebenfalls ein abgestumpftes Hinterende und einen terminalen Hauptzahn besitzen. Wenn sie überhaupt jemals die gleiche Länge erreichen wie *G. mesotriassica* n. sp., dann müßten sie vergleichsweise viel breiter sein, da Jugendformen von *G. mesotriassica* mit der gleichen Länge wie der Holotypus von *G. constricta* nur sehr schmale Ansätze einer Plattform erkennen lassen.

Gondolella basisymmetrica (BUDUROV & STEFANOV, 1973) emend. zweigt von früheren Vertretern von *G. mesotriassica* n.sp. ab. Übergangsformen haben schon das typische, nach oben hochgebogene Hinterende wie bei *G. basisymmetrica* (vgl. Taf. 1, Fig. 3), die Basalgrube liegt jedoch noch terminal bis subterminal, wie bei *G. mesotriassica* n.sp.

Gondolella trammeri praetrammeri n. subsp.

(Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Nach der Vorläuferstellung zu *G. trammeri trammeri* KOZUR, 1972.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 5; Slgs.-Nr. KoMo 1981/I-4.

Locus typicus: Fellbach-Profil.

Stratum typicum: Probe FQ mit *Parakellnerites* aus dem oberen Profilabschnitt. Basales Ladin.

Material: Über 1000 Exemplare.

Diagnose: Kleine bis mittelgroße *Gondolella*. Plattform bei adulten Formen nicht reduziert. Vorn reicht sie bis zum 1. - 3. Zahn der Carina. Hinterend der Plattform immer gerundet. In der hinteren Hälfte ist die Plattform immer etwa gleich breit, davor wird sie allmählich schmaler. Carina bei juvenilen Stadien hoch, mit meist hoch verschmolzenen, an den Spitzen freien, nur bei frühesten Jugendstadien selten auch ganz getrennten Zähnen. Der Hauptzahn ist bei juvenilen Stadien stets deutlich. Dahinter folgt immer noch ein völlig isoliertes kleines Zähnchen auf dem hinteren Plattformrand. Bei adulten Formen ist der Hauptzahn mit dem hintersten Zahn verschmolzen und liegt dann terminal. Die Carina ist hinten niedrig und bis auf den Hauptzahn meist völlig verschmolzen. Vorn ist sie deutlich höher und wenigstens die Spitzen sind hier stets frei.

Der "Kiel" ist bei adulten Formen flach und ziemlich breit. Bei juvenilen Formen ist er höher und schmaler. Die ovale Basalgrube ist sehr groß und hat hoch aufgewulstete Ränder. Hinter der Basalgrube läuft der flache "Kiel" noch etwas weiter und endet dann mit breiter Rundung.

Vorkommen: Massenhaft im obersten Teil des Fellbach-Profiles. (Proben FB 24-FB 27). In der Probe PQ zusammen mit *Parakellnerites*. Schichten des gleichen Alters von Haliluci (Bosnien). Ceratites compressus bis *C. evolutus*-Zone des Germanischen Beckens. Basales Ladin (untere reitzi-Zone).

Bemerkungen und Beziehungen: *G. trammeri praetrammeri* n. subsp. vermittelt zwischen *Gondolella mombergensis* TATGE, 1956, die im Fellbach-Profil in den unterlagernden Proben und auch noch vereinzelt zusammen mit *G. trammeri praetrammeri* auftritt, und *G. trammeri trammeri* aus dem höheren Unterfassen und unterem Longobard. Von *Gondolella mombergensis* TATGE unterscheidet sie sich durch die geringere Größe und durch die Ausbildung der Carina. Bei *G. mombergensis* treten vorn und hinten hohe, meist getrennte Zähne auf, während bei adulten *G. trammeri*

praetrammeri die Carina hinten immer sehr niedrig und meist völlig verschmolzen ist. Bei juvenilen Formen tritt bereits die für *G. trammeri trammeri* KOZUR, 1972, charakteristische Ausbildung der Carina auf, die mit Ausnahme frühester Jugendstadien aus hohen, hoch verschmolzenen Zähnen besteht, von denen ein deutlicher Hauptzahn getrennt ist, hinter dem stets noch ein kleines, isoliert stehendes Zähnchen auf dem Plattformrand folgt. Allerdings ist die Carina bei den juvenilen Formen von *G. trammeri praetrammeri* noch nicht ganz so hoch wie bei den juvenilen Formen von *G. trammeri trammeri*. Bei den adulten Formen von *G. trammeri trammeri* ist die Basalgrube noch größer, der "Kiel" ist insgesamt schmaler und höher und die Formen sind durchschnittlich noch etwas kleiner.

Gondolella trammeri mit ihren beiden Unterarten ist eine der wichtigsten unterladinischen Arten der eurasiatischen Tethys.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

- Fig. 1: *Gondolella alpina* n.sp., a) Seitenansicht, b) Ansicht von oben, Fellbach (Gailtaler Alpen), vgl. BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, Plattenkalke mit *Parakellnerites*, basales Ladin ("Protrachyceras" reitzi-Zone), Probe F Q, V = 100 x.
- Fig. 2-4: *Gondolella mesotriassica* n.sp., Reiflinger Kalke, Buchberg bei Göstling, Probe BM 44/75, basales Unterladin, V = 100 x (außer Fig. 2 = 120 x), Fig. 3: Übergangsform zu *Gondolella basisymmetrica* (BUDUROV & STEFANOV, 1973). Fig. 4: Holotypus. Fig. 2 a, 3 a, 4 a: Ansicht von oben, Fig. 2 b, 3 b, 4 c: Seitenansicht, Fig. 4 b: Ansicht von unten.
- Fig. 5: *Gondolella trammeri praetrammeri* n.subsp., Holotypus, Fellbachprofil, Probe F Q mit *Parakellnerites*. Basales Ladin ("Protrachyceras" reitzi-Zone), V = 100 x; a) Ansicht von oben, b) Seitenansicht.

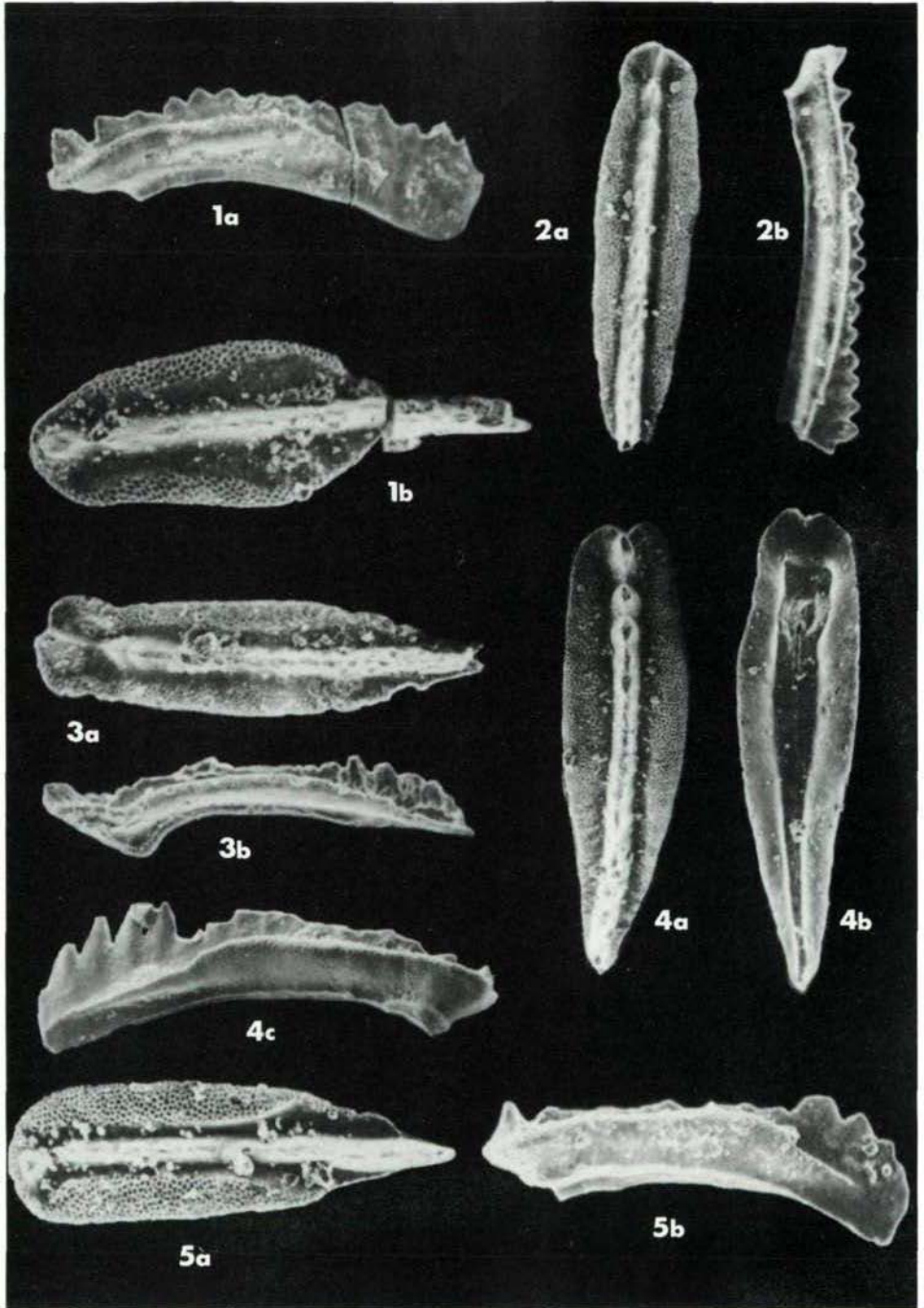
TAFEL 2

- Fig. 1-3: *Gondolella trammeri praetrammeri* n.subsp., Fellbachprofil, Probe F Q mit *Parakellnerites*. Basales Ladin ("Protrachyceras" reitzi-Zone), V (Fig. 1, 2) = 100 x, V (Fig. 3) = 180 x. Fig. 1: Ansicht von oben; Fig. 2 a: Seitenansicht, Fig. 2 b: Ansicht von unten; Fig. 3: juveniles Exemplar, Seitenansicht.
- Fig. 4, 5: *Gondolella alpina* n.sp., Fellbach (Gailtaler Alpen), Probe F Q, Plattenkalke mit *Parakellnerites*, "Protrachyceras" reitzi-Zone, basales Ladin. Fig. 4: Holotypus, a) Seitenansicht, V = 100 x, b) Ansicht von oben, V = 100 x, c) vergrößerter Ausschnitt des Vorderendes, V = 240 x. Fig. 5: Paratypus, a) Seitenansicht, V = 110 x, b) Ansicht von unten, V = 120 x.

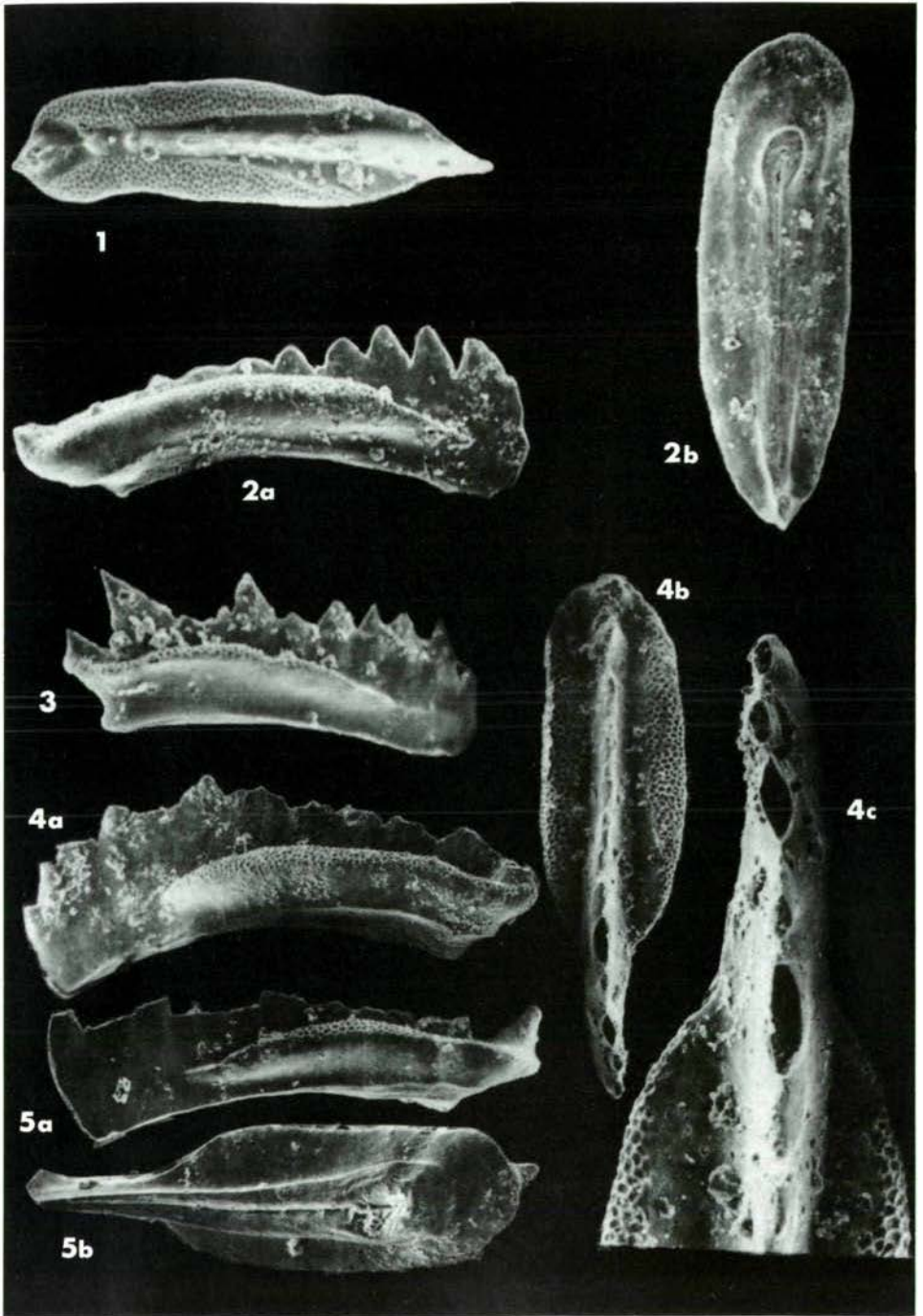
Literaturverzeichnis

- BECHSTADT, TH. & H. MOSTLER (1974): Fossilagerstätten im mitteltriassischen Plattenkalk der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich).- Schriftenr. Erdwiss. Komm., 2, S. 45-55, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien-New York 1974.
- CLARK D.L. (1959): Conodonts from the Triassic of Nevada and Utah.- J. Paleont., 33, S. 305-312, 1 Abb., 2 Taf., Menasha.
- CLARK, D.L. & L.C. MOSHER (1966): Stratigraphic, and evolutionary development of the conodont genus *Gondolella*.- J. Paleont., 40, S. 376-394, 4 Abb., 3 Taf., Menasha
- KOVÁCS, S.; KOZUR, H. & P. MIETTO (1980): *Gondolella pseudolonga* n. sp. (Conodontophorida), an important Lower Ladinian guide form.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, S. 217-221, 1 Taf., Innsbruck.
- KOVÁCS, S. & H. KOZUR (1980): Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, S. 47-78, 2 Tab., 15 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 3/4, S. 79-172, Innsbruck.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1972): Neue Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre stratigraphische Bedeutung.- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 2, S. 1-20, Innsbruck.
- MOSHER, L.C. & D.L. CLARK (1965): Middle Triassic conodonts from the Prida Formation of northwestern Nevada.- J. Paleont., 39, S. 551-565, 2 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Menasha.

Tafel I



Tafel II



SCYTHIAN-ANISIAN LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS IN THE SOUTHERN ALPS

by V. De Zanche & E. Farabegoli*)
with 3 figures

Summary

In this study a formally unified stratigraphic nomenclature of the Scythian-Anisian units in the Southern Alps is suggested. From bottom to top the sequence is synthetically defined as follows:

- 1) Werfen Formation (Formazione di Werfen): under this term the Servino Fm. is included;
- 2) Lower Serla Dolomite (Dolomia del Serla inferiore, Unterer Sarldolomit): this term stands for names as Formazione del Serla inferiore, Werfener Grenzdolomit, Carniola di Bovegno, Dolomia di Elto, Werfeniano superiore, Formazione di Lusnizza and other informal terms;
- 3) Braies Group (Gruppo di Braies, Pragser Schichten): it comprises the terrigenous and terrigenous-carbonatic units which lie between the Lower Serla Dolomite and the Buchenstein Formation group or carbonate platforms.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird eine einheitliche stratigraphische Nomenklatur der skythisch-anisischen Einheiten der Südalpen vorgeschlagen. Die Abfolge vom Liegenden zum Hangenden wird wie folgt definiert:

- 1) Werfener Formation (Formazione di Werfen): zu diesem Begriff zählt auch die Servino-Formation;
- 2) Unterer Sarldolomit (Dolomia del Serla inferiore): umfaßt Begriffe wie Unterer-Sarldolomit-Formation (Formazione del Serla inferiore, Werfener Grenzdolomit, Carniola di Bovegno, Dolomia di Elto, Werfeniano supe-

*) authors' addresses: Dr. Vittorio De Zanche, Istituto di Geologia del l'Università, Via Giotto 1, I-35100 Padova; Dr. Enzo Farabegoli, Istituto di Geologia dell'Università, Via Zamboni 63-67, I-40127 Bologna

- riore, Formazione di Lusnizza und andere lokale Schichtbezeichnungen;
- 3) Pragser Schichten (Gruppo di Braies): Sie umfassen die terrigenen und terrigen-karbonatischen Einheiten zwischen dem Unteren Sarldolomit und den Buchensteiner Schichten bzw. den Karbonatplattformen.

Introduction

The current nomenclature of the Triassic lithostratigraphy in the Southern Alps is very complex and often characterized by a great number of synonyms. For the last 150 years new names have been introduced by geologists of different schools during their local studies.

The present paper is mainly intended to suggest a unitary terminology for the Scythian and Anisian lithostratigraphic units because of their extensive occurrence throughout the Southern Alps and the substantial uniformity of their general features.

The sequences will be described following a regional subdivision as commonly used in geological literature (e.g. ASSERETO in DESIO, 1973). From East to West we shall therefore discuss the following regions: Julian Alps and Tarvisio area, Carnian Alps, Vicentinian Alps, Central and Eastern Lombardy, Western Lombardy and Piedmont, Po Plain.

The stratigraphic sequences:

a - Julian Alps and Tarvisio area

The most complete sequence is, from bottom to top, the following:

- 1) siltstones, sandstones, oolitic and bioclastic limestones, dolomitic limestones (Werfen Formation). This unit is gradually followed by:
- 2) limestones, dolomitic limestones, dolomites and vuggy dolomites (Lusnizza Fm.) overlain, after a gradual transition or, locally, a sharp erosional boundary, by:
- 3) limestones and brown nodular limestones (Valbruna Limestone); this unit is unconformably covered by:
- 4) red and grey conglomerates, sandstones and pelites of the Ugovizza Breccia (cf. ASSERETO & PISA in DESIO, 1973, fig. 60).

Locally some terms of the sequence are missing owing to Anisian erosional events which affected great parts of the Paleozoic-Mesozoic succession (ASSERETO & PISA, op. cit.; ROSSI, 1973). PISA et al. (1979) included the terms 3 and 4 in the Braies Group following PIA's (1937) subdivisions in the Northern Dolomites.

b - Carnian Alps

The sequence is similar to the one in the neighbouring Tarvisio area:

- 1) siltstones, sandstones, dolomitic limestones, oolitic and bioclastic limestones (Werfen Fm.) followed after a gradual transition by:
- 2) dolomites, vuggy dolomites, breccias and gypsum (Formazione di Lusnizza of ASSERETO & PISA, op. cit.; "Unità inferiore" di SELLI in DESIO, 1973;

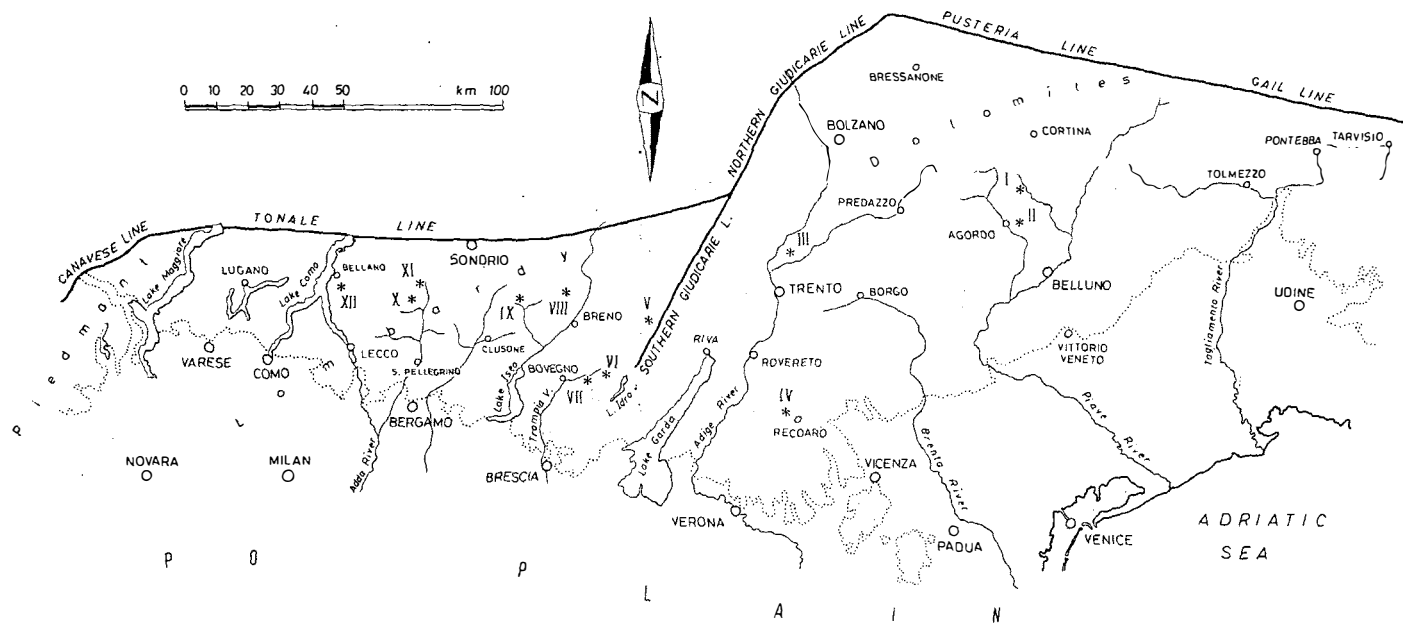


Fig. 1: Index map of the Southern Alps

I: Spiz Agnellessa section (Zoldo Valley); II: Val Cassanola section (Agordo area); III: Monte Corona section (Adige Valley); IV: Val Calda section (Recoaro area); V: Dosso dei Morti section (Giudicarie Valley); VI: Passo del Maniva section; VII: Val Fontanelle section (Trompia Valley); VIII: Passo dell'Erbigno section (Camonica Valley); IX: Vilminore-Pianezze road section (Scalve Valley); X: S. Brigida section (Brembana Valley); XI: Passo S. Marco section (Brembana Valley); XII: Val Muggiasca section

Fig. 2

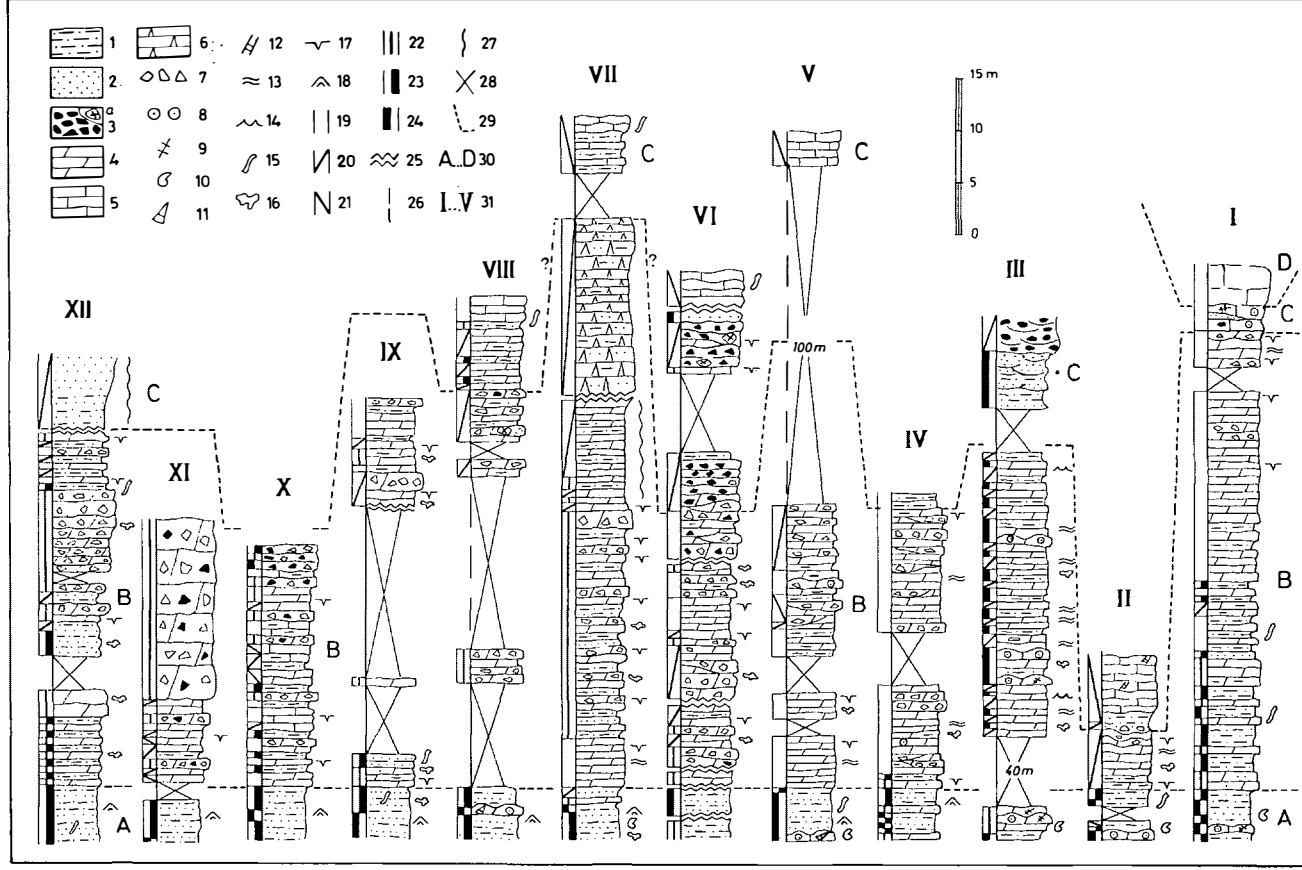


Fig. 2: Stratigraphic sections

Legend: 1) pelites and fine sandstones; 2) medium to coarse sandstones; 3) extraformational breccias, a) volcanic fragments; 4) dolomites; 5) limestones; 6) gypsum arenites; 7) intraformational fragments; 8) oolites; 9) crinoids; 10) foraminifers; 11) gastropods; 12) calcareous algae; 13) planar stromatolites; 14) embryo tepees; 15) bioturbation; 16) cavities; 17) mud-cracks; 18) wave ripples; 19) grey; 20) light grey to whitish; 21) dark grey to blackish; 22) yellow; 23) green; 24) red and violet; 25) fault; 26) not measured thickness; 27) tectonically deformed beds; 28) detrital cover; 29) lithostratigraphic correlation; 30) A- Werfen Fm, B-Lower Serla Dolomite, C-Braies Group, D-Upper Serla Dolomite; 31) sections (see fig. 1)

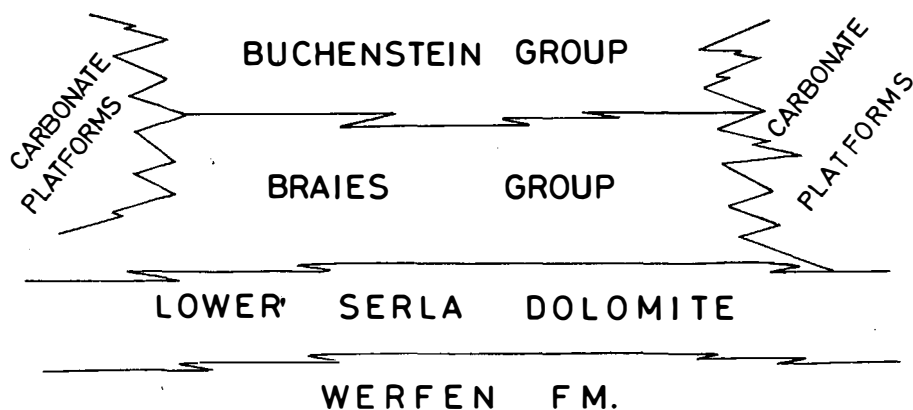


Fig. 3: Schematic relationship between the Scythian-Anisian units in the Southern Alps

Formazione di Lusnizza + "dolomie stratificate" of PISA, 1974; Lower Serla Dolomite of PISA et al., 1979; Formazione di Lusnizza + Formazione del Serla Inferiore of JADOUL & NICORA, 1979). The subsequent transition, gradual (PISA, 1972) or locally erosional (FARABEGOLI & LEVANTI, 1982), is characterized by:

3) dolomites and dolomitic limestones (Serla dolomite in PISA, 1974; Upper Serla Fm. in JADOUL & NICORA op. cit.), calcarenites, siltstones, sandstones and conglomerates (Braies beds in PISA et al., op. cit.; Braies Group in FARABEGOLI & LEVANTI, 1982).

c - Dolomites

The first description of the complete sequence in the Braies area was given by PIA (1937); BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) confirmed the main outlines. A similar sequence was then recognized in the Southeastern Dolomites (FARABEGOLI et al., 1977; PISA et al., op. cit.) and in the Cadore area (ASSERETO et al., 1977; MARINELLI, 1980).

From bottom to top following units are recognizable (see columns I and II in fig. 2):

- 1) sandstones, siltstones, dolomitic limestones, oolitic and bioclastic limestones (Werfen Fm.). Through gradual transition the unit is overlain by:
- 2) dolomites, silty dolomites, siltstones, marls (Lower Serla Dolomite), which are covered, after a sharp erosional boundary or gradual transition, by:
- 3) siltstones, marls, calcarenites and conglomerates (Braies Group) or massive dolomites and dolomitic limestones (Upper Serla Dolomite).

In the Central Dolomites the Lower Serla Dolomite was eroded due to Anisian tectonic events which caused the uplift of the Badioto-Gardenese Ridge. On the Western margin of the ridge (neighbourhood of Trento) the sequence (see col. III in fig. 2) shows features similar to those to be observed in the Southeastern Dolomites: the transition from the Werfen Fm. to the Lower Serla Dolomite is gradual, while the subsequent one to the siltstones, sandstones, conglomerates, limestones and dolomites (Braies Group) is gradual or sharp).

d - Vicentinian Alps

In the Recoaro area (see col. IV in fig. 2) the sequence consists of:

- 1) sandstones, siltstones, limestones and dolomites (Werfen Fm.) which are gradually overlain by:
- 2) dolomicrites, vuggy dolomites, pelites, sandstones, intraformational breccias ("Rauchwacken oder Zellendolomit" in BITTNER, 1883; "Werfener Grenz dolomit" in TORNQUIST, 1901; Lower Serla Fm. in DE ZANCHE et al., 1980). Again after a gradual transition follows:
- 3) "Gracilis Formation" consisting of alternating siltstones, sandstones, marls, silty and sandy limestones, calcarenites, dolomites, gypsum and locally breccias containing intra- and extraformational clasts (Val Leogra Breccia in DE ZANCHE et al., 1981). According to the original definition of PIA, the unit should be classed with the Braies Group.

e - Central and Eastern Lombardy

On the whole the sequence (see col. VI-XII in fig. 2) is rather uniform. From bottom to top it consists of:

1) green and red sandstones and pelites, sometimes oolitic calcarenites and dolomicrites of the Servino Fm. (cf. ASSERETO & CASATI, 1965, cum bibl.; CASSINIS, 1968). A gradual transition leads to:

2) dolomicrites, often vuggy dolomites and dolomitic limestones, pelites, prevailing intraformational breccias of the Carniola di Bovegno Fm (cf. ASSERETO & CASATI, op. cit.; MICHELETTI, 1970; FARABEGOLI & DE ZANCHE, 1980). In the Camonica Valley two lenses of gypsum (Castelfranco) and anhydrite (Volpino) are known (ASSERETO & CASATI, op. cit.). In the Fontanelle Valley (Trompia Valley) the uppermost part of the unit also consists of a gypsum arenitic lithozone, little more than 15 m thick. Through gradual transition the Carniola di Bovegno Fm. is overlain by:

3) pelites, silty micrites, sandstones, conglomerates, breccias containing prevailing extraformational clasts, followed upwards by:

4) dark silty limestones (Angolo Limestone).

The terms 3 and 4 in this case also clearly belong to the Braies Group. Besides it is possible that the gypsum arenites of the Fontanelle Valley, generally classified as part of the Carniola di Bovegno Fm., may belong to the same group.

f - Western Lombardy - Piedmont

In this area the stratigraphic and paleogeographic setting is different from the one known in the central and eastern parts of the Southern Alps (cf. LEHNER, 1952; BERNOULLI, 1964; GIANOTTI, 1968). Generally the sequence is not complete since, in our opinion, the Servino Fm. and the Carniola di Bovegno Fm. seem to have been eroded. In geological literature only one remark (FRAUENFELDER, 1961) about facies and fossils belonging to the Servino Fm. is to be found; further field research, however, is necessary.

g - Northeastern Po Plain

The data from some AGIP oil wells (cf. DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1981) have made it possible to recognize a sequence completely comparable with those outcropping in the Dolomites, in the Recoaro area and in the Central-Eastern Lombardy. From bottom to top it consists of:

1) siltstones, sandstones, limestones and dolomites (Werfen Fm);

2) dolomicrites and calcarenites (Lower Serla Dolomite);

3) pelites, sandstones and conglomerates (Braies Group).

Conclusive remarks

The above synthetic regional review makes it possible to define the Scythian-Anisian lithostratigraphic interval in the Southern Alps as follows:

A) According to the regressive trend of a tectono-sedimentary cycle (cf. FARABEGOLI & VIEL, 1981), the siltstones, sandstones, limestones and dolo-

mites of the Werfen Fm. and the Servino Fm. are overlain by prevailing dolomites, dolomitic breccias and gypsum of the Lower Serla Dolomite and of the Carniola di Bovegno Fm.

The top of the regressive trend is clearly definable only where it is marked by an erosional surface (see col. I and II in fig. 2). On the margin of the emerged areas the regressive trend has produced terrigenous-carbonatic sediments interpreted as belonging either to the underlying units (see col. VI-XII in fig. 2; cf. former papers) or to the overlying ones (e.g. GAETANI, 1969, fig. 2).

B) The following transgressive phase is characterized by variously arranged terrigenous and terrigenous-carbonatic sediments (Braies Group) or by carbonate platforms (Upper Serla Dolomite).

The uniformity of the sequence is emphasized by the constant presence of terrigenous and terrigenous-carbonatic sediments at its top, in the central part of the Southern Alps too (see col. VI-XII in fig. 2). This fact has not been recognized before, as the terrigenous facies, which undoubtedly belong to the Braies Group, have not been defined yet (cf. PISA et al., 1979).

C) We therefore suggest the following unified sequence to be used formally for the Southern Alps (see fig. 3):

- 1) Werfen Formation (Formazione di Werfen, Werfener Formation)
- 2) Lower Serla Dolomite (Dolomia del Serla inferiore, Unterer Sarldolomit)
- 3) Braies Group (Gruppo di Braies, Pragser Schichten)

We also want to draw attention to the fact that sequences belonging to the Braies Group very frequently occur in the Southern Alps. In detail, according to PIA (1937), this unit includes the basinal, lagoonal, peritidal and continental terrigenous and terrigenous-carbonatic facies which lie between the Lower Serla Dolomite and the Buchenstein Group. This seems to be the only lithostratigraphic term which may unify the nomenclature.

The above proposal substantiates the general necessity of correlating the various Triassic sequences in many regions of the Southern Alps described since the last century by e.g. HAUER (1858), BITTNER (1883) and more recently by TREVISAN (1939). Therefore, the terms we suggest for the Scythian-Anisian interval seem to be very useful, since they belong either to lithostratigraphic units defined in detail at the beginning (Lower Serla Dolomite and Braies Group) or to units which, moreover, were the very first to be used for lithostratigraphic correlations all over the Southern Alps (Werfen Fm.).

This work was supported by the Centro di Studio per i Problemi dell'Orogeno delle Alpi Orientali - CNR - Padova.

This report was presented at the Workshop Meeting in Vienna from July 5th to 8th, 1982, concerning the IGCP-Project 4: "Triassic of the Tethys Realm".

References

- ASSERETO, R. (1973): Triassico. - In DESIO, A.: Geologia dell'Italia, UTET, Torino.
- ASSERETO, R.; BRUSCA, C.; GAETANI, M. & F. JADOUL (1977): Le mineralizzazioni Pb-Zn nel Triassico delle Dolomiti. Quadro geologico e interpretazione genetica. - *L'industria Mineraria*, 28, 367-402.
- ASSERETO, R. & P. CASATI (1965): Revisione della stratigrafia permotriassica della Val Camonica meridionale (Lombardia). - *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 71, 999-1097.
- ASSERETO, R. & G. PISA (1973): Alpi Giulie e Tarvisiano. - 255-259 in DESIO, A.: Geologia dell'Italia, UTET, Torino.
- BECHSTÄDT, Th. & R. BRANDNER (1970): Das Anis zwischen St. Vigil und Höhlensteinstal (Prager und Olang Dolomiten, Südtirol). - *Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 9-113.
- BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). - *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.*, 118, 134 pp.
- BITTNER, A. (1883): Bericht über die geologischen Aufnahmen im Triasgebiete von Recoaro. - *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, 33, 563-635.
- CASSINIS, G. (1968): Studio stratigrafico del "Servino" di Passo Valdi (Trias inferiore dell'alta Val Caffaro). - *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 19, 15-39.
- DE ZANCHE, V. & E. FARABEGOLI (1981): Scythian tectonics in the Southern Alps. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10, 10, 289-304.
- DE ZANCHE, V.; FARABEGOLI, E.; MIETTO, P. & R. SEDEA (1980): Le unità litostatigrafiche al limite Scitico-Anisico nel Recoarese. - *Mem. Sc. Geol.*, 34, 195-204.
- DE ZANCHE, V.; FARABEGOLI, E.; MIETTO, P. & R. SEDEA (1981): A report of a "Lower Anisian" breccia in the Recoaro area (Vicentian Alps, NE Italy). - *Atti Mem. Acc. Patavina SS.LL.AA.*, 93, 5-13.
- FARABEGOLI, E. & V. DE ZANCHE (1980): A first report of Lower Anisian volcanism in the Southern Alps. - *J. Jb. Geol. Mh.*, 1980, 643-650.
- FARABEGOLI, E. & B. LEVANTI (1982): Triassic stratigraphy and microfacies of the Monte Pleros (Western Carnia, Italy). - *Facies*, 6, 37-58.
- FARABEGOLI, E., PISA, G. & E. OTT (1977): Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sud-orientali). - *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 659-703.
- FARABEGOLI, E. & G. VIEL (1981): Tectono-sedimentary cycles in Southern Alps. - *IAS 2nd EUR. MTC.*, 56-57, Bologna.
- FRAUENFELDER, A. (1916): Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. - *Ecl. Geol. Helv.*, 14, 247-371.
- GAETANI, M. (1969): Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie. - *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 75, 470-552.
- GIANOTTI, R. (1968): Considerazioni sul margine settentrionale del Gruppo delle Grigne (Lombardia centrale). - *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, 18, 82-101.

- HAUER, F.R. (1858): Erläuterungen zu einer geologischen Übersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei. - Jb. k.k. Geol. R.-A., 9, 445-496.
- JADOUL, F. & N. NICORA (1979): L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias medio-superiore della Val d'Aupa (Carnia orientale). - Riv. Ital. Pal. Strat., 85, 1-30.
- LEHNER, P. (1952): Zur Geologie des Gebietes des Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Bré und des M. Salvatore bei Lugano. - Ecl. Geol. Helv., 45, 85-159.
- MARINELLI, M. (1980): Triassic stratigraphy of Pivoa Valley (Eastern Cadore - Western Carnia, Italy). - Riv. Ital. Pal. Strat., 85 (1979), 937-952.
- MICHELETTI, A. (1970): Carniola di Bovegno. - St. ill. Carta Geol. Italia, For., Geol., 4, 13-17.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. - 248 pp., Wien.
- PISA, G. (1972): Geologia dei monti a N di Forni di sotto, Carnia Occidentale. - Giorn. Geol., 38, 543-691.
- PISA, G. (1974): Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleo-strutturale dei depositi di piattaforma carbonatica medio-triassica delle Alpi carniche sud-occidentali. - Mem. Soc. Geol. It., 13, 35-83.
- PISA, G.; FARABEGOLI, E. & E. OTT (1979): Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Mem. Soc. Geol. It., 18 (1978), 63-92.
- ROSSI, D. (1973): Il conglomerato di Richthofen e la superficie di discordanza alla sua base. - Atti Acc. Rov. Agiati, 13, 3-17.
- SELLI, R. (1973): Alpi e Prealpi Carniche. - 247-254 in DESIO, A.: Geologia dell'Italia, UTET, Torino.
- TORNQUIST, A. (1901): Das vicentinische Triasgebirge. Eine geologische Monographie. - Kgl. Preuß. Akad. Wiss. Berlin, Stuttgart.
- TREVISAN, L. (1939): Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale). - Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, 13, 3-128.

Geologie und Erzmineralisation der Lagerstätte Ozbak-Kuh (Chorassan, Iran)

von J.G. Haditsch*

Diese Arbeit ist in Verehrung Herrn w.HR.Prof.Dr.Franz KÄHLER (Klagenfurt), der sich auch vielfach um die Klärung der iranischen Stratigraphie verdient gemacht hat, zur Vollendung seines 80.Lebensjahres gewidmet.

Zusammenfassung

Bisher war für die Pb-Zn-Lagerstätten in den östlichen Randketten der Großen Salzwüste (Kavir) nur ihre im Tertiär abgelaufene metasomatische Bildung bekannt. Nun beweist der Fund einer syngenetischen Erzmineralisation im Sibzar-Dolomit von Ozbak-Kuh eine paläozoische (oberdevonische) Anlage (Protoerzbildung) dieser schichtgebundenen und seinerzeit bedeutenden - wenngleich in der lagerstättenkundlichen Literatur noch kaum behandelten - Blei-Zink-Lagerstätte. Erst die wahrscheinlich auf den tertiären Andesit-Vulkanismus zurückgehenden hydrothermalen Mobilisationen und mit diesen in Zusammenhang stehenden metasomatischen Vorgänge dürften zu bauwürdigen Anreicherungen geführt haben.

Summary

In the past it was only possible to establish the metasomatic formation of the lead and zinc deposits in the eastern ranges of the Great Salt Desert (Kavir)

* Univ.-Prof.Dr.Johann Georg HADITSCH,
A-8043 Graz, Mariatroster Straße 193

in Iran. Now the proof of a syngenetic mineralization within the Sibzar dolomite of Ozbak-Kuh demonstrates the paleozoic, i.e. upper-Devonian protore formation of this strata-bound and in its time important lead and zinc deposit, which remained up to now nearly unknown, as far as it concerns the metallogenetic literature. Hydrothermal mobilisations, which probably were caused by the andesitic volcanism of Tertiary age, and metasomatic events may have lead to mineable enrichments.

Vorbemerkung

Im Iran treten in vier Regionen Pb-Zn-Lagerstätten auf (Tafel 1):

- a) in Aserbeidschan (z.B. Anguran) und im Alburs;
- b) in den Regionen von Esfahan und Arak;
- c) im Bereich Anarak - Yazd (beispielsweise die in einer vulkanosedimentären Serie liegende Lagerstätte von Kuschk oder Nachlak);
- d) im Raum Tabas - Ferdous (z.B. Ozbak-Kuh)

Für viele dieser Lagerstätten wird eine epigenetische, genauer:hydrothermal-metasomatische Bildung angenommen. Für eine der größten dieser Erzmineralisationen, nämlich für Ozbak-Kuh, konnten vereinzelt Anzeichen gefunden werden, die eine oberdevonische und ursprünglich syngenetische, sedimentäre Anlage und eine spätere, mehrphasige und hydrothermale Mobilisation nahelegen.

Einleitung

Die Randketten der Großen Salzwüste (Kavir) enthalten eine Reihe von Blei-Zink-Lagerstätten (O.M.FRIEDRICH 1960; Tafel 2); die bedeutendste davon war Ozbak-Kuh, etwa 240 Straßenkilometer (bzw. 180 km Luftlinie) südlich von Sabzewar, 60 km SSW von Doroneh und 120 km nördlich von Tabas gelegen. Das Erz wurde hier schon in vorgeschichtlicher Zeit bis zum Grundwasserspiegel abgebaut. Nach dem Zweiten Weltkrieg wiederaufgefunden, begann die Société Maaden Loute (Tehran) im Jahre 1333 (1954 n.Chr.) mit dem weiteren Abbau dieser Lagerstätte wie auch mit dem in den nur etwa 1 km von ihr entfernten Gruben von Schureh.

Der Bergbau von Ozbak-Kuh ging bis zum Jahre 1968 bis in 400 m Teufe um. Bis zur 250 m - Sohle bebaute man nur einen steilstehenden Gang, nämlich den Hauptgang. Auf der 250 m - Sohle fand man im SW der Lagerstätte, nahe ihrer Grenze einen Nebengang ("2.Hangendgang") und später noch einen weiteren ("1.Hangendgang"). Mit zunehmender Teufe verringerte sich das bauwürdige Gangstreichen infolge tektonischer Einflüsse, wie auch die Erzkörper selbst verarmten (Tab. 1).

Tabelle 1

Bauwürdiges Gangstreichen (angenähert) in m

175 m - Sohle	200
Abbau 250	$190^{1)} + 25^{2)} = 215$
250 m - Sohle	$190 + 50^{2)} + 5^{3)} = 245$
Abbau 275	$160^{4)}$
275 m - Sohle	100
Abbau 300	$55^{5)}$
300 m - Sohle	30
Abbau 325	$60^{6)}$
325 m - Sohle	30
Abbau 350	$50^{7)}$
350 m - Sohle	60
Abbau 375	$40^{8)}$
375 m - Sohle	40

- 1) Ca. 35 m über der 250 m - Sohle
 2) 2. Hangendgang, 6 m über der 250 m - Sohle
 3) 1. Hangendgang
 4) Ca. 10 m über der 275 m - Sohle
 5) 5 - 10 m über der 300 m - Sohle
 6) 12 - 16 m über der 325 m - Sohle
 7) 12 - 15 m über der 350 m - Sohle
 8) 5 m über der 375 m - Sohle

Diese Abnahme der Streichlängen der bauwürdigen Gänge mit zunehmender Teufe geht auf die Verschneidung der Nördlichen mit der Südlichen Randstörung (s.u.) im SW der Lagerstätte zurück: Die Schnittlinie streicht NE-SW und taucht steil gegen NE ein, weshalb mit zunehmender Teufe die SW-Grenze der Lagerstätte beständig gegen NE zieht.

Im Nordosten keilt auf den 275- und 300 m - Sohlen der Hauptgang allmählich aus, auf den 275 m - und 300 m - Sohlen wird er vor dem Auskeilen durch Störungen abgeschnitten. Die zuletzt genannten Verwürfe sind wahrscheinlich mit jenen 160 m östlich des Schachtes 1 identisch. Dort bewirkten

sie, neben Versetzungen, auch eine Mächtigungsabnahme des Sibzar-Dolomites.

Obwohl es auch für Ozbak-Kuh behauptet wurde, ist bisher für diese Lagerstätte keine Änderung des Metallgehaltes mit zunehmender Teufe sicher belegt. So wurde beispielsweise berichtet, daß 1957 und in den folgenden Jahren das Roherz, das damals aus den Abbauen über der 250 m - Sohle gefördert wurde, einen mittleren Gehalt von 15 % Pb aufwies, wogegen das Roherz um das Jahr 1965 einen solchen von 12 % Pb und 2 % Zn gehabt hätte. Dies würde zwar an und für sich gut zu den Erfahrungen passen, die man in anderen zinkführenden Bleilagerstätten Ostirans machte, daß nämlich die Zn - Gehalte der Erze mit Annäherung an die Lagerstätten-grenzen allmählich zunehmen, doch konnte diese Annahme durch eine gezielte Probenahme nicht erhärtet werden: Nachdem zunächst festgestellt werden sollte, daß Ozbak-Kuh keine Zementationszone im eigentlichen Sinn aufweist, kann nunmehr festgehalten werden, daß 57 zwischen -175 m und -300 m gezogene Proben keinen signifikanten Trend im Pb/Zn - Verhältnis nachweisen könnten. Auch von alten Flotationshalden gezogene Proben wiesen einen bemerkenswerten Zinkgehalt auf, womit wohl das Auftreten einer Zn - Mineralisation auch in den oberen Teufen bewiesen erscheint. Zusammenfassend kann damit wohl gesagt werden, daß in Ozbak-Kuh ein primärer Teufenunterschied nicht sicher beweisbar ist. Ein solcher könnte gegebenenfalls nur durch den höheren Pyritgehalt der Erze von den tieferen Sohlen angedeutet werden.

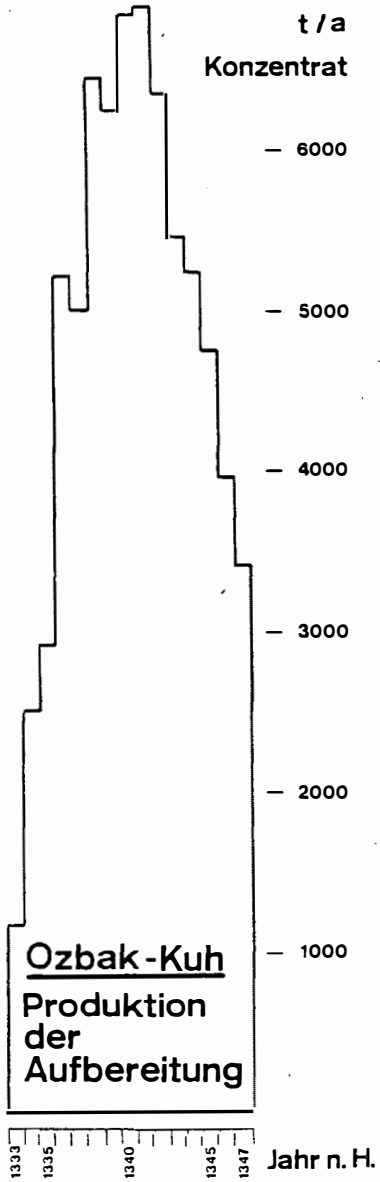
In den Jahren 1333 bis 1347, d.h. in fünfzehn Jahren, lieferte die Aufbereitung von Ozbak-Kuh insgesamt 72.395 t Konzentrat (dazu Abb. 1). Da in den letzten drei Betriebsjahren selektiv flotiert wurde, ist in dieser Menge auch ein geringer Anteil an Zn - Konzentraten enthalten. Zudem wurden in Ozbak-Kuh auch die Erze der kleineren Gruben der Umgebung (z.B. von Garredu) aufbereitet, über deren Menge zwar keine genauen Aufzeichnungen erhältlich waren, über die aber immerhin ausgesagt werden kann, daß ihr Anteil am Aufgabegut in den letzten Betriebsjahren zwar verhältnismäßig gering war, jedoch laufend anstieg. Mit allen Vorbehalten läßt sich errechnen, daß die Konzentrate (bei einem Metallgehalt von annähernd 60 %) mindestens 40.000 t Metall, vorwiegend Blei, lieferten. Auf die Gangfläche zwischen dem Ausbiß und der 400 m - Sohle bezogen ergibt sich bei einem Metallausbringen von nur 30.000 t für Ozbak-Kuh (der Rest entfällt auf die Lagerstätten der Nachbarschaft) die durchaus beachtliche Metallschüttung von durchschnittlich 450 kg.

Den vorhin gebrachten Angaben über den Halt der Erze im Jahr 1957 und in den darauffolgenden Jahren (durchschnittlich 15 % Pb) stehen die wahrscheinlich zutreffenderen Hinweise entgegen, wonach der Metallgehalt der Erze in den ersten Betriebsjahren (d.h. ab 1954) durchschnittlich 13 % Pb und 2-3 % Zn betragen hätte. Für das letzte Betriebsjahr wurde der Aufgabehalt von 4,7 % Pb und 3,6 % Zn angegeben. Zweifellos kommen dabei in den zuletzt genannten Zahlen auch die Förderung der umliegenden kleinen Gruben und die Aufgabe der Setzberge (2,5 % Pb, 5-6 % Zn) und Herdabgänge (1,5 % Pb, 4 % Zn) zum Ausdruck.

Die Gewinnung betrug in Ozbak-Kuh anfangs 50 t/Tag und stieg nach dem Bau der Flotationsanlage auf 150 t/Tag. In den letzten Betriebsjahren fiel sie wieder auf unter 100 t/Tag ab.

Die Gesamtbelegschaft des Betriebes betrug in den ersten Jahren rund 300 Mann, im Jahre 1342 (d.h. nachdem bereits, entsprechend der Abb. 1,

Abbildung 1



die höchste Produktion erreicht worden war) annähernd 400 Mann, welche insgesamt 113.800 Schichten verfahren.

Seit dem Jahre 1968 ruht der Betrieb. Die Bedeutung der relativ reichen Mineralisation von Ozbak-Kuh und die interessante Genese dieser Lagerstätte in Form einer ursprünglich syngenetisch-sedimentären, in ihrer heutigen Ausgestaltung aber als einer zwar schichtgebundenen, aber hauptsächlich epigenetischen Metallisation legen eine ausführliche Beschreibung nahe.

Stratigraphie und Tektonik

Die Stratigraphie der Gegend von Ozbak-Kuh kann nach den Arbeiten von H.FLÜGEL (1962), H.FLÜGEL & A.RUTTNER (1962), A.RUTTNER (1961) und J.STÖCKLIN et al. (1964) als geklärt angesehen werden (Abb. 2). Das Paläozoikum gehört hier

- A) der Guschkamar - Gruppe, speziell der Padeha - Formation, und
- B) der Ozbak-Kuh - Gruppe mit deren drei unteren Formationen (Sibzar; Bahram, Schischtu) an.

In unmittelbarer Nachbarschaft der Lagerstätte treten zudem noch Gesteine der Schirgescht - Formation (Mila - Gruppe) auf.

Im einzelnen kann man folgende Gesteine unterscheiden (dazu: Taf. 3): An der Basis liegen helle, unterschiedlich reine (d.h. unterschiedlich dolomitische) Gipse der Padeha - Formation, die zeitweise auch in Schureh für den örtlichen Bedarf gebrannt wurden. Diese Evaporite finden sich zwischen den Gruben von Ozbak-Kuh und Schureh, sowie (auf der Tafel 3 nicht eingetragen, weil schon zu weit südlich gelegen) südlich anschließend an die Korallen- und Brachiopodenkalke längs der sogenannten "Südlichen Störungszone" (s.u.).

Eine Analyse dieses Padeha - Gipses (1) und seiner megaskopisch erkennbaren Einschlüsse (2) ist in der Tabelle 2 angegeben (Analytiker: F.LASKOVIC, Kirchdorf/Kr., OÖ.).

Aus der Gipsanalyse läßt sich errechnen (auf- bzw. abgerundete Werte):

- a) Mol-% $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ / CaSO_4 / Karbonat = 64,5 / 4,3 / 31,2
- b) Mol-% Dolomit / Calcit = 45,7 / 54,3
- c) Gew.-% CaCO_3 / MgCO_3 = 72,2 / 27,8
- d) Mol-% CaCO_3 / MgCO_3 = 68,6 / 31,4

Somit ergibt sich vor allem ein relativ hoher Karbonatgehalt mit einer beachtlichen Calciumkarbonatvormacht (zum Vergleich: H.ANGERER et al. 1980: 294, 295).

Auch für die megaskopisch erkennbaren, dunklen (fast schwarzen), dolomitischen Einschlüsse ergibt sich nach der Berechnung ein beachtlicher Calcitgehalt

- a) Mol-% Dolomit / Calcit = 87,6 / 12,4
- b) Gew.-% CaCO_3 / MgCO_3 = 57,5 / 42,5
- c) Mol-% CaCO_3 / MgCO_3 = 53,3 / 46,7

GRUPPE	FORMATION		MÄCHTIGKEIT (m)
Tabas	Schotori Sorch Dschamal	m.Trias Perm	1600
Ozbak-Kuh	Sardar Schischtu Bahram Sibzar	Oberkarbon Oberdevon	- 2000
Guschkamar	Padeha Niur	Unterdevon Silur	1350
Mila	Schirgescht Darandschal Kalschaneh	Ordovic Mittelkambrium	3000
	Lalun Zaigun Barut Soltanieh	Unterkambrium bis Infrakambrium	Abbildung 2

Abbildung 2: Stratigraphische Tabelle, zusammengestellt nach H.FLÜGEL (1962), H.FLÜGEL & A.RUTTNER (1962), A.RUTTNER (1961), J.STÖCKLIN et al. (1964) und der Geologischen Karte des Iran 1 : 1,000.000 von H.HUBER (National Iranian Oil Company : Geological Map of Irān; Sheet No. 3 North-East Irān; Tehran 1977).

N.B. : Einige Synonyma:

Sorkh (=Sorch); Jamal (=Dschamal); Shistu, Shishtu (=Schischtu); Zibzar (=Sibzar); Derenjal (=Darandschal).

Tabelle 2

	(1)	(2)
SiO ₂	7,67	0,30
Al ₂ O ₃ + ...	--	0,32
Fe ₂ O ₃	0,94	0,35
H ₂ O ⁻³ 1)	13,01	0,09
CO ₂ + H ₂ O ^{+ 2)}	11,21	46,93
SO ₃	30,82	n.b.
CaO	31,40	31,69
MgO	3,23	19,96
Summe:	98,82	99,64

1) 250° C

2) 250 - 1000° C (für die Berechnung der Analyse 1 angenommen:
7,31 % CO₂, 3,90 % H₂O)

In der Grube Ozbak-Kuh wurde Gips, in größerer Teufe auch Anhydrit, oft mit Andesit vergesellschaftet, verritz. Klüfte im Dolomit und in den Erzgängen wurden häufig durch Gips, manchmal in prachtvollen, bis zu 9 cm großen unverzwilligten Kristallen, ausgeheilt.

Auf den Gips bzw. Anhydrit folgt mit wechselnder Mächtigkeit (10 - 50 m) der erzführende Sibzar - Dolomit, in seinen vererzten Bereichen seinerzeit von O.M.FRIEDRICH (1960) "Metasomatischer Dolomit" genannt. Dieser führt etwa 120 m östlich des Schachtes 1 in seinen hangendsten Partien einige geringmächtige Kalkbänke.

Eine chemische Untersuchung (Analytiker: F.LASKOVIC) wies einen verhältnismäßig reinen Dolomit nach (Tabelle 3, Analyse 3).

Jünger als diese Dolomite ist die Folge der Bahram - Formation mit hellblauen bis grauen Kalken - oft mit stark graphitischen Einschaltungen - und braunen dünnplattig brechenden Kalkschiefern. Obertags stehen diese Kalke und Schiefer längs der Nördlichen Randstörung und in großer Verbreitung zwischen der Südlichen Randstörung und der Südlichen Störungszone an. Grobwellig verfaltete graue Kalke bauen den gesamten Bergkamm südlich der Lagerstätte auf und führen örtlich reichlich Korallen und Brachiopoden. Da diese Bahram - Kalke, d.h. eigentlich nur der hellblaue Kalk mit den Graphitschiefern, in der Grube jeweils im Norden, d.h. im Bergmännisch-Hangenden, an den Dolomit anschließen, hat sich für diese Serie die Bezeichnung "Hangendkalk" eingebürgert.

In die Schischtu - Formation gehören eine Reihe von gut unterscheid-

baren Kalken und Kalkschiefern. Das älteste Glied dieser Formation sind dunkelblaue Kalkschiefer mit hellen Calcitadern, die die Südliche Randstörung begleiten. Darauf folgen bläulich-rötliche, bräunlich anwitternde Kalkschiefer. Zwischen diese beiden eben genannten Kalkschiefer finden sich (rund 330 m östlich des Schachtes 1) dünnbankige Plattenkalke und hellblaue Kalke eingeschaltet, die im Osten (d.h. südlich der Gruben von Schureh) rasch an Mächtigkeit gewinnen. Da diese Kalke und Kalkschiefer in der Lagerstätte stets im Süden, d.h. im Bergmännisch-Liegenden (=Geologisch-Hangenden) vorkommen, war in der Grube für sie der Ausdruck "Liegendkalk" gebräuchlich.

Tabelle 3

	(3)	Moläquiv. x 1000	Dolomit	Magnetit	Gips	Anhydrit	Rest
SiO ₂	0,61	10					10
Al ₂ O ₃	1,38	14					14
Fe ₂ O ₃	0,60	(FeO) 4	4				
FeO	0,54	8	8				
MnO	0,10	1	1				
H ₂ O ⁻	n.b.	-					
CO ₂ + H ₂ O ⁺	41,78	CO ₂ : 941 H ₂ O: 19	886	55		18	
SO ₃	6,14	77			9	68	1
CaO	29,16	520	443		9	68	
MgO	19,56	485	430	55			
Summe:	99,87						

Nach den chemischen Analysen (Tabelle 4, Analysen 4-7) handelt es sich bei dieser karbonatischen Abfolge bei den hellblauen fossilführenden Varietäten um schwach dolomitführende Kalke, bei den liegendsten Kalkschiefern um dolomitführende, bei den mittleren, braunen Kalkschiefern (siehe: Taf. 3) eigentlich um Dolomit-Calcit-Schiefer und bei den hangendsten blauen um dolomitische Kalkschiefer. Zu dieser eben in Rede stehenden Kalk-Kalkschiefer-Abfolge gehören auch verschiedene Sandsteine und ein grüner sandiger Schiefer. Ein heller Sandstein ist obertags zwar an mehreren Stellen aufgeschlossen, untertags aber nicht angefahren worden. Die grünen Sandsteine und Schiefer nehmen besonders südwestlich der Lagerstätte einen breiten Raum ein. Die Grenze zwischen ihnen und den südlich an sie anschließenden Bahram-Kalken wird durch eine starke Störung markiert.

Postpaläozoisch (nach A. RÜTTNER postkretazisch) drangen Andesite auf. Obertägig haben sie östlich der Grube bis nach Schureh eine besonders starke Verbreitung. Wo diese Eruptiva im Süden an die Karbonatgesteine grenzen, wurden diese kontaktmetamorph umgewandelt, d.h. entweder so stark umkristallisiert, daß oft nur mehr grobkristalline Kalkspatmassen vorliegen, oder von einem engen Kluftnetz durchzogen, das nachträglich durch Calcit ausgeheilt wurde. Auf diese Weise kann, wie später noch näher ausgeführt werden soll, die Netzkalkbildung in einen direkten Zusammenhang mit der vulkanischen Tätigkeit gebracht werden.

Die eben genannten Ergußgesteine treten meist an der Grenze von Gips zu den Kalken und zum Sibzar - Dolomit auf, doch konnten ab und zu auch Andesitmassen in Form kleiner und geringmächtiger Linsen im Gips selbst festgestellt werden (diese wurden wegen ihrer geringen Bedeutung auf der Karte nicht gesondert vermerkt).

Tabelle 4

	(4)	(5)	(6)	(7)
	Hellblaue, fossil- führende Kalke	Liegendste Kalkschiefer	Mittlere, brau- ne Kalkschiefer	Hangendste, blaue Kalkschiefer
SiO ₂	2,38	21,24	30,45	2,98
Al ₂ O ₃ + ...	0,12	4,81	5,96	1,01
Fe ₂ O ₃	0,19	2,17	3,60	0,82
H ₂ O ⁻	n.b.	0,15	0,34	0,20
H ₂ O ⁺ + CO ₂	43,04	31,36	27,22	42,92
CaO	53,28	35,89	21,03	45,28
MgO	0,91	2,22	9,17	6,96
Summe:	99,92	97,84	97,77	100,17

(Analytiker: F. LASKOVIC)

An einer Stelle südwestlich des Schachtes 1 (in der Nähe der ehemaligen Werkstätten) kommt ein dunkelrötbrauner, feinkörniger, auf den s-Flächen glänzender Schiefer vor, der einen Andesitabkömmling darstellen könnte.

In der Grube traten (ab und zu verschieferte) Andesite, immer im Liegenden (Süden) des Hauptganges, auf, häufig zusammen mit Gips oder Anhydrit, so z.B. auf der 250 m - Sohle beim Schacht 3 und südwestlich davon, dort die beiden Nebengänge diskordant durchschneidend. Auf der 275 m - Sohle wurden im Westen, d.h. zwischen dem 1. Hangengang und dem Schacht 3, drei verschieferte Andesitlinsen durchörtert, welche dort mit ste-

rilem Dolomit verschuppt waren. Im Osten der gleichen Sohle grenzt der Andesitschiefer fast an den Hangendkalk. Der dazwischenliegende Dolomit ist hier nur mehr einen Meter mächtig. Auch auf der 300 m - Sohle gab es Eruptiva, hier allerdings so stark mit Gips und Anhydrit vermischt, daß man von einem tektonischen "Andesit-Gips-Anhydrit-Konglomerat" sprechen konnte. Der Querschlag vom Schacht 2 stand auf dieser Sohle 24 m, entsprechend einer wahren Mächtigkeit von 20 m, in diesem "Konglomerat"; 140 m weiter östlich war es nur mehr 1,5 m mächtig.

Wie man auch aus dem Kartenbild ersehen kann, sind die Eruptiva längs tektonisch vorgezeichneter Linien aufgestiegen, so beispielsweise an der Grenze zwischen dem Gips und den bräunlichroten Kalkschiefern oder zwischen dem relativ starren Dolomit und dem hochteilbeweglichen Gips.

Die ganze Abfolge wird von vielen Störungen unterschiedlicher Bedeutung zerhackt. Die wichtigsten von ihnen verlaufen ENE bis NE / WSW bis SW, wobei bei diesen die NE - SW-streichenden jünger als jene in ENE - WSW sind. Nach der metasomatischen Vererzung wurde diese Lagerstätte von vielen Verwürfen betroffen. Die wichtigsten dieser jungen Brüche streichen in NW - SE, NNW - SSE, N - S, NNE - SSW und NE - SW, das heißt mit wenigen Worten: die stärksten der jungen Störungen liegen um N - S. Rupturen in anderen Richtungen (z.B. um E - W) sind sehr selten, besonders obertags und mit einer einzigen Ausnahme (auf der 250 m - Sohle, wo der 1. Hangendgang durch eine derartige Störung total abgeschnitten wurde) konnten längs dieser Brüche nirgends Verschiebungen in einem Ausmaße von über 1 oder 2 m festgestellt werden.

Wie A. RUTTNER zeigen konnte, handelt es sich bei den zuerst genannten, ENE - NE / WSW - SW - streichenden Störungen um streichend die Randketten durchziehende Schuppengrenzen und Überschiebungsbahnen. Vier von ihnen ziehen auch durch Ozbak-Kuh und beeinflussen, wie dies später ausführlicher dargelegt werden soll, die Lagerstätte nachhaltig. Es sind dies (von NW gegen SE):

- 1) die Grenze der Schischtu - Formation gegen die Bahram - Kalke
- 2) die Nördliche Randstörung
- 3) die Südliche Randstörung
- 4) die Südliche Störungszone (Bezeichnungen nach O.M. FRIEDRICH 1956).

Die Nördliche Randstörung fällt saiger bis mittelsteil gegen N ein und zerschlägt sich etwa 180 m östlich des Schachtes 2. Von hier bis zum Andesit auf dem Weg nach Schureh scheint eine normale Lagerung, d.h. ein sedimentärer Verband Dolomit / Bahram - Kalk, vorzuliegen.

Auch die Südliche Randstörung steht sehr steil, pendelt um die Vertikale. Im SW scharf sie auf die Nördliche Randstörung zu und zerschlägt sich dabei in einzelne Teilverwürfe.

Beide Randstörungen streichen, wie dies auch aus der Tafel 3 zu entnehmen ist, zuerst ENE - WSW, biegen aber auf dem Meridian des Schachtes 1 in die NE - SW - Richtung um, womit sie sich der Streichrichtung der Schischtu - Grünschiefer - Grenze angleichen. Jenseits dieser markanten Grenze, die die gesamte Folge (beginnend vom Hangendkalk über den erzführenden Sibzar - Dolomit und den Liegendkalk bis zum Kalk südlich der Südlichen Randstörung) abschneidet, konnte bisher die Fortsetzung der beiden Randstörungen und der genannten Abfolge noch nicht aufgefunden werden. Diese Schuppengrenze der Schischtu - Formation ist also zweifellos jünger als

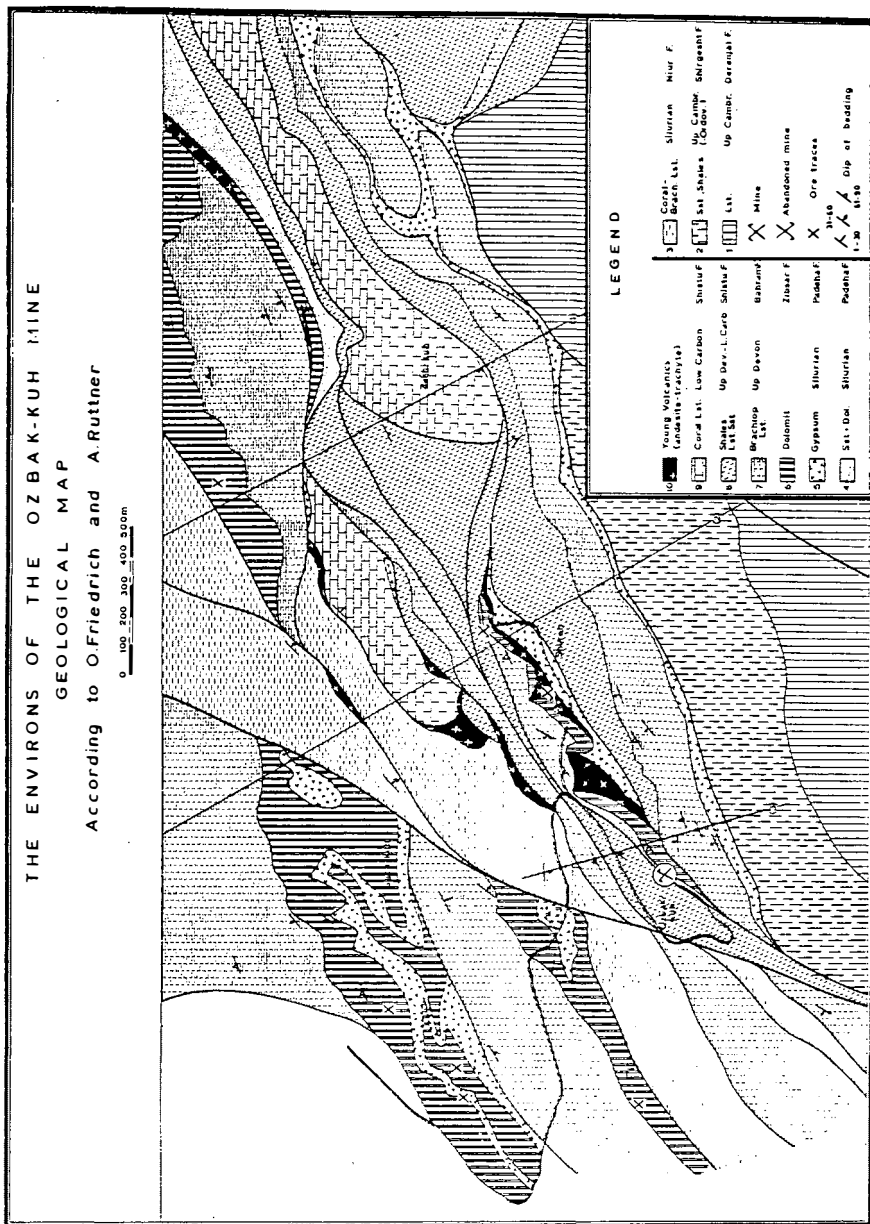


Abbildung 3: Die Umgebung der Gruben von Ozbak-Kuh und Schureh (nach N. N. 1964)

die beiden Randstörungen, was die Richtigkeit der vorhin gebrachten und auf A. RUTTNER zurückgehende Feststellung über das unterschiedliche Alter dieser großen Störungen beweist. Jedenfalls hatte dieser Befund auch für den Bergbau eine große Bedeutung, hieß dies doch, daß mit dieser Grenze gleichzeitig auch die Lagerstättengrenze erreicht wurde. Da diese Störung, wie schon gesagt, jünger als die s - Flächen- und B - Tektonik des Sibzar - Dolomites und seiner Nachbargesteine ist, war zu erwarten, daß sich eine Annäherung an diese Störung auch in den Gefügediagrammen bemerkbar machen würde.

Auch die letzte dieser starken Verwerfungen war für den Bergbau bedeutungsvoll. O.M. FRIEDRICH nannte sie 1956 "Südliche Störungszone". Längs dieser ENE - WSW-streichenden Zone grenzen die Bahram - Kalke und der diese unterlagernde Gips einige hundert Meter südlich der Grube an die Schiefer und Sandsteine der Schirgescht - Formation. Die Lage dieser Störungszone ist aus den Abbildungen 3 und 4 zu entnehmen.

Die Nördliche Randstörung folgt praktisch vollständig dem sedimentären s, die Südliche Randstörung folgt ihm zeitweilig, schneidet es aber meist diskordant ab (N.N. 1964). Die mittelsteil gegen N einfallende Südliche Störungszone trennt die Schirgescht - diskordant von der Bahram- und der Padeha - Formation. Während die Südliche Randstörung keinen oder nur einen unwesentlichen Einfluß auf die Dolomitmächtigkeit hat und daher eine laterale und vertikale Fortsetzung des erzführenden Dolomites und damit das weitere Niedersetzen der Erzgänge nicht ausschließt, schneidet die Südliche Störungszone die Dolomite und damit auch die erzführende Zone glatt ab (Abb. 4). Mit dem Erreichen dieser Störungszone in der Grube war demnach die untere Lagerstättengrenze gegeben. Ältere Aufnahmen (N.N. 1964) ließen diese etwa ab 250 m Teufe erwarten. Die drastische Verarmung unterhalb der 275 m - Sohle schien zu bestätigen, daß die Randstörung und damit die Lagerstättengrenze erreicht sei. Um diese Frage aber zu klären, entschloß sich die Bergbaugesellschaft zu einer gründlichen geologischen Aufnahme. Die hauptsächlichste Schwierigkeit lag dabei darin, daß sowohl der erzführende Sibzar - Dolomit als auch die Südliche Störungszone an Gips (bzw. Anhydrit) mit Andesitschollen grenzt. Es war also die Frage zu beantworten, ob der Gips auf den tiefsten Sohlen dem nördlich der Südlichen Randstörung oder dem die Südliche Störungszone begleitenden entspricht. Petrographisch sind beide Gipslagen völlig gleichzusetzen. Auch wurde der Gips bzw. Andesitschiefer nirgends gegen Süden durchfahren. Daher war es auch nicht möglich, aus dem Liegenden auf die Randstörung oder die Störungszone zu schließen, denn die Kalkschiefer oder Bahram - Kalke hätten für jene gesprochen, Gesteine der Schirgescht - Formation diese bewiesen. So verblieb zur Klärung dieser Frage nur eine Analyse des Megagefüges, da zu erwarten war, daß sich bei Erreichen bzw. Überfahren der Südlichen Randstörung die Achsenlagen grundlegend ändern würden, was sich natürlich auch in der Gefügestatistik ausdrücken sollte.

Obertags unterschieden sich die neun erfaßten Homogenitätsbereiche durch die Form und Anordnung der s - Flächenpolhäufungen, der β - Gürtel, des Jf und B. Zusammenfassend kann über die Gefügeuntersuchungen ausgesagt werden, daß die Hangendkalke, der Dolomit und die Kalkschiefer im Liegenden der Lagerstätte eine ähnliche Verformung aufweisen. Abweichend davon verhalten sich die Kalke südlich der Südlichen Randstörung: Diese zeigen flacher liegende β - Gürtel, die zudem noch hinsichtlich ihrer Streichrichtungen stark schwanken. Auf Grund dieser Ergebnisse war zu erwarten, daß sich beim Erreichen bzw. Überfahren der Südlichen Randstörung auch in der Grube eine geänderte Gefügeordnung bemerkbar machen müßte. Diese sollte

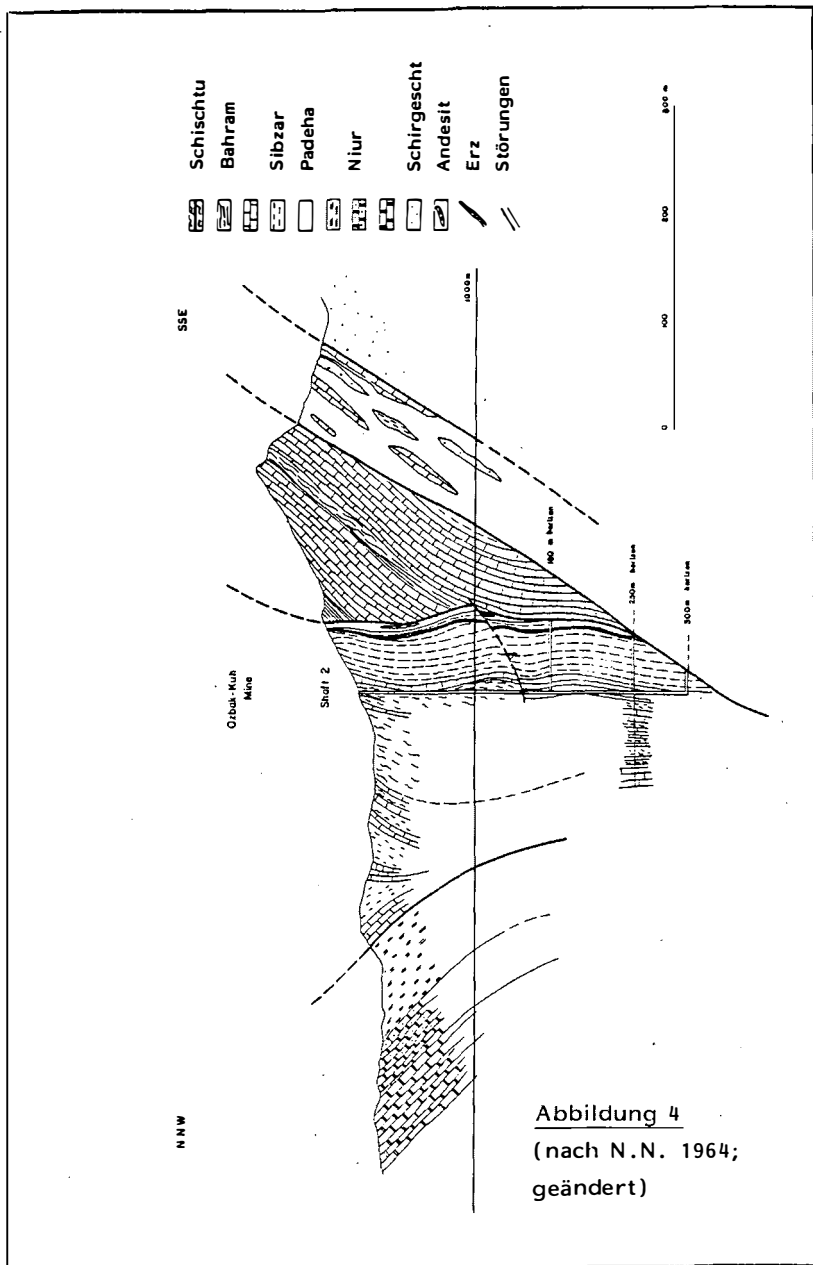


Abbildung 4
 (nach N.N. 1964;
 geändert)

noch stärker beim Erreichen der Südlichen Störungszone zum Ausdruck kommen.

In der Grube von Ozbak-Kuh wurden insgesamt über 3200 Gefügedaten eingemessen, diese in Diagrammen zusammengefaßt und ausgewertet. Aus Platzgründen und auch deshalb, weil hier Einzelheiten unwesentlich sind, werden nachstehend nur die wesentlichsten Ergebnisse zusammengefaßt: Die B - Achsen des Dolomites fallen im W bis SW mit denen des Hangendkalkes zusammen. Das flächige Gefüge (ss) zeigt im Grubenbereich eine starke Ähnlichkeit der Kalke und des Dolomites. Unterschiede der Flächenlagen ergaben sich lediglich für den Dolomit mit zunehmender Teufenlage: Während nämlich die Flächenpole in den oberen Teufen im NW - Quadranten liegen, sind sie ab der 250 m - Sohle im SW gelagert. Auf der 300 m - Sohle pendeln sie wieder gegen NW. Es ergibt sich somit das gleiche Bild, das auch z.B. für den Hauptgang aus den verschiedenen Profilen hervorgeht (Tafel 6). Damit kann festgestellt werden, daß der Hauptgang in seinen wesentlichsten Teilen dem örtlichen und linearen Gefüge folgt.

Die Störungen, die jünger als die metasomatischen Vererzungsphasen sind, bevorzugen zwei Richtungen: Eine (besonders auf den Sohlen -212 m und -250 m) streicht NE - SW; diese Verwürfe fallen meist mittelsteil bis steil gegen SE ein. Die zweite Richtung verläuft NW - SE. Die zuletzt genannten Brüche pendeln um saiger, einmal gegen SW, das andere Mal gegen NE eintauchend. Diesem allgemeinen Schema junger Zerbrechungen folgen auch die Störungen auf der 300 m - Sohle.

Aus dem Vergleich der wesentlichsten Richtungen des sedimentären s mit dem generellen Gangstreichen auf den betreffenden Sohlen geht hervor, daß etliche junge Störungen entweder dem ss folgen oder sehr spitzwinkelig darauf stehen, was auch ein allmähliches Verdrücken des Hauptganges dieserseits und auch eine langsame Mächtigkeitzunahme jenseits derartiger Störungen zur Folge haben konnte. Recht eindrucksvoll zeigten sich diese Erscheinungen im SW - Teil der 175 m - Sohle und des Abbaues 212 m.

Zusammengefaßt ergaben die 1965 durchgeführten Untersuchungen tatsächlich den Nachweis, daß damals die Südliche Störungszone noch nicht erreicht war, welche Erkenntnis damals die Möglichkeit eröffnete, über einen gezielten Hoffnungsbaue in der Teufe weitere Vorräte aufzuschließen. Diese wurden in der Folge auch gefunden und bis 1968 abgebaut.

Neben den bisher beschriebenen, den westlichsten, Störungen kommt, wie schon früher erwähnt, noch eine Reihe von weiteren NW - SE- bis N - S-streichenden, schwächeren, s - parallelen oder diskordanten Abschiebungen vor. So konnten z.B. in einem Tal, das etwa 80 m östlich des Schachtes 2 aus dem SE herabzieht, drei Blattverschiebungen und Abschiebungen beobachtet werden, die u.a. auch eine wesentliche Einengung des erzführenden Dolomites bedingten. Während nämlich der Dolomit westlich dieser Struktur mindestens 30 m, meist aber an die 50 m mächtig ist, zeigt er östlich davon nur mehr eine Mächtigkeit um 10 m.

Die Dolomitgrenzen sind nur teilweise stratigraphische (so etwa gegen den Gips und die hellblauen Bahram - Kalke); meist sind diese später auch tektonisch überformt worden (so z.B. durch die Nördliche Randstörung).

Durch verschiedene Störungen wurden die Korallen- und Brachiopodenkalke in grobe Schollen zerlegt, was dort, wo sie mit einem flachliegenden ss zusammenwirken, bis in unsere Zeit zum Abgleiten großer Blöcke führt. Alle diese Brüche sind älter als die Südliche Randstörung (denn sie werden von dieser abgeschnitten) und damit auch älter als der Schuppen- und Deckenbau dieses Gebietes.

Die Lagerstätte

Wegen der schon zum Großteil versetzten höhergelegenen Baue mußte auf eine eingehende Bearbeitung des tagnahen Grubenbereiches verzichtet werden. Die Aufnahme beschränkte sich daher auf den Raum unter der 175 m - Sohle. Allerdings wurde auch versucht, die alten Betriebsaufzeichnungen für die Erfassung der darüberliegenden Areale zu nutzen.

Das Träbergestein, der Sibzar - Dolomit, bildet in Ozbak-Kuh bis in etwa 250 m Teufe eine rund 300 m lange und maximal 50 m mächtige ENE - WSW-streichende Linse, an die sich obertags, von ihr durch Störungen getrennt, ein etwa 250 m langer und 10 m mächtiger Dolomitstreifen anschließt. Auch dieser Streifen war vererzt und wurde von den Alten bis in unbekannte Teufen abgebaut.

Die Mächtigkeit der zuerst genannten Dolomitlinse nimmt zwischen 250 und 300 m Teufe rasch bis auf nur etwas über 20 m ab. Gleichzeitig weicht auch die Westgrenze der Linse gegen ENE zurück, sodaß auch die streichende Erstreckung der Linse mit zunehmender Teufe geringer wird (Tafel 5). Auf der 275 m - Sohle und darunter wird zudem die Tektonik durch eine intensive Verschuppung des Dolomites mit seinem Liegenden (Anhydrit, Gips, Andesit) noch komplizierter. So wurden beispielsweise in dem Querschlag, der auf der 275 m - Sohle vom 1. Hangendgang gegen SSE führt, zuerst 9 lfm Dolomit, dann 6,5 lfm Andesitschiefer, dann wieder 12 lfm Dolomit, nochmals 7,5 lfm Andesitschiefer, abermals 10 lfm Dolomit durchfahren, bis 2 m vor dem Schacht 3 nochmals verschieferter Andesit erreicht wurde.

Im Sibzar - Dolomit setzt, gleichmäßig 4 bis 10 m von der Südgrenze des Dolomites entfernt, der die Linse entlangziehende Hauptgang auf. Ab 250 m Teufe gesellen sich im SW noch zwei durch Störungen vielfach zerhackte Nebengänge hinzu: der eine, der 1. Hangendgang, etwa 30 m unter der Nördlichen Randstörung, der andere, der 2. Hangendgang, nur etwa 5 bis 15 m unter ihr (Tafel 5).

Während der Hauptgang im großen und ganzen stets eine gleichbleibende Mächtigkeit zeigte, sind beide Nebengänge durch eine sehr unregelmäßige Form und durch eine absetzige Erzführung charakterisiert. Die Form der Erzkörper ist bei den Nebengängen schlauchartig bis rundlich-knollig, die Erzkörper schwellen manchenorts plötzlich stark an und unmittelbar darauf verlauben sie wieder. Mächtigkeitsabnahmen von 1,5 bis 2 m auf eine Entfernung von 3 bis 4 m sind die Regel. Während somit der Hauptgang in seiner Form einem flachen Quader oder Brett sehr ähnlich sieht, zeigen die beiden Nebengänge die Gestalt unregelmäßig verteilter Erzbutzen längs zweier tektonisch vorgezeichneter Zonen. Dies machte in der Betriebszeit die Verfolgung der beiden Nebengänge und das Abschätzen ihrer Bauwürdigkeit sehr schwierig.

Aus den Untertagsaufnahmen scheint hervorzugehen, daß in der Teufe die Vererzung des Hauptganges teilweise oder ganz von den Nebengängen übernommen wird. So zeigte sich beispielsweise auf der 250 m - Sohle, daß zwar etwa 30 m westlich des Schachtes 3 der Hauptgang allmählich auskeilt, unmittelbar hernach aber der 1. Hangendgang einsetzt. Dieses auch an anderen Orten zu beobachten gewesene Überspringen der Vererzung gegen das Hangende dürfte wohl mit Änderungen der Festigkeitseigenschaften des erzführenden Dolomites zusammenhängen sein.

Der Hauptgang sieht auf der Karte auf den ersten Blick einer syngenetischen, sedimentären Bildung sehr ähnlich. Tatsächlich folgt dieser Gang streckenweise dem ss, interessanterweise bevorzugt dort, wo dem Dolomit feine graphitische Lagen eingeschaltet sind. Über die Form des Hauptganges zwischen seinem Ausbiß und der 300 m - Sohle informiert die Tafel 6. Wie auch aus dieser zuletztgenannten Darstellung hervorgeht, konnte anhand der Grubenaufnahme kein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Gang- und der Dolomitmächtigkeit nachgewiesen werden.

O.M.FRIEDRICH konnte 1960 beweisen, daß die Vererzung des Hauptganges hauptsächlich an eine Zerrüttungszone gebunden ist und metasomatisch erfolgte. Zudem ließ sich bei einiger Aufmerksamkeit überall in der Grube erkennen, daß die Vererzung doch auch häufig Richtungen folgte, die schräg zum ss verliefen. Besonders schöne Beispiele einer diskordanten Vererzung konnten in den Abbauen 250 und 275 beobachtet werden. So hatte der Hauptgang im 250 m - Abbau NE an einer Stelle ein Streichen von 62/242, wogegen der Dolomit ein solches von 18/198 aufwies. An einer anderen Stelle des gleichen Abbaues lauteten die entsprechenden Werte 60/240 bzw. 32/212. Geringere Abweichungen der Gangrichtung von der ss-Lage zeigten sich im 275 m - Abbau, wo beispielsweise an zwei Stellen für das Gangstreichen 79/259 bzw. 53/233 gemessen wurde, wogegen der Dolomit an den gleichen Stellen ein Streichen von 59/239 bzw. 60/240 aufwies.

Es gab in den Bauen auch immer wieder Orte, an denen das Überspringen des Hauptganges von einer Dolomitbank auf die nächste festgestellt werden konnte. Meistens bildeten in diesen Fällen (ac)- und 0kl - Flächen das Salband, d.h. der Hauptgang folgte auf einigen dm diesen Flächenlagen.

Für die beiden Nebengänge trifft prinzipiell das gleiche zu. Die Form der Dolomitlinse geht - wie schon früher erwähnt - nur teilweise auf die jüngere Tektonik zurück. In der Hauptsache war sie schon in der sedimentären Anlage gegeben. Die Nebengänge - besonders deutlich war dies beim 2. Hangendgang zu verfolgen - liegen, wie der Hauptgang; in nahezu ss-parallelen Trümmerzonen. Auch bei den Nebengängen konnte man die Beobachtung machen, daß sie oft auf etliche m derselben Dolomitlage folgten, dann aber plötzlich auf andere Lagen übersprangen. Es wurde früher auch schon der interessanten Tatsache gedacht, daß die Nebengänge unvermittelt dort einsetzten, wo der Hauptgang auskeilte und damit ein Lagerstättenbereich zu verarmen drohte. So keilte beispielsweise an einer Stelle zwischen 4 und 8 m über der 250 m - Sohle der Hauptgang aus, worauf ein Nebengang (südlich des Schachtes 2) 4 m über der erwähnten Sohle einsetzte. Auf der 250 m - Sohle erreichte dieser Nebengang schon eine Mächtigkeit von 1,5 m.

Ein weiteres Beispiel möge die starke Absetzigkeit der Nebengänge veranschaulichen: Im Abbau des 2. Hangendganges südöstlich des Schachtes 2 lag 6 m über der 250 m - Sohle stellenweise noch eine Erzmächtigkeit von über 4 m vor, die Firste dieses Abbaues, lediglich etwas über 2 m darüber gelegen, war schon nahezu steril. Diese starken Mächtigkeitszu- und -abnahmen kamen auch in einem Aufbruch von der 275 m - auf die 250 m - Sohle gut zu Geltung. Hier war der 2. Hangendgang oft nur mehr an einer mm - dicken Erzschnur kenntlich, manchmal setzte er überhaupt aus.

Wie auch schon früher erwähnt, erwiesen sich die Nebengänge zum Unterschied vom Hauptgang auch im Streichen als stark absetzig. Dies ging nicht ausschließlich auf s-parallele und diskordante Verwerfungen zurück, sondern war auch in der Anlage der Trümmerzonen begründet.

Stoffliche, d.h. petrographische, Inhomogenitäten scheiden als Erklärung für die unterschiedliche Ausbildung der verschiedenen, später vererzten

Trümmerzonen aus. So verbleiben als Erklärung nur die Annahme ungleichartig wirkender tektonischer Kräfte: Während an der Südgrenze des Dolomites gleichmäßig angreifende Scherkräfte die Ausbildung einer auf 100 m und mehr gleichbleibenden Ruschelzone bedingten, wurden die absetzigen Trümmerzonen im SW durch verschiedene starke oder zumindest ungleichartig angreifende Scherspannungen verursacht.

Es versteht sich nach dem Gesagten von selbst, daß alle drei Trümmerzonen älter als die Vererzung sind. Dies bedeutet aber nicht ein gleiches Alter der ENE - WSW-verlaufenden Ruschel des Hauptganges und der NE - SW-streichenden Trümmerzonen der beiden Nebengänge. Aus dem bisher Beschriebenen geht vielmehr hervor, daß der Hauptgang dem älteren Schuppenbau folgt, wogegen (wie dies auch die Megagefügeanalyse bestätigte) die Nebengänge den Richtungen der jüngeren Schuppen, die nach A.RUTTNER bei Ozbak-Kuh den älteren Bau überwältigten, entsprechen. Daraus ergibt sich der wichtige Schluß, daß die metasomatische Vererzung erst nach abgeschlossenem Schuppenbau ablief.

Ablauf der Mineralisation

O.M.FRIEDRICH (1956, 1960) wies den hydrothermal-metasomatischen Charakter der bis damals bekannten Pb - Zn - Mineralisation und den dreistufigen Ablauf der Lagerstätten-genese nach:

- a) Bildung des sogenannten Netzkalkes,
- b) Mg - Fe - Metasomatose, die das Trärgestein (d.h. den "Metasomatischen Dolomit" bzw. "Ankerit") bildete,
- c) eigentliche Pb - Zn - Mineralisation.

Nach A.RUTTNER ist die vulkanische Tätigkeit als sicher postkretazisch anzusehen. Wie schon früher erwähnt, wurden beim Aufstieg der Vulkanite die Nebengesteine kontaktmetamorphosiert. Möglicherweise gehört zu diesen Vorgängen auch die Bildung der Netzkalke, d.h. die sicher postunterkretazische starke Zerbrechung der paläozoischen Kalke (Alter der Zerbrechung nach A.RUTTNER: Apt - Alb) und die nachträgliche Ausheilung der Klüfte durch Calcit.

Die Mg - Fe - Mobilisation bzw. - Metasomatose könnte nach O.M.FRIEDRICH von tiefmagmatischen Bereichen ausgegangen sein, dies etwa während einer Orogenphase in der Zeit Oberkreide / Untertertiär (A.RUTTNER).

Wie A.RUTTNER zeigen konnte, wurden auch noch untertertiäre Gesteine von der metasomatischen Erzmineralisation betroffen. Daraus ergibt sich für diese Vererzung ein tertiäres Alter und für die postgenetischen Deformationen ein obertertiäres bis rezentes.

Durch die vorliegenden Untersuchungen des Verfassers ergibt sich eine weitgehende Bestätigung des von O.M.FRIEDRICH festgestellten Vererzungsschemas, darüber hinaus aber auch, daß die tertiäre Pb - Zn - Mineralisation möglicherweise nur eine hydrothermale Konzentration (und metasomatische Lagerstättenbildung) einer bereits im Oberdevon syngenetisch erfolgten Pb - Zn - (Fe-)Metallisation (Protoerzbildung) darstellt. Als Agens kann dabei der andesitische Vulkanismus angesehen werden.

Die einzelnen Stufen der Lagerstättenbildung sollen durch die Phototafeln 2 - 10 belegt werden.

Das Paläosom wird üblicherweise von einem von Pyrit durchstäubten Dolomit (Phototaf. 3, Fig. 1, 2) gebildet, doch zeigen wenige erhaltene Reste, daß eine Dolomitvarietät zumindest Zinkblende als syngenetische Ausscheidung führt (Phototaf. 3, Fig. 2-4, 6, 8). Leider könnten bisher ähnliche Relikte von Bleiglanz noch nicht nachgewiesen werden.

Postgenetisch erfolgte eine Zerbrechung, offensichtlich in verschiedenen Einzelphasen, denen wieder Kluffüllungen unterschiedlicher Zusammensetzung folgten (Phototaf. 3, Fig. 3-8). Ganz augenscheinlich kam es im Zuge dieser Kataklassen auch zu einer teilweisen chemischen Mobilisation des Paläosoms (und damit der Zn - Mineralisation), die in der Folge zu einer ersten Konzentration in Form an Zinkblende reicher Kluffüllungen führte. Diese Mobilisation brachte eine teilweise Um- und Sammelkristallisation der karbonatischen Grundmasse mit sich (Phototaf. 4, Fig. 1-4); dies geschah anscheinend in einer tektonischen Ruhephase, wie örtlich reliktsische Kluffüllungen im Paläosom beweisen können (Phototaf. 4, Fig. 1, 2).

Während diese erste Phase einer epigenetischen Zinkblende-Vererzung nur mikroskopisch nachweisbar ist, fällt die nachfolgende Bildung der verschiedenen Typen einer eigenartig-krümeligen (und vermutlich ursprünglich gelförmig ausgeschiedenen) Zinkblende bereits megaskopisch auf. Zwischen den beiden epigenetischen Zn - Mineralisationen liegt ein deutlicher Hiatus, denn es kann immer wieder gezeigt werden, daß die krümeligen Blenden nicht nur jünger als der Dolomit des Paläosoms sind (Phototaf. 2, Fig. 1, 4), sondern auch der Bildung des Metasomatischen Dolomits (MD) nachfolgen (Phototaf. 2, Fig. 2, 5, 6).

Wie schon früher erwähnt, tritt die krümelige Zinkblende in mehreren Varietäten auf, manchmal mehr oder minder rein (Phototaf. 4, Fig. 5), das andere Mal zusammen mit Pyrit, Karbonat und Quarz (Phototaf. 4, Fig. 6-8; Phototaf. 5, Fig. 1-3; Phototaf. 6, Fig. 4, 5). Hauptgangart der krümeligen Blenden ist ein weißer Dolomit.

Den krümeligen Zinkblenden folgte eine helle, glatte, schalig aufgebaute und verhältnismäßig reine Blende (Honigblende) nach. Diese kann fallweise in der krümeligen Blende nachgewiesen werden (Phototaf. 4, Fig. 8), häufiger an den Rändern von Paläosomschollen (Phototaf. 5, Fig. 4, 8; Phototaf. 6, Fig. 1, 2, 7), Zinkblendebrocken (Phototaf. 2, Fig. 5) oder verschiedenen älteren Klüften und Ruscheln folgend (Phototaf. 5, Fig. 6, 7). Fallweise kam es auch zu einer Verdrängung des Altbestandes durch diese Honigblende. Dabei geschah diese in Form einer reinigenden Metasomatose (Phototaf. 6, Fig. 2), die manchmal auch einen zonaren Aufbau des Metasoms hervorbrachte (Phototaf. 6, Fig. 1). Auch bei dieser Mineralisationsphase bildet Dolomit die Gangart. Im Laufe dieser Metasomatose scheint es auch zu einer Markasitbildung gekommen zu sein (Phototaf. 6, Fig. 2).

Wahrscheinlich gleichzeitig tritt an anderen Stellen eine sattbraune, derbe Zinkblende auf, die manchmal feinkörnige Bleiglanzeinschlüsse enthält. Diese könnten die frühesten Belege für die Pb - Mineralisation darstellen.

Auch der erste megaskopisch nachweisbare Bleiglanz (möglicherweise wieder zusammen mit Markasit und Dolomit gebildet) dürfte, wenn überhaupt, so nur unwesentlich jünger als die Honigblende sein (Phototaf. 6, Fig. 5-7).

Man kann örtlich zwei Bleiglanzarten unterschiedlichen Alters feststellen (Phototaf. 2, Fig. 2, 6; Phototaf. 6, Fig. 8; Phototaf. 7, Fig. 1), die in ihrer Ge-

nese durch eine kurzzeitige Eisensulfidabscheidung zeitlich voneinander getrennt sind.

Der Bleiglanz drang längs von Rissen in den Altbestand ein (Phototaf. 6, Fig.8; Phototaf.7, Fig.1,5,8; Phototaf.8, Fig.1,2) und verdrängte diesen, teilweise unter Bildung von Karbonatidioblasten (Phototaf.7, Fig.5,8; Phototaf.8, Fig.1,3-8; Phototaf.9, Fig.1-3,5-7). Manchmal füllte der Glanz auch Risse in älteren Mineralen, wie Pyrit (Phototaf.7, Fig.3) oder Zinkblende (Phototaf.7, Fig.7). Auch die zuletzt genannten Minerale wurden angelöst (Phototaf.7, Fig.4,6; Phototaf.8, Fig.3). Der im Zuge dieser metasomatischen Phase gebildete Dolomit ist siebartig von Bleiglanz durchsetzt (Phototaf.8, Fig.3-8; Phototaf.9, Fig.1-3), zonar aufgebaut, wobei diese Zonartität teilweise schon gut durch die Anordnung der Bleiglanzeinschlüsse zum Ausdruck kommt (Phototaf.8, Fig.4-6,8), besonders aber nach der Ätzung mit einer Aluminiumnitratlösung (Phototaf.8, Fig.6,7; Phototaf.9, Fig.2-4).

Der oben geschilderten Bleiglanz - Dolomit - Phase folgte eine Kataklyse und die Abscheidung eines nichtzonaren Dolomits, dann eine Pb - Zn - Phase (Phototaf.2, Fig.3; Phototaf.9, Fig.7).

Wie die Spaltausbrüche vermuten lassen, geschah die Bleiglanzbildung zumindest fallweise zu Zeiten tektonischer Unruhe (Phototaf.7, Fig.5,6; Phototaf.9, Fig.8; Phototaf.10, Fig.1).

Postgenetische Deformationen führten häufig zur Bleischweifbildung und zu gleichzeitiger Karbonatidioblastese (Phototaf.2, Fig.2,3).

Diese bisher geschilderte Abfolge konnte auch durch den Befund in den Ozbak-Kuh benachbarten Gruben von Schureh bestätigt werden (als Beispiel dafür: Phototaf.10, Fig.4-6).

An supergenen Bildungen konnte von Ozbak-Kuh und Schureh nur Gips nachgewiesen werden (Phototaf.10, Fig.6), von Schureh sind noch Fundstücke von Wulfenit, aus Sibzar noch solche von Hemimorphit und Pyromorphit erhalten (Phototaf.10, Fig.7,8). Über weitere sekundäre Bildungen berichtete O.M.FRIEDRICH (1960).

Somit ergibt sich für Ozbak-Kuh zusammenfassend die in der Tabelle 5 wiedergegebene Mineralisationsabfolge.

Tabelle 5

1. Paläosom (Dolomit + Pyrit + Zinkblende)	<u>Oberdevon</u>
2. Zerkleinerung	<u>Apt - Alb</u>
3. Netzkalkbildung (nach O.M.FRIEDRICH), ?gleichzeitig erste Zn - Konzentration (Kluft- füllung mit Dolomit und Zinkblende)	
4. Bildung des Metasomatischen Dolomits (MD)	<u>Oberkreide/Untertertiär</u>
5. Hauptphase der Erzmineralisation: Krümelige Zinkblende + Pyrit + Quarz + weißer Dolomit	
6. Kokardenbildung: Honigblende + Dolomit (? + Pyrit ? + Markasit); ?gleichzeitig: satt- braune Zinkblende + Bleiglanz	
7. Bleiglanz + Dolomit (? + Markasit)	
8. Bleiglanz + zonarer Dolomit	
9. Zerkleinerung	
10. nichtzonarer Dolomit	
11. Nachphase (Bleiglanz + Zinkblende)	
12. Postgenetische Deformation (Bleischweifbil- dung)	<u>Obertertiär -</u>
13. Bildung supergener Minerale	<u>rezent</u>

Schrifttum

- BARIAND, P., V. ISSAKHANIAN & M. SADRZADEH (1965): Preliminary metallogenetic map of Iran. - Geol. Survey Iran, Rep. 7
- BURNOL, L. (1968): Contribution à l'Etude des gisements de plomb et zinc de l'Iran. Essais de classification paragenetique. - Geol. Survey Iran, Rep. 11
- FLÜGEL, H. (1962): Korallen aus dem Silur von Ozbak-Kuh (NE - Iran). - Jb. Geol. B.-A., 105, 2: 287 - 330.
- & A. RUTTNER (1962): Vorbericht über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum von Ozbak-Kuh (NE - Iran). - Verh. Geol. B.-A., 1: 146 - 150.
- FRIEDRICH, O.M. (1956): Berichte über die besichtigten Erzvorkommen der Société MINAK, Teheran. - Unveröffentl. Ber., 71 p.
- (1960): Zur Genesis und Mineralogie einiger ostpersischer Blei- und Zinklagerstätten. - N. Jb. Miner., Abh., 94 (Fb.RAMDOHR): 430 - 468.
- N.N. (1964): Geology and Mineralization in the Ozbak-Kuh Area (East Iran). - Geol. Survey Iran, 21 p., 5 pl.

- (?): Geology and Mineralization in Ozbak-Kuh Area (East Iran). - 4 p., 5 pl.
- RUTTNER, A. (1961): Bericht über geologische Aufnahmen in Nordost - Persien 1959/60. - Verh. Geol. B.-A., 3: A 97 - A 100.
- (1961): Geology of the Area Ozbak-Kuh - Garedu. Report 1: The Environs of the Ozbak-Kuh Mine (Preliminary Report). - 3 p., 3 pl.
 - (?): Geological Map of the Ozbak-Kuh - Gushkamar Area, based on the geological field work of A. RUTTNER and F. MISSAGHI and on a photogeological map prepared by G.A. MOHADJER, compiled by A. RUTTNER. - 1 : 25.000.
- STÖCKLIN, J., A. RUTTNER & M. NABAVI (1964): New data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran. - Geol. Survey Iran, Rep. 1

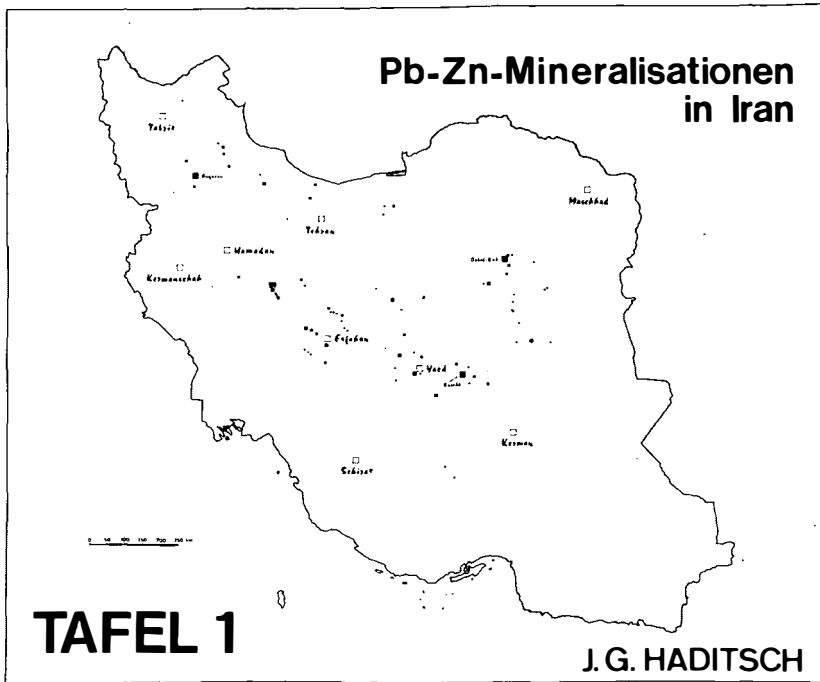
Danksagung

Herzlicher Dank gebührt Herrn Bergdir. Bergrat Dipl.Ing. M. MACZEK (+), der diese Untersuchung anregte, und Herrn Univ.Prof. Dr.Ing. O.M. FRIEDRICH (Leoben), der die Arbeiten maßgeblich förderte. Besonderer Dank sei an dieser Stelle auch der Société Maden Loute (Tehran), namentlich deren seinerzeitigem Generaldirektor, Herrn Eng.F. ZAHEDI, für die vielfältige Hilfe ausgesprochen. Herrn Dir. A. MOHAMMADI bin ich für die Genehmigung zur Drucklegung dieser Arbeit zu großem Dank verpflichtet.

Beilagen

Tafeln

- TAFEL 1: Pb - Zn - Mineralisationen im Iran
- 2: Erzmineralisationen im Raum Ozbak-Kuh
 - 3: Geologie von Ozbak-Kuh
 - 4: Ozbak-Kuh (Grund- und Aufriß)
 - 5: Erzgänge im Dolomit von Ozbak-Kuh
 - 6: Gangfläche des Hauptganges von Ozbak-Kuh



Die Tafel 1 soll die Verteilung der Pb-Zn-Vorkommen im Iran veranschaulichen. Hauptsächlich sind diese Vererzungen auf die die Große Salzwüste umgebenden Randgebirge beschränkt. Geologisch-lagerstättenkundlich lassen sich vier verschiedene Regionen abgrenzen:

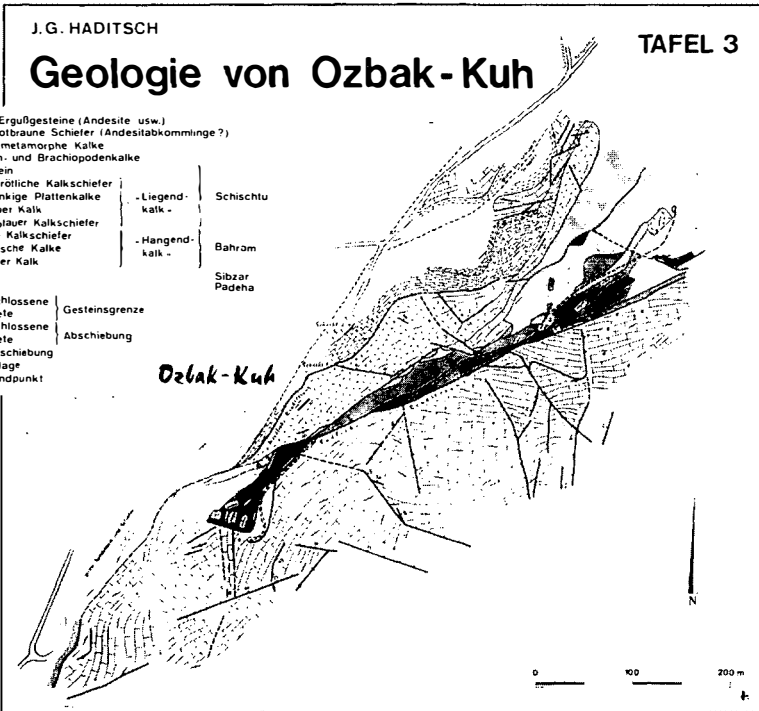
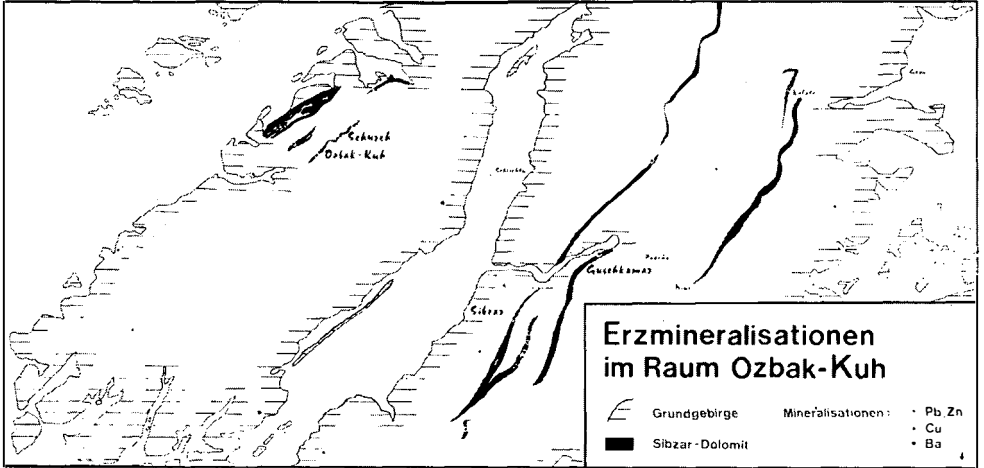
1. Aserbeidschan und Alburs
2. Raum Esfahan-Arak
3. Bereich Anarak-Yazd
4. Ostkette der Kavir zwischen Ferdous und Tabas

Im zuerst genannten Gebiet liegt die größte und z.T. karstiforme Blei-Zink-Lagerstätte des Iran: Anguran. Zwischen ihr und den Vorkommen in den Alburs-Ketten gibt es bei Rascht einige Gangmineralisationen in tertiären Vulkaniten (z.B. Zahbad).

Im zentralen Teil des Iran gibt es bekannte Vererzungen in der unmittelbaren Umgebung von Esfahan und weitere gegen NW gegen Golpaygan und Arak (z.B. Lakan, Hosseinabad).

Die Region um Anarak und Yazd birgt mit Kuschik, Nachlak, Merdscherd (Merjard) und Zirakan einige bekannte Vorkommen.

Von den Mineralisationen in den östlichen Randketten der Kavir ist Ozbak-Kuh die bekannteste und größte.



Auf der Tafel 2 wurden alle Pb-Zn-, Cu- und Ba-Mineralisationen der Umgebung von Ozbak-Kuh zusammengefaßt. Besonders klar tritt aus dieser Darstellung die enge Bindung der Pb-Zn-Erzvorkommen (Ozbak-Kuh, Schureh, Sibzar, Guschkamar, Kalate) an den Sibzar-Dolomit hervor.

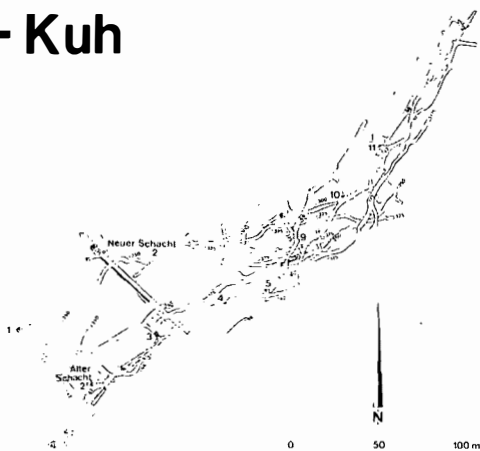
Auf der Tafel 3 ist die unmittelbare Umgebung der Lagerstätte Ozbak-Kuh dargestellt. Der Bergbau (mit den Schächten 1 und 2) ging hauptsächlich im Sibzar-Dolomit (in der Mitte der Tafel 3) um. Sehr deutlich tritt hier die tektonische Beanspruchung dieses Raumes und die unterschiedliche Bedeutung der verschiedenen tektonischen Trennflächen hervor: Es ist klar zu erkennen, daß den SW-NE-verlaufenden Störungen die größte Bedeutung zukommt. Derartige Bruchflächen, nämlich die beiden aufeinander zuscharenden Randstörungen, führen auch zu einem Auskeilen des Erzträgers im SW. Auch die in der Teufe wirksame Südliche Störungszone (bereits außerhalb des dargestellten Bereiches gelegen) zeigt ein ähnliches Streichen.

In der Tafel 4 ist das Grubengebäude von Ozbak-Kuh im Grund- und Aufriß wiedergegeben. Die Lagerstätte wurde durch zwölf Schächte und mehrere Sohlen bis in eine Teufe von - 375 m aufgeschlossen. Bis zum Grundwasserspiegel herab (bei etwa - 42 m) wurde Ozbak-Kuh bereits von den Alten bebaut. Die tieferen Sohlen stammen aus der jüngsten Zeit.

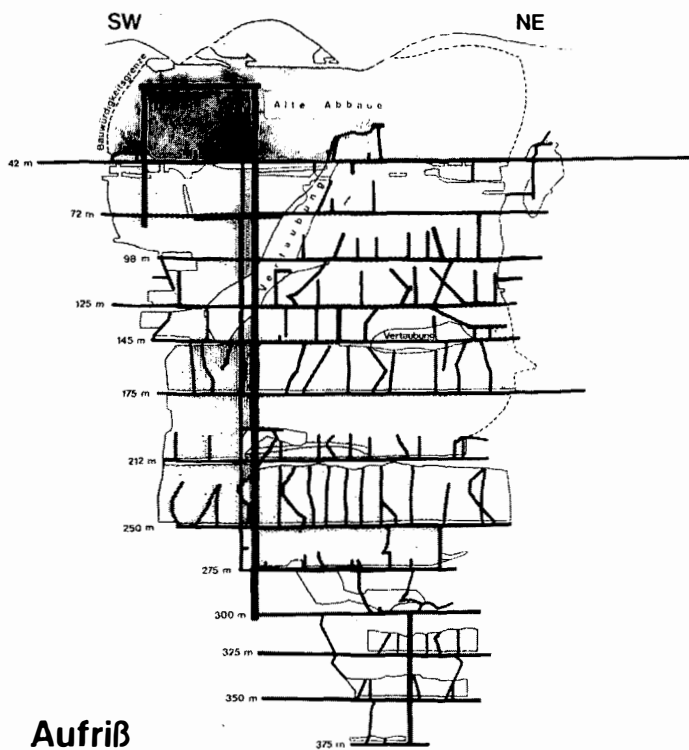
Dem Aufriß kann sehr deutlich die Abnahme der bauwürdigen Bereiche mit zunehmender Teufe entnommen werden. Diese Gegebenheit wird im SW und in der Teufe sehr stark durch die örtliche Tektonik bedingt, in der Teufe ausschließlich durch das Abschneiden des erzführenden Sibzar-Dolomits durch die Südliche Störungszone.

J. G. HADITSCH

Ozbak - Kuh

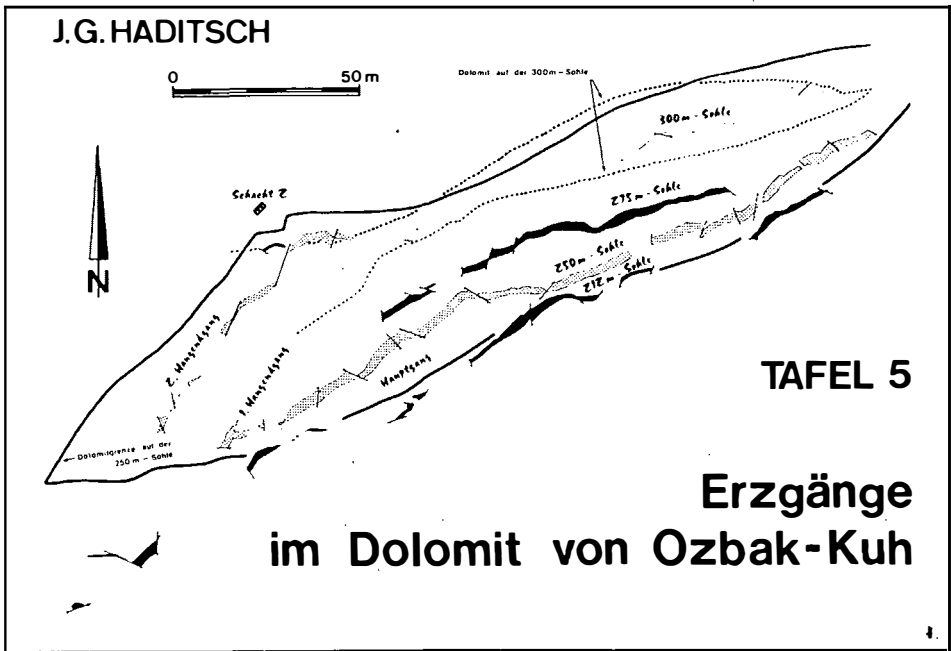


Grundriß



Aufriß

TAFEL 4

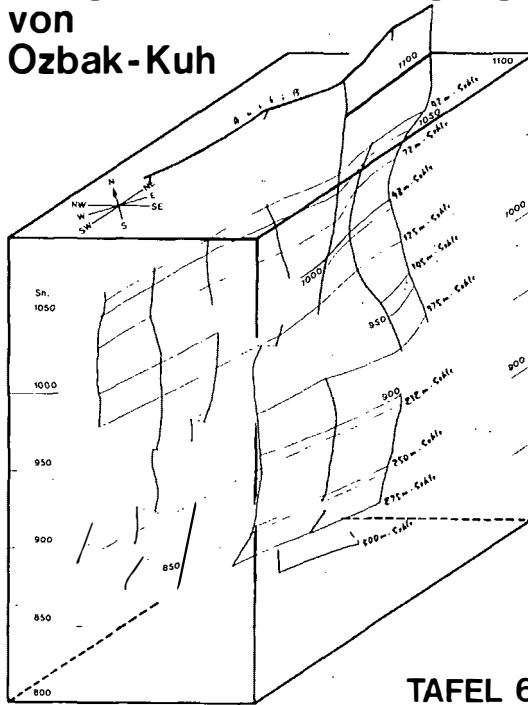


Auf der Tafel 5 wurde versucht, den Verlauf und die Mächtigkeiten des Hauptganges und der beiden Hangendgänge auf verschiedenen Sohlen und den Zusammenhang der Vererzung mit der Form und tektonischen Prägung des Sibzar-Dolomits darzustellen.

Aus der Tafel ist die tektonische Kontrolle der Mineralisation deutlich entnehmbar. So zeigt sich z.B. auf der 250-m-Sohle eine deutliche Bindung des Hauptganges und des 2. Hangendganges an die grenznahen Bereiche des Dolomits. Darüber hinaus erkennt man auch sehr klar die Mächtigkeitsabnahme des Dolomits und, damit einhergehend, die zunehmende Verarmung und Absetzigkeit der Vererzung mit zunehmender Teufe.

J.G. HADITSCH

Gangfläche des Hauptganges von Ozbak-Kuh



TAFEL 6

Die Tafel 6 soll die Form des Hauptganges und dessen in bezug auf die epigenetische Vererzung postgenetische Verformung, vor allem durch flachliegende Störungen ("Deckelklüfte"), veranschaulichen. Das wellenförmige Niedersetzen des Hauptganges verläuft nur bei einer oberflächlichen Betrachtung nahezu parallel zur südlichen Begrenzung des Erzträgers, d.h. des Sibzar-Dolomits. In Wirklichkeit liegt die Vererzung hier in einer tektonisch aufbereiteten Zone innerhalb des Dolomits, die zwar an manchen Orten streng dem ss folgt, an anderen Orten aber schräg dazu verläuft.

Erklärung der Phototafeln

PHOTOTAFEL 1

- Fig. 1: Blick von SW gegen den Höhenrücken mit den Koten 1208, 1238 und 1258 m südöstlich des Bergbaues Ozbak-Kuh (dieser lag jenseits des Bergkammes). In der Bildmitte (am Weg von Ozbak-Kuh nach Guschkamar) sind die Kalkschiefer der Schirgescht - Formation aufgeschlossen. Der oben genannte Bergkamm wird durch Bahram - Kalke aufgebaut. Diese werden diskordant durch die Südliche Störungszone mit den hellen Gipsen der Padeha - Formation, denen Schollen anderer Gesteine eingelagert sind, unterlagert.
- Fig. 2: Im Vordergrund Bahram - Kalke, der Gipfel des Gatsch-Kuh ("Gips-Berg") - im Hintergrund - wird von dunklem Sibzar - Dolomit und hellem Padeha - Gips aufgebaut.
- Fig. 3: Sibzar - Dolomit (links) und Gips. Umgebung des Gatsch-Kuh.
- Fig. 4: Der Gipfel des Zach-Kuh (am linken Bildrand) wird durch Korallenkalke der Schischtu - Formation aufgebaut. Darunter und im Sattel zwischen dem Zach-Kuh und dem nächsten Gipfel (P. 1395) liegt die sandig-schieferige Abfolge der Schischtu - Formation. Der zuletzt genannte Gipfel wird von Bahram - Brachiopodenkalcken gebildet, die in einem tektonischen Kontakt zu den Gesteinen der Derendschal - Formation stehen.
- Fig. 5: Bergbau Ozbak-Kuh. Im Hintergrund der Zach-Kuh, direkt davor (heller Fleck) Gips, der, zusammen mit den bräunlich-rötlichen Kalkschiefern der Schischtu - Formation, die auch im Bild einigermaßen gut erkennbare, gegen rechts einfallende Südliche Randstörung begleitet. Die Bergflanke am rechten Bildrand zeigt Bahram - Kalke. Links vom Gips (und deutlich dunkler als dieser) ist der erzführende Sibzar - Dolomit zu sehen, der (oberhalb der Erzbunker) durch die Nördliche Randstörung (im Bild deutlich dunkler) begrenzt wird. Links davon, etwa in der Bildmitte, der Turm des Schachtes 2.
- Fig. 6: Bergbau Ozbak-Kuh. Links der Bildmitte der Turm des Schachtes 2, dessen Spitze auf die Nördliche Randstörung weist, die von dort, im Bild leicht wellig, zum linken Bildrand zieht. Darunter liegen die Hangendkalke (Bahram), darüber und rechts davon, jenseits einer kleinen Rinne, die vererzten Sibzar - Dolomite. Die Gebäude auf der Halde beherbergten die Markscheiderei und die Werkstätten.

PHOTOTAFEL 2

- Fig. 1: Poliertes Handstück. Eine teilweise verdrängte Scholle des Sibzar-Dolomites schwimmt in einer krümeligen Zinkblende, die nachträglich zerbrochen wurde. Die Risse wurden durch Bleiglanz (schwarz), eine jüngere, schalige Zinkblende (hellgrau, am unteren Rand der Dolomitscholle) und spätes Karbonat (weiß) ausgeheilt.
- Fig. 2: Poliertes Handstück. Grobspätige Dolomitbrocken (MD) schwimmen (links und unten) in Zinkblende und weißem Dolomit. Diese Minerale heilten auch die Klüfte in den Dolomitbruchstücken aus. Spä-

ter drang längs bevorzugter Rupturen (Grenze Dolomit/Zinkblende; Spaltrisse des weißen Dolomites) Bleiglanz (schwarz) ein. An der Grenze des Bleiglanzes gegen den Dolomit erkennt man einen feinen Kiessaum.

- Fig. 3: Ausschnitt aus voriger Aufnahme. Der Metasomatische Dolomit wird von Klüften durchschlagen, die durch Zinkblende und weißen Dolomit ausgeheilt wurden. Die Risse im weißen, grobspätigen Dolomit sind mit Bleiglanz gefüllt (rechts oben).
- Fig. 4: Paläosom - Scholle (dunkel) schwimmt in krümeliger Zinkblende. Paläo- und Metasom wurden später zerbrochen, Risse, wie z.B. auch die Rupturen der vorliegenden Abbildung, durch eine helle Zinkblende ausgeheilt.
- Fig. 5: Dolomit (rechts oben; rechte untere Ecke) schwimmt in krümeliger Zinkblende, die zerbrochen und teilweise auch mobilisiert wurde. Die Risse wurden zunächst von einer jüngeren Zinkblende (welche zusammen mit der älteren auch Kokarden bildet), später auch durch Bleiglanz ausgeheilt.
- Fig. 6: Ausschnitt aus Fig. 2: Zwischen zwei stark kataklastischen und später zusätzlich von einem Zinkblendegäader durchzogenen MD - Schollen (ältere) Zinkblende und (jüngerer) Bleiglanz. An der Grenze des MD gegen den Bleiglanz ein feiner Kiessaum (weiß).

PHOTOTAFEL 3

- Fig. 1: Paläosom: Dolomitmöbel, von Pyrit durchstäubt. Durch die Kornflächenätzung (2' mit 30 %iger Aluminiumnitratlösung) kommt das Gefüge gut zur Geltung. Kein Pol., 50 x.
- Fig. 2: Feinkörniger Dolomit (im Bild unten) enthält nur Pyrit. Der gröberkörnige Dolomit der oberen Bildhälfte führt Zinkblende. Im Grenzbereich beider Dolomite tritt die Zinkblende auch im feinerkörnigen Karbonat auf (am rechten Bildrand). Dies kann auf eine Syngenesese des feinerkörnigen Dolomits mit der Blende oder auf eine epigenetische Verdrängung, die vorzugsweise der Grenzfläche gefolgt wäre, hindeuten. 1 Pol., 21 x.
- Fig. 3: Linsenförmige Paläosomschollen schwimmen in jüngerem Karbonat. Während die Scholle aus feinerkörnigem Dolomit (im Bild unten) an syngenetischen Mineralen nur Pyrit enthält, zeigt die andere Linse neben größerem Dolomit auch eine gleichalte Zinkblende. Im groben Karbonat zwischen den Schollen und in den Rupturen Zinkblende und Pyrit. 1 Pol., 20 x.
- Fig. 4: Paläosomscholle mit syngenetischer Zinkblende, umgeben von einem zonaren, verhältnismäßig eisenreichen Karbonat. Dieses wird teilweise durch Zinkblende verdrängt. Ein nichtzonarer Dolomit, der links der Bildmitte eine Kluft ausheilt, ist jünger als das zonare Karbonat. 1 Pol., Ätzung (2' mit 30 %iger Aluminiumnitratlösung), 19 x.
- Fig. 5: Das Paläosom (pyritführender Dolomit) wird von verschiedenen alten dolomitischen und ankeritischen Klüften durchrissen. Teilweise

ist das Karbonat in diesen Rupturen zonar aufgebaut. Eine der jüngsten Rupturen, nämlich die den unteren Bildrand entlangführende Kluft enthält (außerhalb des Bildes) Zinkblende. Kein Pol., Ätzung (wie oben), 51 x.

- Fig. 6: Zinkblende im Paläosom und in verschiedenen alten Kluftfüllungen. 1 Pol., 20 x.
- Fig. 7: Zinkblende in verschiedenen alten Kluftfüllungen, teilweise, wie z.B. am oberen Bildrand, das Paläosom verdrängend. 1 Pol., geätzt (wie oben), 20 x.
- Fig. 8: Durch Zinkblende und Karbonat ausgeheilte Kluft im Paläosom, das auch vereinzelte Blendekörner enthält. 1 Pol., 20 x.

PHOTOTAFEL 4

- Fig. 1: Eine Kluft im Paläosom wurde durch Zinkblende ausgeheilt. Von dieser Mineralisation wurde auch ein Blende führender Riß erfaßt, dessen Karbonat im Kluftbereich (Bildmitte) umkristallisiert wurde. 1 Pol., 19 x.
- Fig. 2: Ausschnitt aus voriger Abbildung. Karbonatidioblasten als Produkt einer Umkristallisation im Zuge einer Zn - Vererzung. Dieses jüngere Karbonat ist von Zinkblende durchsetzt. Im Paläosom Pyrit. 1 Pol., 46 x.
- Fig. 3: Auflösung des Paläosoms unter teilweiser Verdrängung durch Zinkblende und unter randlicher Umkristallisation (Idioblastenbildung) des Karbonats. 1 Pol., 46,5 x.
- Fig. 4: Rekristallisiertes Karbonat in Zinkblende. In der rechten unteren Bildecke ist noch ein wenig Paläosom zu sehen. 1 Pol., 46 x.
- Fig. 5: Krümelige Zinkblende. 1 Pol., 19 x.
- Fig. 6: Krümelige Zinkblende mit teilweiser Füllung der Zwickel durch Karbonat. 1 Pol., 19 x.
- Fig. 7: Ein anderer Typ der krümeligen Zinkblende. 1 Pol., 18,5 x.
- Fig. 8: Krümelige Zinkblende (mit Karbonat) wird von glatter durchschlagen. 1 Pol., 18,5 x.

PHOTOTAFEL 5

- Fig. 1: Krümelige Zinkblende eines weiteren Typs enthält viel Karbonat und etwas Pyrit. 1 Pol., 19 x.
- Fig. 2: Quarz- und Karbonatidioblasten in krümeliger Zinkblende. 1 Pol., 18,5 x.

- Fig. 3: Ausschnitt aus voriger Aufnahme. Idiomorphe Quarzkristalle umschließen Kies und Zinkblende.
1 Pol., 46 x.
- Fig. 4: Paläosom (feinkörniger Dolomit, am unteren Bildrand), z.T. aufgelöst (Bildmitte), mit gröberkörnigem Karbonat und Zinkblende mit Karbonatidioblasten.
1 Pol., 19 x.
- Fig. 5: Paläosom mit unterschiedlich alten Klüften, deren eine auch Zinkblende führt.
1 Pol., geätzt (wie oben), 46 x.
- Fig. 6: Paläosom wird durch Karbonat und Zinkblende verdrängt.
Kein Pol., geätzt (wie oben), 18 x.
- Fig. 7: Die Verdrängung folgt fallweise älteren Klüften (mit dem zonaren Karbonat).
1 Pol., geätzt (wie oben), 18 x.
- Fig. 8: Zinkblendefreies Paläosom (rechts) und blendeführendes und gröberkörniges (Bildmitte). Dieses wird aufgelöst und durch Zinkblende verdrängt. Schollen des Paläosoms, Kies und im Zuge der Metasomatose gebildete Dolomitidioblasten schwimmen in der jüngeren Zinkblende.
1 Pol., 19 x.

PHOTOTAFEL 6

- Fig. 1: Der Angriff der hydrothermalen Lösungen bewirkte örtlich einen zonaren Aufbau des Metasoms: Am Rand des Paläosoms sind Dolomitidioblasten zu erkennen, die von einer Zone aus Zinkblende und Dolomitidioblasten umgeben werden. Auf einen Bereich mit gröberkörnigem Karbonat folgt reine Zinkblende. Durch hypogene Vorgänge wurden später Sulfid- (wahrscheinlich Bleiglanz-) Körner in Gips umgesetzt (dunkler Fleck in der rechten oberen Ecke).
1 Pol., geätzt (mit Wasser), 47 x.
- Fig. 2: Reinigende Metasomatose: Der Pyrit des Paläosoms wurde bei der Verdrängung an der Grenze Altbestand/Metasom (ZnS) konzentriert, z.T. auch in Markasit und gröberkörnigen Pyrit umgesetzt.
1 Pol., 47 x.
- Fig. 3: Die Dolomitidioblasten in der Zinkblende zeigen einen zonaren Aufbau, der auch durch die ZnS - Einschlüsse angedeutet wird.
1 Pol., 120 x, Ölimmersion.
- Fig. 4: Markasit und Karbonatidioblasten an der Grenze einzelner Zinkblendekrümeln.
1 Pol., 18,5 x.
- Fig. 5: Markasit, Karbonat und Bleiglanz (weiß, glatt) an den Kerngrenzen der Zinkblende.
1 Pol., 18,5 x.
- Fig. 6: Die gröberen Markasitkörner sind an Bleiglanz und eine junge, helle Zinkblende gebunden. Gangart ist ein idioblastischer einschlußreicher Dolomit.
1 Pol., 18,5 x.

- Fig. 7: Einschlußreiche Zinkblende (rechts), jüngere, fast reine Zinkblende (Bildmitte) und Bleiglanz mit angelösten Zinkblendeschollen (linker Bildrand). Den Bleiglanz trifft man manchmal auch in besonders wegsamen Klüften (rechts der Bildmitte).
1 Pol., 18 x.
- Fig. 8: Ein älterer Bleiglanz (mit Karbonatidioblasten) durchschlug das Paläosom, ein jüngerer verdrängt den älteren und das Paläosom. Beide Bleiglanzarten werden voneinander durch einen Kiessaum getrennt.
1 Pol., 47 x.

PHOTOTAFEL 7

- Fig. 1: Ähnliche Verhältnisse, wie in Phototaf.6, Fig.8 dargestellt. Im jüngeren Bleiglanz schwimmt eine ZnS - Scholle.
1 Pol., 46,5 x.
- Fig. 2: Anisotroper, poriger und glatter Pyrit, z.T. idiomorph, am oberen Bildrand Zinkblende, daneben Dolomit.
1 Pol., 18 x.
- Fig. 3: Anisotroper poriger und glatter Pyrit, in den Klüften Bleiglanz.
1 Pol., 45,5 x.
- Fig. 4: Im Bleiglanz (weiß) Dolomitidioblasten (schwarz) und zwei größere Kieskörner. Das rechte besteht ausschließlich aus Pyrit, das linke teilweise auch aus Markasit. In der linken oberen Ecke Zinkblende.
1 Pol., 118 x, Ölimmersion.
- Fig. 5: Bleiglanz verdrängt, von einer Kluft ausgehend, das Paläosom und jüngere Zinkblende.
1 Pol., 18,5 x.
- Fig. 6: Verdrängung der Zinkblende unter Neubildung von einschlußreichem Karbonat (an den Bländerändern) und Kies.
1 Pol., 19 x.
- Fig. 7: Bleiglanz verdrängt jüngere Zinkblende.
1 Pol., 19 x.
- Fig. 8: Verdrängung des Paläosoms unter Bildung von einschlußreichem Karbonat (an den Paläosomrändern und als Idioblasten im Bleiglanz).
1 Pol., 47,5 x.

PHOTOTAFEL 8

- Fig. 1: Weitergehende Auflösung des Altbestandes und Verdrängung durch Bleiglanz.
1 Pol., 48 x.
- Fig. 2: Paläosom wird von Klüften mit Bleiglanz und wenig Zinkblende (oben rechts) durchschlagen.
1 Pol., 19 x.
- Fig. 3: Teilweise resorbierter Pyrit (mit starkem Relief), zonarer und einschlußreicher Dolomit, Bleiglanz.
1 Pol., 48 x.

- Fig. 4: Zinkblende mit Karbonatidioblasten wird von Bleiglanz und größeren, zonaren Dolomitidioblasten verdrängt.
1 Pol., 19 x.
- Fig. 5: Ausschnitt aus voriger Aufnahme. Die Idioblasten enthalten Einschlüsse, die dem jeweiligen Wirtsmineal entsprechen: Zinkblende (rechts) bzw. Bleiglanz (links oben).
1 Pol., 48 x.
- Fig. 6: Zonarer Dolomit und Bleiglanz.
1 Pol., geätzt (2' mit 30 %iger Aluminiumnitratlösung), 48 x.
- Fig. 7: Zinkblende (unten), zonarer, einschlußreicher, idiomorpher Dolomit und Bleiglanz.
1 Pol., geätzt (wie oben), 47 x.
- Fig. 8: Dolomitidioblasten scheinen im Bleiglanz besonders häufig in der Nähe resorbierter Zinkblende aufgesproßt zu sein.
1 Pol., 48 x.

PHOTOTAFEL 9

- Fig. 1: Zonarer Dolomitidioblast in Bleiglanz.
1 Pol., 110 x, Ölimmersion.
- Fig. 2: Zonarer Dolomit in Bleiglanz, daneben großteils resorbierte Zinkblende (am unteren Bildrand) und etwas Pyrit.
1 Pol., geätzt (wie oben), 46 x.
- Fig. 3: Zonarer Dolomit, Bleiglanz, einzelne Pyritkörnchen.
1 Pol., geätzt (wie oben), 119 x.
- Fig. 4: Der zonare und mit dem Bleiglanz syngenetische Dolomit kann auch fernab der Erzmineralisation nachgewiesen werden. In der Abbildung sind drei verschiedene Dolomitgenerationen festgehalten: Dolomit des Paläosoms; ältere, nichtzonare Dolomitidioblasten; zonarer Dolomit.
1 Pol., geätzt (wie oben), 47 x.
- Fig. 5: Zonarer, weißer Dolomit, zusammen mit wenig Zinkblende, in Bleiglanz.
1 Pol., geätzt (wie oben), 46 x.
- Fig. 6: Zonarer, weißer Dolomit, teilweise durch Bleiglanz angegriffen. Der Glanz drang auch längs feiner Risse in den Dolomit ein.
1 Pol., geätzt (wie oben), 19 x.
- Fig. 7: Mehrere Dolomitgenerationen. Auch der jüngste, nichtzonare Dolomit wurde vom Bleiglanz verdrängt. Im Glanz einzelne Kiesfunken.
1 Pol., geätzt (wie oben), 19 x.
- Fig. 8: Die Spaltausbrüche des Bleiglanzes geben die syn- bis postgenetischen Deformationen wieder.
1 Pol., 18,5 x.

PHOTOTAFEL 10

- Fig. 1: Interngefüge des Bleiglanzes, kenntlich an den Spaltausbrüchen.
1 Pol., 18 x.

- Fig. 2: Eine postgenetische Deformation führte auch zur Bleischweifbildung, d. h. zu einer der tektonischen Beanspruchung entsprechenden Ausrichtung der Karbonat - (dunkelgrau), Zinkblende - (mittelgrau) und Kies - (hellgrau) Bruchstücke im Bleiglanz.
1 Pol., 18 x.
- Fig. 3: Während der Bleischweifbildung ist es offenbar auch zum Aufspalten von Karbonat gekommen (dunkle Idioblasten, besonders in der linken Bildhälfte).
1 Pol., 46 x.
- Fig. 4: Bergbau Schureh: Fast völlig resorbierte Zinkblende in Bleiglanz mit Dolomitidioblasten.
1 Pol., 46 x.
- Fig. 5: Bergbau Schureh: Altbestand (verzahnter Dolomit mit einzelnen Pyritkörnern), Bleiglanz und idioblastischer Dolomit mit Bleiglanzeinschlüssen.
1 Pol., 60 x.
- Fig. 6: Bergbau Schureh: Dolomit als Paläosom und in Form mit Bleiglanz syngenetischer Idioblasten. Der Bleiglanz ist am Ausgehenden des Ganges in Gips umgesetzt worden (dunkelgrau, streifig).
1 Pol., 46 x.
- Fig. 7: Bergbau Sibzar: Hemimorphit-xx.
leg. O.M.FRIEDRICH
- Fig. 8: Bergbau Sibzar: Pyromorphit-xx.
leg. O.M.FRIEDRICH



1



4



2



5

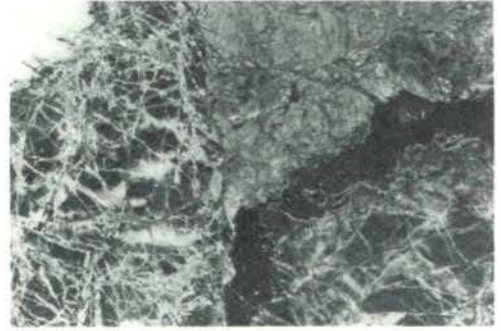


3

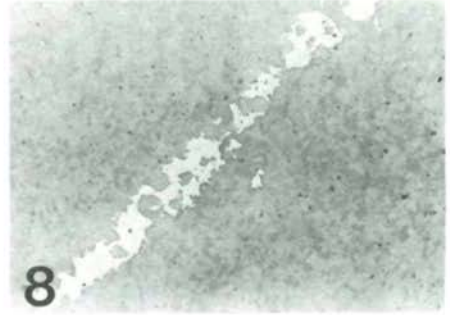
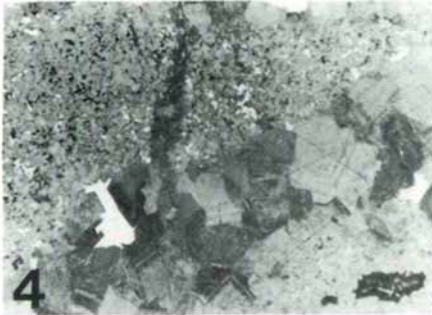
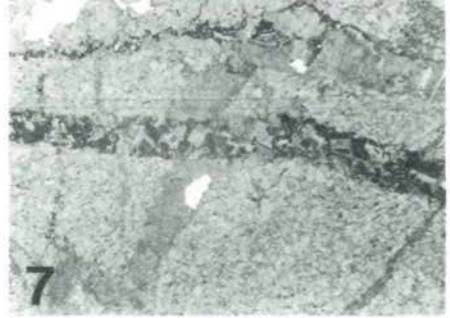
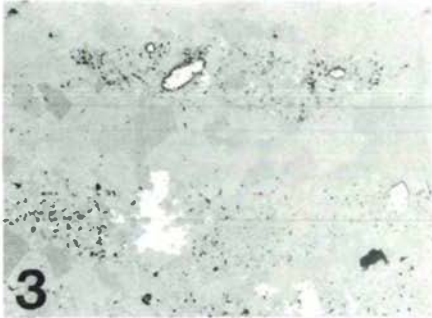
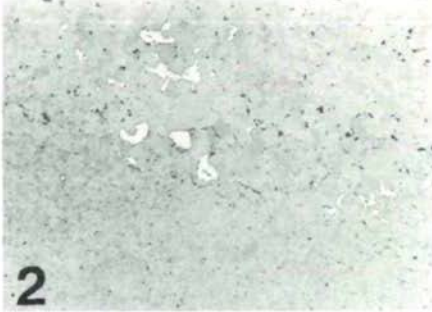
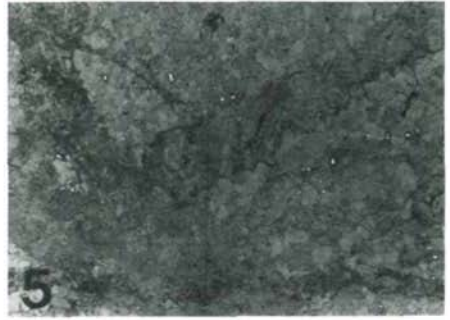
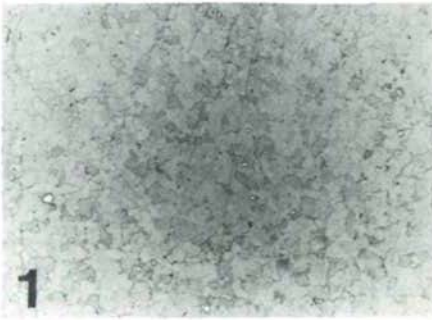


6

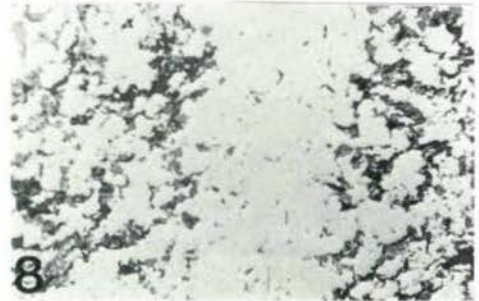
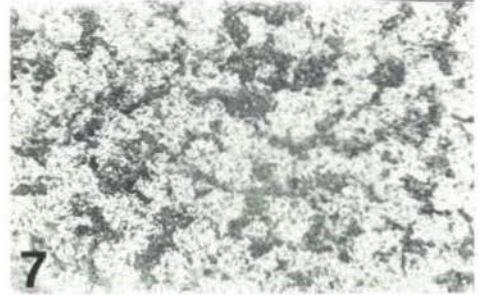
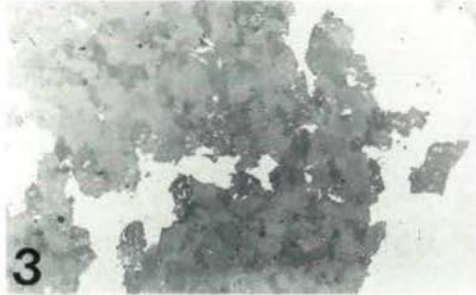
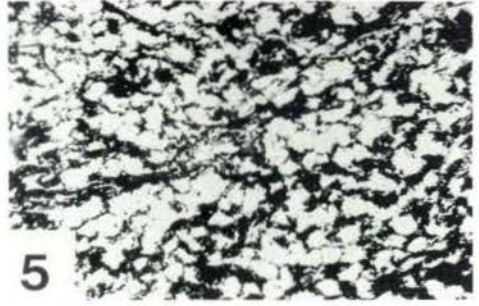
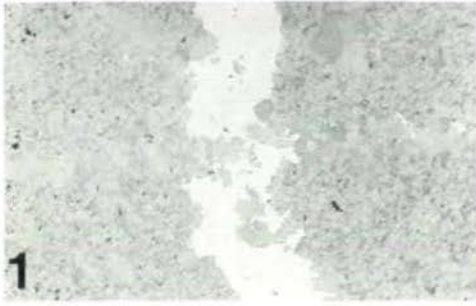
Phototafel 1



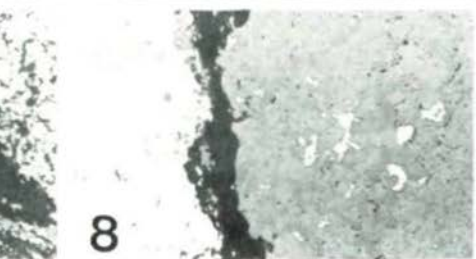
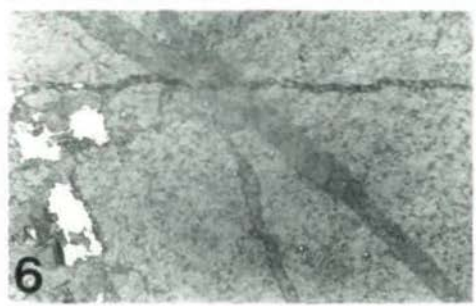
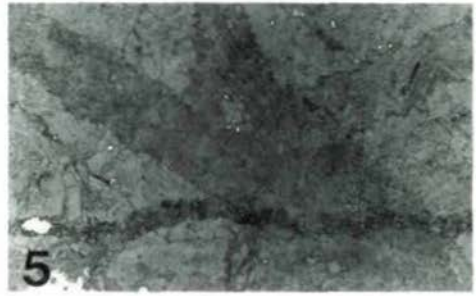
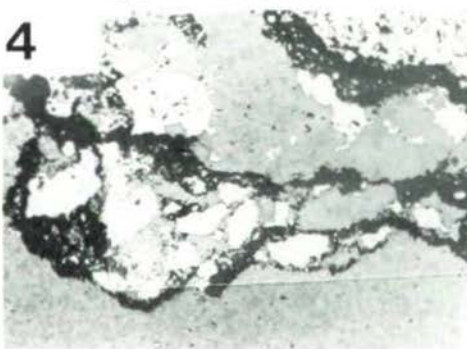
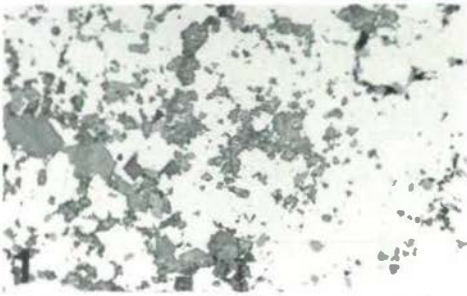
Phototafel 2



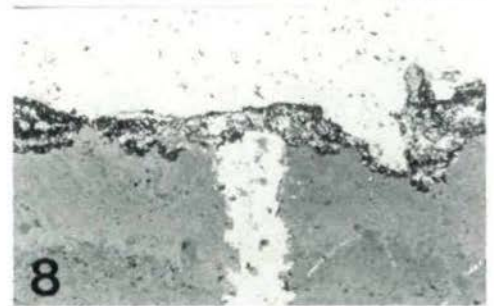
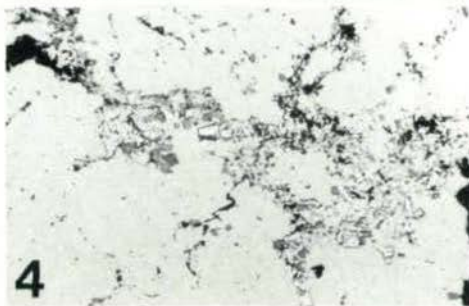
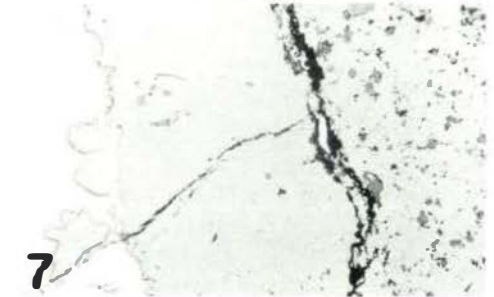
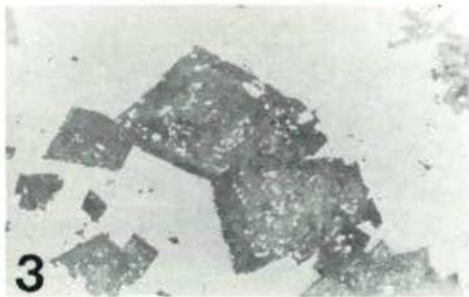
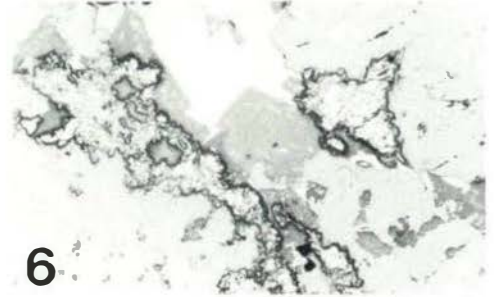
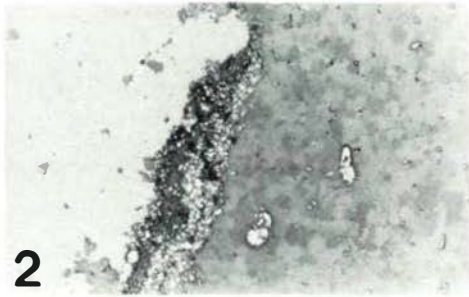
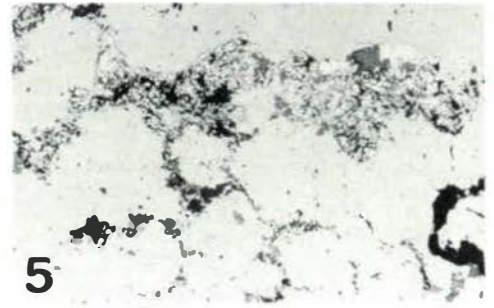
Phototafel 3



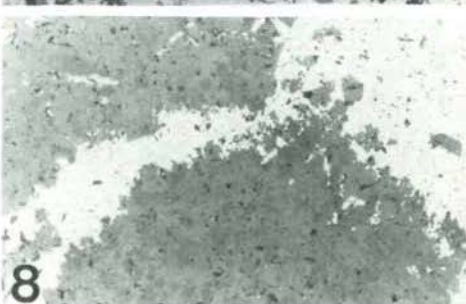
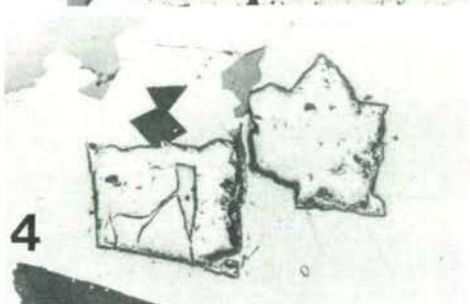
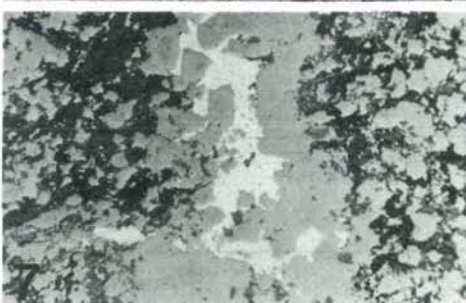
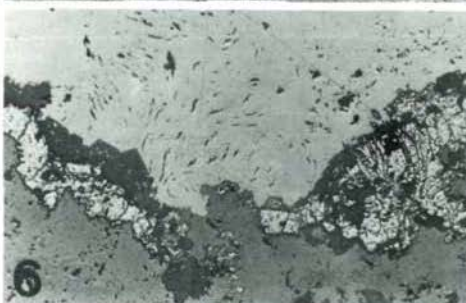
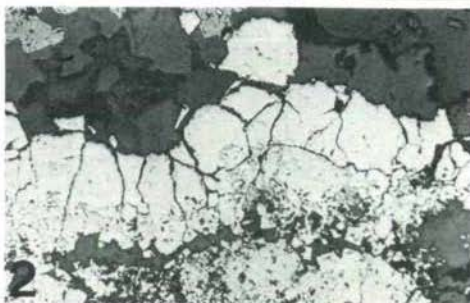
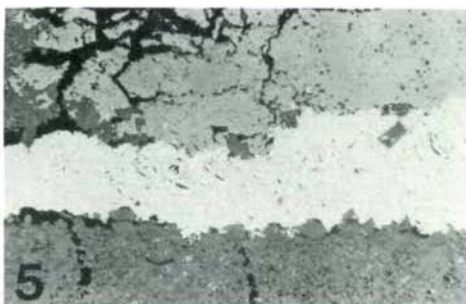
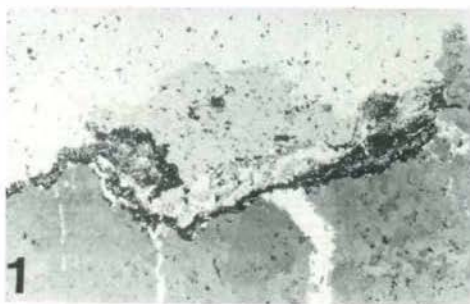
Phototafel 4



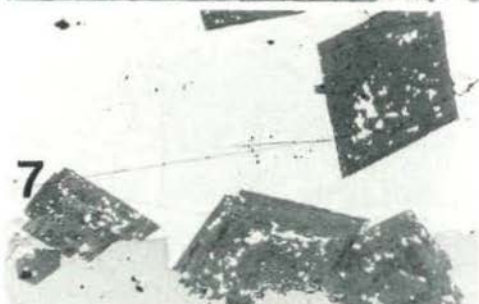
Phototafel 5



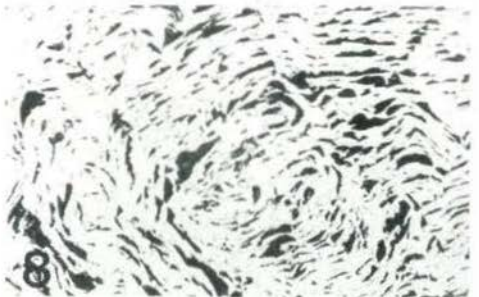
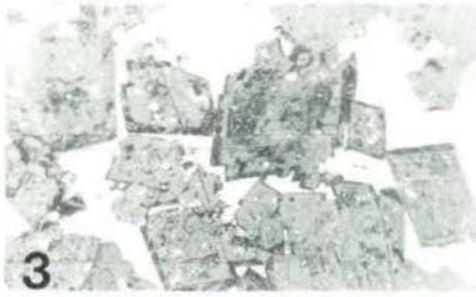
Phototafel 6



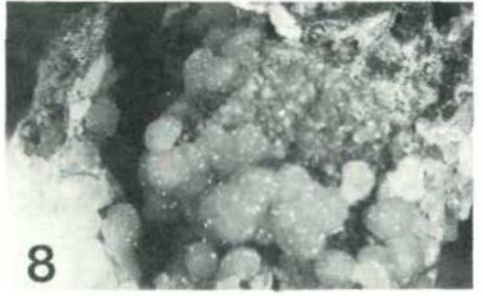
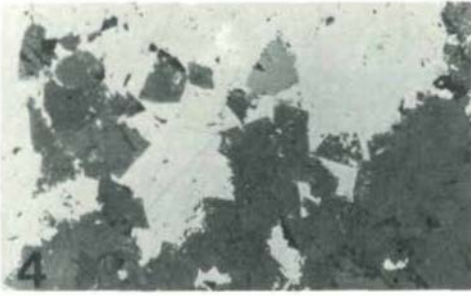
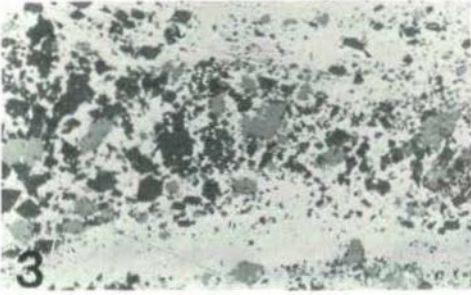
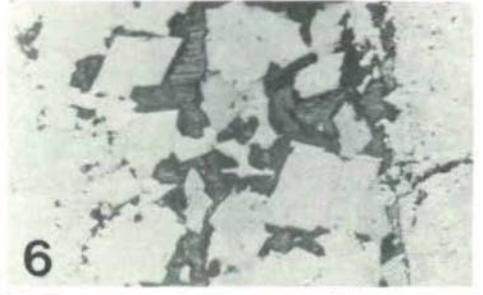
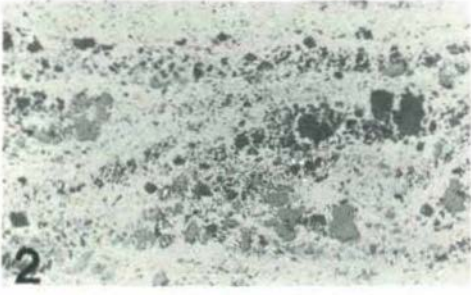
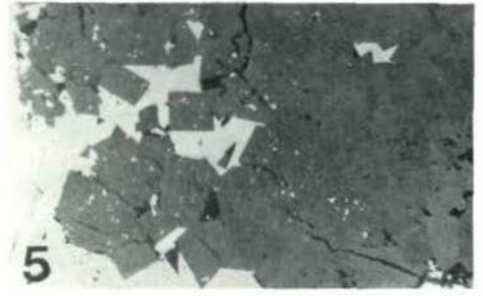
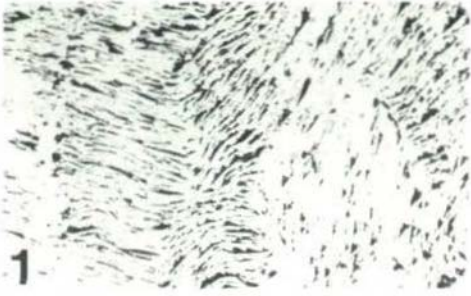
Phototafel 7



Phototafel 8



Phototafel 9



Phototafel 10

BEITRÄGE ZUR TAXONOMIE UND STRATIGRAPHISCHEN AUSWERTUNG DER UNTERTRIASSISCHEN CONCHOSTRACEN

von H. Kozur*)

Zusammenfassung

Die wesentlichen Probleme der Taxonomie der fossilen Conchostracen werden kurz diskutiert. Die wichtigsten morphologischen Merkmale der Conchostracenschale sind Größe, Wölbung und Umriß des Carapax, Größe und Skulptur der Wirbelregion sowie Skulptur und Ornamentierung des Carapax. Aber auch die Feinstrukturen der Schale werden künftig größere taxonomische Bedeutung erlangen (insbesondere die Schließmuskelnarben).

Die Bedeutung der Ontogenie und der Lebensweise der fossilen Conchostracen für ihre Taxonomie wird kurz diskutiert. Vom Oberkarbon bis zur Trias wurde keine Population gefunden, die mehr als drei Arten enthält; in den meisten Fällen sind nur ein oder zwei Arten vorhanden. Fast niemals wurden zwei Arten einer Gattung in einer Population beobachtet.

Die stratigraphische Reichweite von *Cornia germari* (BEYRICH), *Estheriella costata* WEISS und *E. nodosocostata* (GIEBEL) in Europa, Asien, Grönland und Afrika wird aufgezeigt. Diese drei stark skulpturierten Arten sind auf das Obere Brahmanian beschränkt, die *Estheriella*-Arten sogar auf den höheren Teil des Oberen Brahmanians.

Im taxonomischen Teil werden einige neue triassische Conchostraca-Taxa aufgestellt (nur Diagnosen).

*) Anschrift des Verfassers: Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest

Summary

The main problems of the taxonomy of the fossil Conchostraca are briefly discussed. The most important morphological features of the conchostracan carapaces are size, convexity and outline of the carapaces, position, size and sculpture of the umbonal area, sculpture and ornamentation of the carapaces. But also the internal structures of the shells, above all the adductor muscle scars, will be more important for future taxonomic investigations.

The significance of the ontogeny and of the mode of life of the fossil Conchostraca for their taxonomy is briefly discussed. From the Upper Carboniferous until the Triassic no population was found which contains more than three species; in most cases only one or two species are present. Almost never two species of one genus are present in one population.

The stratigraphic ranges of *Cornia germari* (BEYRICH), *Estheriella costata* WEISS and *E. nodosocostata* (GIEBEL) in Europe, Asia, Greenland, and Africa are shown. These three strongly sculpturated species are restricted to the Upper Brahmanian, the *Estheriella*-species even to the higher part of the Upper Brahmanian.

In the taxonomic part some new Triassic conchostracan taxa are introduced (only the diagnoses are given here).

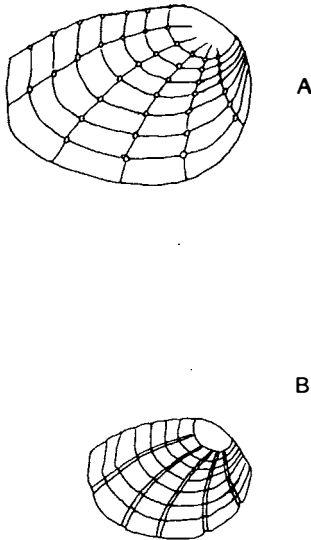


Abb. 1

1. Einleitung

Vom Oberkarbon bis zur Trias sind kontinentale Sedimente sowohl auf den Nordkontinenten als auch auf den Südkontinenten weit verbreitet. Ihre maximale Ausdehnung erreichen die kontinentalen Sedimentationsgebiete im Perm und in der Untertrias. In diese Zeit fällt auch das erste und bisher größte Maximum in der Entwicklung der Conchostracen, welche die limnischen und brackischen Biotope besiedelten. In der tieferen Untertrias (Brahmanian), deren kontinentale Sedimente, abgesehen von den Conchostracen, recht fossilarm (sehr geringe Diversität und, abgesehen von den Ostracoden und Acritarchen, allgemein auch individuenarm) sind, treten Conchostracen weltweit massenhaft auf, wobei ihre taxonomische Diversität ein bedeutendes Maximum in ihrer stammesgeschichtlichen Entwicklung erreicht. Zahlreiche kurzlebige und für Conchostracen ungewöhnlich stark skulpturierte Arten (Stacheln, Radialrippen etc.) machen die Conchostracen in der kontinentalen Untertrias zu den wichtigsten Leitfossilien. Sie erlauben nicht nur feinstratigraphische Untergliederungen, sondern auch großräumige Korrelationen (sogar zwischen den Nord- und Südkontinenten), da die Conchostracen aufgrund ihrer Lebensweise und ihres Fortpflanzungsmechanismus (trockenresistente, vom Wind ähnlich wie Sporomorphen transportierte Eier) eine sehr große regionale Verbreitung aufweisen.

Dieser großen stratigraphischen Bedeutung steht bisher eine ungenügende taxonomische Bearbeitung gegenüber. Die in Mitteleuropa zu beobachtende Vernachlässigung der permischen und triassischen Conchostracenfaunen resultiert im wesentlichen aus der Tatsache, daß die beiden bisher bekanntesten Conchostracenarten dieses Zeitraums, "*Estheria tenella* (BRONN) und "*Estheria minuta* (von ZIETEN) "Sammelarten" sind, zu denen verschiedene Taxa gestellt wurden, wodurch ihre scheinbar große stratigraphische Reichweite resultiert ("*E. tenella*: Oberkarbon bis Unterperm, "*E. minuta*: gesamte Trias). Durch diese großen Scheinreichweiten entstand der Eindruck, daß die permischen und triassischen Conchostracen insgesamt Faziesfossilien ohne größere stratigraphische Bedeutung seien.

2. Probleme der Taxonomie fossiler Conchostraca

Die Taxonomie der fossilen Conchostraca ist auch heute noch durch zahlreiche Probleme belastet, die bei KOZUR (in Druck, b) ausführlich diskutiert wurden. Hier sollen nur einige dieser Probleme ohne Diskussion kurz aufgezeigt werden.

(1) Unzureichende Beschreibungen und Abbildungen vieler Conchostracenarten erlauben es gegenwärtig nicht, mehr als 30% der permischen und untertriassischen Conchostracenarten ohne Studium des Topotypenmaterials exakt zuzuordnen. Von den meisten Arten liegt nur die Zeichnung eines Exemplars vor, an der man nicht erkennen kann, inwieweit die dargestellten morphologischen Merkmale primär vorhanden oder sekundär durch Verdrückung entstanden sind. Da die Beschreibungen genau auf jene Merkmale zugeschnitten sind, die man an den Zeichnungen erkennen kann, gewinnt man aus Beschreibung und Zeichnung mitunter einen völlig falschen Eindruck vom wirklichen Aussehen undeformierter Klappen eines Taxons.

(2) Gattungstaxa (und darauf beruhende Familientaxa) wurden vielfach auf unzureichend bekannten Arten begründet. So wurde die Gattung *Lioestheria* DEPERET & MAZERAN, 1912, ausschließlich für Conchostracren verwendet, die nicht einmal zur gleichen Oberfamilie gehören, wie *Lioestheria lallyensis* (DEPERET & MAZERAN), die Typusart von *Lioestheria*. Im Jungpaläozoikum und Mesozoikum wurden praktisch alle *Euestheria*-ähnlichen Conchostracrenarten mit zahlreichen Anwachsstreifen zu *Lioestheria* gestellt, während die Typusart *Lioestheria lallyensis* (DEPERET & MAZERAN, 1912) ein jüngeres Synonym von *Estheria pauperi* FRITSCHE, 1901, eine kleinwüchsige Conchostracrenart mit wenigen Anwachsstreifen, großem freiem Wirbel und darauf befindlichen Kboten und Radialelement ist. Damit erhalten natürlich auch die auf *Lioestheria* DEPERET & MAZERAN, 1912, emend. KOZUR, MARTENS & PACAUD, 1981, beruhenden Lioestheriidae RAYMOND, 1946, einen ganz anderen Umfang, und die Pemphiliinadiopsidae TASCH, 1961, werden ihr jüngeres Synonym. Auch die Vertexioidea KOBAYASHI, 1954, werden damit zum jüngeren Synonym der Lioestheriaceae RAYMOND, 1964, = Lioestheriaceae KOBAYASHI, 1954 (vgl. HOLUB & KOZUR, 1981; KOZUR & SITTING, 1981).

Für *Estheriella* (Typusart: *Posidonomya nodosocostata* GIEBEL, 1857, die einzige ursprünglich eingeschlossene verfügbare Art) wurden mehrere Gattungstaxa ohne Materialstudien allein nach unzureichenden Abbildungen und Beschreibungen aus älteren Arbeiten aufgestellt: *Mesoleaia* KOBAYASHI, 1951, mit der Typusart *Posidonomya nodosocostata* GIEBEL, 1857; *Tancrediella* NOVOŽILOV, 1956, mit der Typusart *Estheriella weissii* PICARD, 1910, die ein jüngeres Synonym von *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL, 1857) ist (nur erhaltungsbedingte Unterschiede; der Holotypus ist in der Höhe zusammengedrückt); *Pseudestheriella* NOVOŽILOV, 1956, mit der Typusart *Estheriella nodosocostata* JONES, 1891*) und *Angolestheria* NOVOŽILOV, 1960, mit der Typusart *Estheriella moutai* LERICHE, 1932, ein jüngeres Synonym von *Estheriella costata* WEISS, 1875.

Mitunter wurden die ohnehin schon stark stilisierten Holotypen von Conchostracrenarten aus älteren Arbeiten bei der Aufstellung neuer Gattungen, die auf einer solchen Art beruhen, noch umgezeichnet, wobei taxonomisch wichtige Details verändert oder ganz weggelassen wurden (vgl. Abb. 1).

(3) Zahlreiche Taxa beruhen nur auf erhaltungsbedingten Unterschieden. So sind *Estheria* (*Echinestheria*) *marimbensis* MARLIERE, 1950, die Typusart der Untergattung *Echinestheria* MARLIERE, 1950 (seit KOBAYASHI, 1954, als selbständige Gattung angesehen), *Estheria* (*Pemphicyclus*) *gabonensis* MARLIERE, 1950, die Typusart von *Gabonestheria* NOVOŽILOV, 1958, *Antistrephorrhynchus cordosoi* NOVOŽILOV, die Typusart von *Antistrephorrhynchus* NOVOŽILOV, 1970, und *Cornia* (*Cechrositum*) *transriphaeica* NOVOŽILOV, 1970, die Typusart der Untergattung *Cechrositum* NOVOŽILOV, 1970, alles Arten, die erhaltungsbedingte Varianten der Gattung *Cornia*

*) JONES, 1891, bildete typische Vertreter von *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL) ab. NOVOŽILOV, 1956, hielt sie für eine andere Art. Selbst wenn diese Annahme berechtigt wäre, würde sich daraus nicht eine Art *Estheriella nodosocostata* JONES ableiten. Vielmehr hätte diese Art dann neu benannt werden müssen.

repräsentieren. Die meisten der genannten Arten sind sogar mit *Cornia germari* identisch, zu der insgesamt 26 Synonyma gehören, die zu den Gattungen *Antistrephorrhynchus*, *Cornia*, *Curvacornutus*, *Echinestheria*, *Eulimnadia*, *Gabonestheria*, *Megasitum*, *Rhynchositum*, *Sedovia* und *Wetlugites* gestellt wurden. *Cornia germari* (BEYRICH, 1857) wurde erst bei KOZUR, 1980, erstmalig zu *Cornia* gestellt, nachdem sie zuvor den Conchostracengattungen *Estheria* und *Asmussia* zugeordnet wurde.

(4) Ungenügende Beachtung der intraspezifischen Variabilität, insbesondere der durch Sexualdimorphismus bedingten Unterschiede, führten meist zur Aufstellung von Artpaaren oder Artgruppen (wenn auch noch erhaltungsbedingte Unterschiede der beiden Morphotypen als Artunterschiede gewertet wurden), von denen die beiden durch Sexualdimorphismus bedingten Morphotypen im allgemeinen sogar zu zwei verschiedenen Gattungen gestellt wurden. Solche Artgruppen (richtiger Morphotypengruppen) sind z.B. *Cyclotunguzites mezensis* MOLIN, 1965, + *C. kasanensis* MOLIN, 1965, + *Pseudestheria (Pseudestheria) koslanica* MOLIN, 1965, aus dem Kazanian, *Pseudestheria sibirica* NOVOŽILOV, 1959, + *P. kashirtcevi* NOVOŽILOV, 1959 (non! NOVOŽILOV, 1960), + *P. tumaryana* NOVOŽILOV, 1959, + *P. pliciferina* NOVOŽILOV, 1959, + *Sphaerestheria aldanensis* NOVOŽILOV, 1959, aus der tieferen Untertrias, die alle zu *Polygrapta tumaryana* (NOVOŽILOV, 1959) gehören, und *Brachyestheria taimyrensis* NOVOŽILOV, 1958, + *B. kotschetkovi* NOVOŽILOV, 1958, + *Glyptoasmussia quadrata* NOVOŽILOV, 1958, + *Lioestheria propinqua* NOVOŽILOV, 1958, aus der oberen Untertrias (Olenekian), die alle zu *Euestheria exsecta* NOVOŽILOV, 1946) gehören.

Die Skulptur kann neben starken erhaltungsbedingten Unterschieden auch intraspezifisch sehr stark variieren. So können bei *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL) Exemplare mit 0-14 Radialrippen auftreten, die unterschiedlich lang sind, wechselnde Stärke aufweisen, glatt, beknotet oder in radiale Knotenreihen aufgelöst sein können. Nach der bisher angenommenen taxonomischen Wertung der Skulpturmerkmale würden die Exemplare ohne Radialrippen zu einer anderen Unterordnung gehören als die Exemplare mit Radialrippen (vgl. KOZUR, in Druck a).

(5) Für stratigraphische Untersuchungen besonders hemmend wirkte sich die Verwendung einiger "Sammelarten" aus, deren stratigraphische Reichweite deshalb so groß war, weil in ihnen ganz unterschiedliche Taxa zusammengefaßt wurden. Da, wie einleitend ausgeführt wurde, zu diesen "Sammelarten" auch die beiden bekanntesten Conchostracenenarten des Rotliegenden und der Trias, "*Estheria tenella* (BRONN) und "*Estheria minuta* (von ZIETEN) gehören, entstand der Eindruck, daß Conchostracenen zur Untergliederung der kontinentalen Rotliegendefazies Europas wie auch kontinentaler Triassedimente kaum geeignet seien.

Die Revision von "*Estheria tenella*" anhand des Typus- und Topotypenmaterials bei KOZUR & SITTING, 1981, zeigte aber, daß keine der bisher zu dieser Art gestellten Conchostracenen des Rotliegenden außer einem Teil der bei JONES, 1862, beschriebenen Formen (= Syntypen) zu *Megasitum tenellum* (BRONN) gehört. Vielmehr hat das echte *Megasitum tenellum* (BRONN) eine recht kurze stratigraphische Reichweite und ist durchaus eine stratigraphisch wertvolle Form für die Untergliederung der Oberrotliegenden der Senke von Baden-Baden.

3. Taxonomische Bedeutung der morphologischen Merkmale der Conchostracenschalen

Die morphologischen Merkmale der Conchostracenschalen haben je nach Entwicklungsreihe ganz unterschiedliche Wertigkeit. Was in einer Entwicklungsreihe eine taxonomisch hoch zu bewertende Änderung ist, kann in einer anderen Entwicklungsreihe ein ganz variables Merkmal innerhalb einer Art sein.

Die Größe des Carapax kann in bestimmten Fällen, kombiniert mit anderen Merkmalen, zur Unterscheidung von Gattungen und Arten herangezogen werden, sofern adulte Formen miteinander verglichen werden. Man sollte dabei aber nicht unberücksichtigt lassen, daß die maximale Größe adulter Exemplare stark von ökologischen Faktoren, wie Temperatur und Futterangebot, abhängt.

Aufgrund der Lebensweise der Conodonten (siehe unten) werden mitunter Populationen fossil überliefert, die gänzlich aus juvenilen Exemplaren bestehen. In solchen Fällen ist die Gefahr taxonomischer Fehlinterpretationen von Größenunterschieden besonders groß.

Die Wölbung des Carapax ist für die supraspezifische Taxonomie mitunter recht wichtig. Sie kann nur an unverdrückten Exemplaren exakt festgestellt werden, die im allgemeinen sehr selten sind. Bei einiger Erfahrung ist sie aber auch an flachgedrückten Exemplaren rekonstruierbar. Bei stark gewölbten Exemplaren wird der Wirbel stark über den Dorsalrand herausgedrückt, wenn sie in der Schalenebene flachgedrückt werden.

Der Umriss des Carapax ist stets ein taxonomisch wichtiges Merkmal, doch können Arten mit gleichem Umriss zu ganz verschiedenen Entwicklungslinien gehören. Beispielsweise besitzen *Falsisca* NOVOŽILOV, *Limnadiopsis* SPENCER & HALL, *Palaeolimnadiopsis* RAYMOND, *Pemphilimnadiopsis* TASCH und *Vertexia* LJUTKEVIČ den gleichen charakteristischen Umriss mit langem geradem Dorsalrand und konkaver Einziehung im obersten Teil des Hinterrandes, obwohl sie z.T. sogar zu verschiedenen Oberfamilien gehören. Dagegen fehlt bei *Cornia* LJUTKEVIČ, die fließend aus *Vertexia* hervorgeht, die konkave Einziehung des obersten Hinterrandes.

Das charakteristische Merkmal der konkaven Einziehung des obersten Hinterrandes entwickelt sich mehrfach iterativ, aber nur bei Arten mit sehr langem geradem Dorsalrand (funktionsmorphologische Homöomorphien).

Wichtig bei der Untersuchung des Umrisses sind vor allem die Länge und Ausbildung des Dorsalrandes (gerade oder konvex), der Grad seiner Absetzung gegen die Endränder, der Rundungsgrad der Endränder, die Lage der stärksten Rundung der Endränder zur Mittellinie des Carapax, die Lage der stärksten Rundung des Ventralrandes und das Längen/Höhen-Verhältnis. Alle diese Kriterien werden durch Deformationen extrem stark beeinflußt, wobei besonders plastische Deformationen mitunter schwierig zu erkennen sind. Außerdem unterliegt der Umriss oft einer sehr starken intraspezifischen Variabilität (Sexualdimorphismus, Ontogenese). Daher kann der genaue Umriss und seine Variabilität nur an großen, gut erhaltenen Populationen bestimmt werden.

Lage, Größe und Skulptur des Wirbels gehören zu den wichtigsten taxonomischen Merkmalen. Besonders bedeutsam ist die Größe des anwachsstreifenfreien Wirbelbereichs (hier als freier Wirbel bzw. freie Wirbelfläche bezeichnet) sowie die darauf befindlichen Skulpturelemente (Radialrippe,

Knoten, Hohlstachel etc.). Größe und Skulptur des freien Wirbels sind für die supragenerische Taxonomie entscheidend wichtig. Sie können am besten an frühen Jugendstadien studiert werden, da der freie Wirbel wegen seiner Festigkeits- und häufig auch Wölbungsunterschiede zur übrigen Schale bei adulten Exemplaren meist verdrückt ist.

Die Grobskulptur besteht bei den meisten Conchostracen nur aus konzentrischen Rippen. Ihre Zahl ist bei einigen fossilen Arten ziemlich konstant und dann artcharakteristisch (z.B. bei *Falsisca eotriassica eotriassica* KOZUR & SEIDEL, n.sp.), bei anderen Arten variiert sie in weiten Grenzen, z.B. bei *Liograpt (Magnietheria) mangaliensis* (JONES) zwischen 14 und 36. Oft tritt in der freien Randzone adulter Exemplare eine Drängung der konzentrischen Rippen auf, die durch verlangsamtes Wachstum im letzten Abschnitt der Ontogenese hervorgerufen wird. Vielleicht sollte man künftig die Zahl der gedrängten Anwachsstreifen längs des freien Randes gesondert zählen, weil sie bei einer Art zwischen 0 und 20 variieren kann und so eine hohe Variabilität der Gesamtanwachsstreifenzahl auch bei jenen Arten vorge-täuscht werden kann, bei denen die Zahl der ungedrängten Anwachsstreifen ziemlich konstant ist.

In Biotopen mit rasch wechselnden ökologischen Bedingungen (z.B. in Brackwasserarealen mit wechselnden Salzgehalten) können Drängungen der Anwachsstreifen in jedem beliebigen ontogenetischen Stadium auftreten. Dann kommen auch Exemplare vor, die eine Drängung der inneren Anwachsstreifen aufweisen, während die nachfolgenden ungedrängt sind. Von innen nach außen können dann auch Zonen mit ungedrängten und gedrängten Anwachsstreifen abwechseln. Dies ruft eine besonders hohe intraspezifische Variabilität hervor, ohne daß es sich um ein taxonomisch auswertbares Merkmal handeln würde (vgl. KOZUR, in Druck b).

Gelegentlich treten auch radiale Rippen oder Knotenreihen auf, die taxonomisch stets wichtige Merkmale sind. Sie zeigen aber nicht in jedem Fall verwandtschaftliche Beziehungen an. Die radialberippten paläozoischen Leaiina KOBAYASHI sind eine einheitliche taxonomische Gruppe, die sich deutlich von den Spinicaudata LINDER unterscheidet, u.a. auch durch die kräftigen durchgehenden Radialrippen (selten auch radialen Knoten- oder Stachelreihen). Bei den Spinicaudata entwickeln sich iterativ in einigen phylomorphogenetischen Reihen aus radialen lirae ebenfalls Radialrippen, die, wie die konzentrischen Rippen, der Schalenversteifung dienen. In den Anfangsstadien solcher Entwicklungsreihen können Radialrippen auftreten oder fehlen.

Aus der nur konzentrisch berippten *Polygrapta rybinskensis* (NOVO-ŽILOV emend.) entwickelt sich im Germanischen Becken im höheren Brahmanian fließend *Estheriella costata marginostriata* KOZUR, aus der sich *E. costata costata* WEISS und aus dieser wiederum *E. nodosocostata* (GIEBEL) ableitet. Bei allen *Estheriella*-Arten zeigt sich eine klare Abhängigkeit der Stärke von radialen und konzentrischen Rippen. Je stärker die konzentrische Berippung ausgebildet ist, umso schwächer wird die radiale Berippung und umgekehrt. Bei sehr kräftig konzentrisch berippten Exemplaren kann die radiale Berippung gänzlich fehlen. Erst bei *Liroleaiina* NOVOŽILOV, bei der die Zahl der radialen Rippen weiter reduziert wurde, sind sowohl die konzentrischen als auch die radialen Rippen oder radialen Knotenreihen kräftig ausgeprägt und die Radialrippen fehlen niemals. Die bei *Estheriella* noch hoch variable Radialrippenzahl ist bei *Liroleaiina* artkonstant fixiert. Mit *Liroleaiina* n.sp. erlöschen die Estheriellidae in der oberen Mitteltrias (Longo-bard, Lettenkeuper des Germanischen Beckens, vgl. WARTH, 1969) gänzlich.

Im Jura Zentral- und Südafrikas entstehen aus *Bairdestheria* RAYMOND oder aus Formen, die *Polygrapta* NOVOZILOV emend. nahestehen (*Turfanograpt* NOVOZILOV) erneut radialberippte *Estheriella*-ähnliche Gattungen (*Congestheriella* KOBAYASHI, *Afrograpta* NOVOZILOV, *Camerunograpt* NOVOZILOV), die NOVOZILOV zu Recht als Afrograptidae von den Estheriellidae KOBAYASHI abtrennte. Bei den Afrograptidae sind neben den Radialrippen stets noch deutliche radiale lirae vorhanden, wodurch sich diese Familie leicht von den Estheriellidae unterscheiden läßt.

Weder Estheriellidae noch Afrograptidae sind mit den Leaiina KOBAYASHI verwandt, so daß diese Unterordnung unter Ausschluß der beiden obigen Familien auf das Paläozoikum (Devon-Oberperm) beschränkt ist.

Das Beispiel der radialberippten Conchostracen zeigt, wie wenig sinnvoll eine feste Klassifikation der taxonomischen Wertigkeit morphologischer Merkmale der Conchostracenschale ist, eine Erfahrung, die man gleicherweise auch beim Studium weiterer Crustacea (z.B. Ostracoden) und anderer Fossilien (z.B. Radiolarien) machen kann. Bei den Leaiina KOBAYASHI aus dem Paläozoikum aus dem Paläozoikum ist die Radialberippung das wesentliche unterscheidende Merkmal zur Abgrenzung dieser Unterordnung gegen die im Paläozoikum stets unberippten Spinicaudata, bei der Gattung *Liroleiina* aus der mittleren Untertrias bis Ladin ist die Radialberippung gattungsspezifisch und die Zahl der Radialrippen oder radialen Knotenreihen artkonstant. Bei der Gattung *Estheriella* variiert die Zahl, Stärke und Länge der Radialrippen innerhalb einer Art in weiten Grenzen (0-30 bei *E. costata* und 0-14 bei *E. nodosocostata*) und das Auftreten oder Fehlen von Radialrippen liegt hier sogar innerhalb der intraspezifischen Variabilität.

Nicht mit Radialrippen verwechseln darf man Knickfalten, die durch Längs- oder Querstauchung großer Conchostracenschalen entstehen. Aus mechanischen Gründen verlaufen sie meist diagonal in Richtung auf den anteroven-tralen oder posteroventralen Schalenabschnitt. Vielfach führt ihr Vorhandensein zur Aufstellung neuer Arten, die meist zu *Monoleiophus* gestellt werden, z.B. *Monoleiophus strenuicostatus* REIBLE, eine *Liograpt* (*Magniestheria*) *mangaliensis* (JONES) mit Knickfalte. Von solchen Arten findet man bezeichnenderweise immer nur Einzelexemplare, niemals ganze Populationen.

Zu den taxonomisch wichtigsten Grobskulpturelementen zählen Stacheln, die aber nur bei wenigen Gattungen auftreten. Bei den nahe miteinander verwandten Gattungen *Vertexia* LJUTKEVIČ und *Molinesstheria* KOZUR tragen die dorsalen Enden der äußeren Anwachsstreifen Stacheln. Auch bei der nicht näher mit diesen Gattungen verwandten *Limnadiopsis* SPENCER & HALL ist dies der Fall. *Molinesstheria* besitzt überdies einen vom Dorsum (rippenartige Verdickung entlang des Dorsalrandes) ausgehenden, sehr langen und kräftigen massiven Stachel, der bei stratigraphisch älteren Formen bis 3.2 mm lang werden kann (bei 3.5 bis 4.5 mm Gesamtlänge der Schalen).

Bei *Acantholeiia* ALMEIDA gehen die dorsalen Stacheln von einer sub-dorsalen Leiste aus. Bei *Echinolimnadia* sind die Stacheln in radialen Reihen angeordnet. Bei dieser Gattung dürfte es sich nicht um einen Vertreter der Limnadiacea handeln, wie NOVOZILOV annimmt, sondern um eine Gattung der *Leaiina* KOBAYASHI, bei der die Radialrippen in radiale Stacheln aufgelöst wurden.

Am häufigsten sind Hohlstacheln auf der freien Wirbelfläche. Erhaltungsbedingt sind davon meist nur spitze Kegel (sedimentgefüllte Basis der Hohlstacheln), längliche Knoten oder gerade bzw. gebogene Leisten auf dem freien Wirbel erhalten, wenn der Wirbelstachel unter unterschiedlichem Winkel in Richtung auf die freie Wirbelfläche heruntergedrückt wurde oder völlig auf dieser aufliegt. Bei paläozoischen Formen ist auch primär anstelle eines

Wirbelstachels nur ein Knoten oder eine längliche Aufragung auf der freien Wirbelfläche vorhanden. Alle Conchostracen mit langem, geradem Dorsalrand, geringer bis mäßiger Klappenwölbung und großem freiem Wirbel, auf dem sich ein deutlicher Knoten oder Hohlstachel befindet, gehören zur Oberfamilie Lioestheriacea RAYMOND, 1946, emend. HOLUB & KOZUR, 1981. Diese Oberfamilie enthält bei all ihrer Selbständigkeit und z.T. extremen Spezialisierung und ihren wenig differenzierten Vertretern die Ausgangsformen für die Limnadiacea BAIRD, 1849, und für die Cyzicacea STEBBING, 1910.

Der taxonomische Wert der Feinskulptur (Ornamentierung, Intercostalskulptur) ist umstritten. Die Schalenoberfläche der Conchostracen kann punktiert, retikuliert oder mit (meist radialen) lirae versehen sein. Auf einer Conchostracenschale können mitunter verschiedene Skulpturmuster auftreten (vgl. KOZUR, in Druck b), so daß man geneigt sein könnte, der Feinskulptur wenig taxonomische Bedeutung beizumessen. Andererseits entstehen bestimmte Feinskulpturmuster bei den Spinicaudata erst relativ spät. So ist die Schalenoberfläche der meisten Spinicaudata des Paläozoikums glatt, fein punktiert oder grubig. Nur ganz ausnahmsweise treten schon im Karbon radiale lirae auf (*Anomalonema* RAYMOND). Erst im Oberperm und in der Untertrias werden Formen mit radialen lirae häufig, aber auch zu dieser Zeit dominieren noch Arten mit punktater bis feingrubiger, z.T. auch schon grobgrubiger Schale.

Ab dem basalen Anis sind Spinicaudata-Arten mit grob retikulierter Schale bekannt, z.B. *Dityonatella dictyonata* (REIBLE) und *Dioplexa tiganensis* (NOVOŽILOV). Ab der Obertrias, z.T. schon ab der höheren Mitteltrias, dominieren Arten mit retikulierter Schale oder radialen lirae.

Die Verstärkung der Feinskulptur in verschiedenen phylomorphogenetischen Reihen hat beträchtliche Bedeutung für die Taxonomie, doch wäre es sicher falsch, die verschiedenen Typen der Feinskulptur verschiedenen taxonomischen Einheiten zuzuordnen. Offenbar hat die Feinskulptur der Conchostracenschalen eine ähnliche taxonomische Bedeutung wie das Schloß der Ostracoden, das auch in verschiedenen Entwicklungslinien die Tendenz zur Komplizierung zeigt.

Die Entwicklung der Feinskulptur zeigt keine verwandtschaftlichen Beziehungen zwischen verschiedenen Entwicklungslinien mit gleicher Feinskulptur auf, da die Feinskulpturentwicklung iterativ erfolgt. Als Merkmal, daß sich innerhalb einer phylomorphogenetischen Reihe entwickelt, ist sie aber zu taxonomischen Abgrenzungen innerhalb dieser Entwicklungsreihe gut geeignet. So ist die grob retulierte *Dityonatella* n. gen. aus dem Unteranis gut gegen die feingrubige bis glatte *Falsisca* NOVOŽILOV aus dem Perm bis zur mittleren Untertrias abzugrenzen.

Die Feinstruktur der Schalen wird künftig erhebliche Bedeutung bei der Conchostracentaxonomie erlangen. Das gilt insbesondere für die Schließmuskelnarben, die jetzt erstmalig bei permischen und triassischen Conchostracen nachgewiesen werden konnten (vgl. Taf. 10, Fig. 1, 2; und HOLUB & KOZUR, 1981; KOZUR, in Druck b).

Der lamellare Aufbau der Schale entspricht jenem bei den rezenten Conchostracen. Es treten zwei Schichten auf, von denen meist nur die äußere gut erhalten ist. Sie besteht aus 7 Lamellen I. Ordnung, die durch 2-5 Lamellen II. Ordnung unterteilt werden (vgl. Taf. 10, Fig. 4; Taf. 11, Fig. 2; und KOZUR, in Druck b). Nur die äußerste, vielfach nicht erhaltene Lamelle I. Ordnung ist ornamentiert. Das erklärt die Tatsache, daß auch in ausgezeichnet erhaltenen Faunen bei einer Art Stücke mit oder ohne Feinskulptur auftreten können.

Bei hoher Vergrößerung (3000 x) konnten auf der Schale auch unregelmäßig verteilte, sehr kleine Porenkanäle nachgewiesen werden (Taf. 10, Fig. 2).

Die Kenntnis der Ontogenese ist für die Taxonomie der fossilen Conchostracen recht bedeutsam. Der freie Wirbel tritt bei juvenilen Exemplaren viel stärker hervor als bei adulten, da er in allen Altersstadien die gleiche absolute Größe aufweist. Bei den adulten Formen ist er zudem vielfach verdrückt, da erhebliche Festigkeits- und Wölbungsunterschiede zwischen dem freien Wirbel und der übrigen Schale bestehen können.

Auch im Umriß können juvenile und adulte Exemplare erheblich voneinander abweichen. So besitzt die Jugendform von *Vertexia tauricornis tauricornis* LJUTKEVIČ noch keine konkave Einziehung im obersten Teil des Hinterrandes, weil die Dorsalenden der äußeren Anwachsstreifen erst bei den adulten Formen kräftig rückgebogen sind. Auch die posterodorsalen Stacheln treten erst bei subadulten und adulten Stadien auf. Daher wurden die Jugendformen von *Vertexia tauricornis* LJUTKEVIČ (Typusart von *Vertexia* LJUTKEVIČ) zu *Cornia mellicullum* LJUTKEVIČ gestellt, die als Typusart für *Cornia* vorgesehen war.

Vielfach lassen sich auf dem freien Wirbel von Jugendformen Skulpturmerkmale viel besser erkennen als bei adulten Formen. So konnte das Radialelement auf dem freien Wirbel von *Liograptus (Magnietheria) mangaliensis* (JONES) bisher nur bei Jugendformen nachgewiesen werden.

Obwohl die Conchostracen schon nach wenigen Wochen ausgewachsen sind, kommt es vor allem bei Arten, die bevorzugt kleine, rasch austrocknende Tümpel bewohnen (z.B. *Lioestheria*-Arten des obersten Karbons und Perms), häufig vor, daß diese Tümpel austrockneten oder lebensfeindlich hypersalinar wurden, bevor ein einziges Exemplar das adulte Stadium erreicht hatte. Da bei Neubesiedlung eines Biotops nach erneuter Wasserführung die Conchostracen aus ihren trockenresistenten Eiern nahezu gleichzeitig ausschlüpfen, können so reiche Populationen aus juvenilen Exemplaren entstehen, in denen keine einzige adulte Form auftritt, während andere Populationen ausschließlich aus adulten Formen bestehen. Das war mehrfach Anlaß zur Aufstellung neuer Arten.

Die Kenntnis der Lebensweise fossiler Conchostracen liefert wichtige indirekte Hinweise für die taxonomische Bearbeitung dieser Fossilgruppe. Wie die rezenten Conchostracen bewohnen auch die fossilen Vertreter zumindest seit dem Karbon ausschließlich limnische und brackische Lebensräume. An das Leben im Brackwasser haben sich seit dem Karbon nur wenige Arten angepaßt. Daher bestehen Conchostracenpopulationen aus Brackwasserablagerungen fast ausschließlich aus einer einzigen Art. Da es sich bei brackischen Lebensräumen nicht um rasch austrocknende Tümpel handelt, finden sich in Brackwassersedimenten meist reichlich verschiedene ontogenetische Stadien auf einer Schichtoberfläche. Wechselnde Salzgehalte, die z.T. nahe der Toleranzgrenze für das Überleben der Populationen lagen, verursachten eine besonders hohe Variabilität der Brackwasserconchostracen. Bei den triassischen Conchostracen läßt sich dies sehr gut an *Liograptus (Magnietheria) mangaliensis* (JONES) und *Euestheria minuta* (von ZIETEN) beobachten. Man muß also in Brackwasserablagerungen von vornherein mit einer sehr großen intraspezifischen Variabilität der Arten rechnen und hier besonders zurückhaltend bei der Aufstellung neuer Arten sein.

Sollten in Brackwasserablagerungen mehrere Arten verschiedener Gattungen oder auch nur zwei Arten einer Gattung auftreten, so kann man fast sicher sein, daß intraspezifische Varianten oder verschiedene Erhaltungs-

zustände als Arten angesehen wurden. Auch in Süßwasserablagerungen ist die Zahl der auftretenden Arten in einer Population (Conchostracen in Lebendstellung auf einer Schichtfläche) sehr gering und selbst in wenige Meter mächtigen Schichtfolgen (ohne größere Sedimentunterbrechungen) treten in einer Region stets nur ganz wenige Arten auf.

Statistische Untersuchungen an 6400 Schichtflächen von 100 cm² Größe in der Untertrias des Germanischen Beckens zeigten, daß 85.03% der Flächen nur eine Art führten, 13.2% der Flächen enthielten 2 Arten und nur 1.77% der Flächen führten 3 Arten (vgl. Tabelle 1 aus KOZUR, in Druck b). Auf keiner einzigen Schichtfläche wurden mehr als 3 Arten beobachtet. Diese Daten stimmen sehr gut mit rezenten Befunden überein. Da überdies die untertriassischen Sedimente des Germanischen Beckens sowohl nach der Arten- als auch nach der Individuenzahl zu den conchostracenreichsten Ablagerungen der geologischen Vergangenheit gehören, dürften diese Werte repräsentativ für die meisten fossilen Conchostracenfaunen sein.

Nicht nur in der Trias, sondern auch im Paläozoikum treten zwei Arten einer Gattung außerordentlich selten auf einer Schichtfläche auf.

Auch innerhalb einer lithostratigraphischen Einheit des Germanischen Buntsandsteins ist die Zahl der Conchostracenarten auffallend gering, wenn man ein Member oder eine Formation betrachtet. Die gleiche Erfahrung kann man auch im Rotliegenden (oberstes Karbon bis Mittelperm) Mitteleuropas sammeln. In der ca. 200 m mächtigen conchostracenreichen Nordhausen-Formation des Thüringer Beckens, Ostharrandes und Subherzynen Beckens konnten insgesamt nur 7 Arten und Unterarten nachgewiesen werden. Darunter ist *Euestheria gutta* (LJUTKEVIĆ) mit einem Anteil von ca. 90% und *Falsisca eotriassica* KOZUR & SEIDEL mit einem Anteil von ca. 9% vertreten. In der ca. 100 m mächtigen Volpriehausen-Formation des Germanischen Beckens wurden bisher nur 4 Arten nachgewiesen, wobei in der Volpriehausen-Wechselagerung nahezu 100% der dort massenhaft vorkommenden Conchostracen zu *Liograptus (Magnietheria) mangaliensis* (JONES) gehören.

Innerhalb einer Conchostracen-Range-Zone oder Assemblage-Zone wurden maximal 9 Arten nachgewiesen, von denen aber stets nur 1-2, selten 3 Arten häufig sind. Dabei schließen sich die 2-3 häufigsten Arten einer Zone meist noch gegenseitig weitgehend bis völlig aus. So treten in der *Estheriella nodosocostata*-Zone der höheren Bernburg-Formation des Germanischen Beckens entweder Massenvorkommen von *Cornia germari* (BEYRICH) oder Massenvorkommen von *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL) auf. Nur außerordentlich selten finden sich beide Arten auf einer Schichtfläche, doch auch dann dominiert eine Art ganz entscheidend über die andere (etwa im Verhältnis 100-1000:1).

Die Kenntnis der Lebensweise und damit der geschilderten Art des Auftretens der fossilen Conchostracen gibt uns eine ausgezeichnete Kontrollmöglichkeit in die Hand, ob die Zahl der auf einer Schicht oder in einem geringmächtigen Intervall ausgeschiedenen Conchostracenarten wirklich mit den oben dargelegten Verhältnissen in Einklang zu bringen ist. Oftmals findet man Angaben über das Vorkommen von 10-15 oder mehr Conchostracenarten in einer Probe oder aus einem wenige Zentimeter bis Meter mächtigen Intervall. Vielfach stammt das Material dabei aus Bohrungen, wo nur wenige Individuen pro Schichtfläche gewonnen werden können. So beschrieb NOVOŽILOV, 1959, aus der Teufe von 1274-1280 m (nach NOVOŽILOV Tatarian) der Bohrung P-2 von Kap Ilja (Nordsibirien) 16 Arten, die er zu 12 Gattungen stellte. Von 14 dieser Arten stammen die Holotypen aus diesem Bohrkern, darunter die Typusarten von *Polygraptus* NOVOŽILOV und *Sphaero-*

grapta NOVOŽILOV. Allein die Holotypen von vier *Polygrapta*-Arten wurden aus diesem Material beschrieben. Nach den oben dargelegten Untersuchungsergebnissen kann man stets damit rechnen, daß in solchen Fällen mehrere oder fast alle Arten miteinander synonym sind. Im vorliegenden Fall gehören fast alle Arten zu *Polygrapta chatangensis* (NOVOŽILOV). Lediglich die als *Cyclestheria krivickii* NOVOŽILOV bestimmte Conchostracenerart und *Liograptia stricticostata* NOVOŽILOV gehören nicht zu dieser Art (vgl. KOZUR, in Druck b). Von den 16 ausgeschiedenen Arten können also nur drei bestätigt werden, und selbst die Typusart von *Sphaerestheria* NOVOŽILOV, 1958, ist ein jüngeres Synonym von *Polygrapta chatangensis* (NOVOŽILOV), der Typusart von *Polygrapta* NOVOŽILOV, 1946.

Aus der 50-70 m mächtigen Krasnobakovskaja Svita (Oberes Brahmanian) vom Mittel- und Oberlauf des Vetluga-Flusses gab NOVOŽILOV (in BLOM, 1969) 27 Arten an, darunter neun *Pseudestheria*-Arten. Kaum ein Drittel dieser Arten dürfte nach künftigen Revisionen Bestand haben.

Die starke Aufsplitterung der Arten ohne ausreichende Berücksichtigung erhaltungsbedingter und intraspezifischer Variabilität bedingt die anderweitig schwer erklärbare Tatsache, daß aus der Untertrias der Russischen Plattform und Sibiriens die ca. drei- bis fünffache Artenzahl, verglichen mit den überaus reichen Conchostracenerfaunen der Germanischen Untertrias, bekannt ist. Dabei ist auch die Conchostracenerfauna der Germanischen Untertrias revisionsbedürftig. Hier wurde zwar die intraspezifische Variabilität stets berücksichtigt, nach der bisher allgemein gültigen Conchostracenernomenklatur und Bearbeitungsmethodik wurden aber auch hier die erhaltungsbedingten Unterschiede nicht ausreichend berücksichtigt. So stellte REIBLE, 1962, für die Exemplare von *Liograptia (Magniestheria) mangaliensis* (JONES) mit starker Abschwächung der konzentrischen Berippung im Wirbelbereich die neue Art *Isaura praelonga* und für ein Exemplar der obigen Art mit Knickfalte die neue Art *Monoleioplhus strenuicostatus* auf.

KOZUR, 1980, beschrieb aus dem Kraftsdorfer Sandstein der Bernburg-Formation von Kraftsdorf neun Arten und drei Arten in offener Nomenklatur. Wie bei KOZUR (in Druck a) aufgezeigt wurde, lassen sich, nach Neubearbeitung des Materials und umfangreichen Neuaufsammlungen sowie Revisionen im Rahmen der monographischen Bearbeitung der untertriassischen Conchostracener nach den bei KOZUR (in Druck b) aufgezeigten Kriterien, davon nur fünf Arten und eine fragliche Form in offener Nomenklatur aufrechterhalten. Auch eine der neuen Arten muß eingezogen werden.

Folgende Arten treten in diesen Schichten auf:

Cornia germari (BEYRICH, 1857)

Dazu auch die als *Sedovia bergessensis* (NOVOŽILOV), *S. cf. mutusjaensis* (MOLIN), *S. vulgaris* KOZUR, *Wetlugites* sp. und als Übergangsformen zwischen *S. vulgaris* und *S. udorensis* (MOLIN) bestimmten Formen.

Vertexia tauricornis LJUTKEVIČ, 1941

Dazu auch die als *Palaeolimnadiopsis* sp. bestimmte Form und ein geringer Teil der zu *Sedovia vulgaris* gestellten Exemplare.

Estheriella costata marginostriata KOZUR, 1980

Euestheria gutta oertlii KOZUR, 1980

Molinestheria seideli KOZUR, 1980

"*Pseudestheria*" ? sp.

Wie schon KOZUR, 1980, ausführte, ist diese letztere Art wegen ihrer Erhaltung unbestimmbar. Es handelt sich entweder um *Polygrapta rybinskensis* (NOVOZILOV) emend. KOZUR & SEIDEL, oder um *Estheriella costata marginostriata* KOZUR.

Die Untersuchung phylomorphogenetischer Reihen bietet eine weitere Kontrollmöglichkeit für taxonomische Revisionen. Die oben geschilderte gegenwärtige Situation in der Conchostracentaxonomie, die durch eine erheblich zu große Arten- und Gattungszahl charakterisiert ist, kann bei den unbedingt notwendigen Revisionen leicht zum gegenteiligen Extrem, der Entstehung von Sammelarten, führen. Das liegt objektiv darin begründet, daß die intraspezifische Variabilität von Carapaxmerkmalen phänomenologisch größer sein kann als phylomorphogenetische Änderungen in einem bestimmten Zeitraum. So ist die oben geschilderte intraspezifische Variabilität bei *Estheriella costata* WEISS (0-30 Rippen) und *E. nodosocostata* (GIEBEL), die 0-14 Rippen aufweisen kann, so hoch wie das Hauptunterscheidungsmerkmal (Vorhandensein oder Fehlen von Radialrippen) zwischen der paläozoischen Unterordnung Leaiina von den paläozoischen Spinicaudata. Wenn auch nicht alle Fälle intraspezifischer Variabilität so extrem sind, so lassen sich doch viele Beispiele dafür finden, daß morphologische Unterschiede des Carapax, die bei einer Art intraspezifische Variabilität anzeigen, bei anderen Entwicklungsreihen das irreversible Ergebnis lang andauernder evolutionärer Veränderungen sind. Das kann letztlich alle bei fossilen Conchostracen taxonomisch auswertbaren Merkmale, wie Umriß, Größe und Skulptur des freien Wirbels, Grob- und Feinskulptur betreffen.

Potenziert werden die daraus erwachsenden Probleme dadurch, daß durch die erhaltungsbedingte Variabilität bestimmte Erhaltungs- und Deformationstypen in großen Mengen auftreten, die sich - bezogen auf undeformiertes Material - im Artbereich oder sogar in supraspezifischen Kategorien unterscheiden. Bei plastischen Deformationen, die selbst bei hohen Vergrößerungen im SEM keine äußeren Spuren von Deformationen erkennen lassen, wird das Erkennen erhaltungsbedingter Unterschiede mitunter schwierig. So gehören Conchostracen mit glattem, freiem Wirbel und solche mit einem Hohlstachel auf dem freien Wirbel zumindest zu verschiedenen Gattungen. In jeder anderweitig gut erhaltenen Population von *Cornia germari* (BEYRICH), die einen langen, hohlen Wirbelstachel besitzt, kann man unter 1000 Exemplaren stets über 100 Stücke finden, die scheinbar einen glatten, freien Wirbel besitzen (*Sedovia*- bzw. *Palaeolimnadia*-Erhaltungstyp), bei denen nur die sedimentgefüllte Basis des Hohlstachels als Kegel auf der freien Wirbelfläche erhalten ist (*Cornia*-Erhaltungstyp), bei denen dieser Sedimentkegel an den Dorsalrand gequetscht wurde (*Echinestheria*- bzw. *Wetlugites*-Erhaltungstyp) etc. Formen mit voll erhaltenem Wirbelstachel (*Vertexia*-Erhaltungstyp) bilden meist die zahlenmäßige Minderheit. Für diese und weitere Erhaltungsformen (siehe KOZUR, in Druck a, b) wurden jeweils selbständige Gattungen aufgestellt, oder sie wurden Gattungen zugeordnet, bei denen die genannten Merkmale (z.B. großer, glatter, freier Wirbel) nicht erhaltungsbedingt, sondern wirklich gattungsspezifisch sind.

Liegen solche reichen Populationen mit den o.g. unterschiedlichen Erhaltungen vor, so ist man zunächst geneigt, alle diese Formen als Erhaltungszustände einer Art aufzufassen. Hierbei kann man aber sehr leicht einem Trugschluß unterliegen, wenn nicht nur unterschiedliche Erhaltungszustände, sondern darüber hinaus auch nahe verwandte Taxa (etwa Vertreter verschiedener Gattungen einer Familie mit gleichem Schalenumriß und gleicher Größe des freien Wirbels) vorliegen. Insbesondere wird die Entscheidung zwischen unterschiedlichen Taxa und unterschiedlichen Erhaltungs-

zuständen in einer Population nahezu unmöglich, wenn im Verlauf phylomorphogenetischer Entwicklungen Vorläuferformen und neu entstandene Formen noch längere Zeit miteinander vorkommen, wie das bei den Conchostracen überaus häufig der Fall ist. Durch die Lebensweise der Conchostracen bedingt, können geographisch isoliert entstandene Taxa durch Windverfrachtung der trockenresistenten Eier immer wieder in das Verbreitungsgebiet der Vorläuferart gelangen. So läßt sich im Germanischen Becken die Entstehung von *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL) aus *E. costata* WEISS anhand von Übergangsformen lückenlos verfolgen. In einem Intervall von ca. 50 m überschneidet sich dann der Lebensbereich beider Arten, wobei aber meist entweder die eine oder die andere Art auftritt.

Bei der hohen Variabilität der Rippenzahl von 0-30 (*E. costata*) bzw. 0-14 (*E. nodosocostata*) ergaben sich hieraus natürlich Schwierigkeiten bei der Abgrenzung beider Arten, die durch statistische Auswertung reicher Populationen (unterschiedlicher Rippenabstand bei gleicher Rippenzahl als entscheidendes Kriterium zur Abgrenzung beider Arten) gelöst werden konnten (vgl. KOZUR & SEIDEL, 1983; KOZUR, in Druck a).

Ein ganz ähnlicher Fall liegt bei der Artgruppe *Cornia germari* (BEY-RICH), *Vertexia tauricornis* (LJUTKEVIĆ) und *Molinesstheria seideli* (KOZUR) vor. Alle drei Arten haben eine ähnliche Größe, einen ähnlichen Schalenumriß und einen ähnlich großen freien Wirbel mit darauf befindlichem Hohlstachel. Folgende unterschiedliche Merkmale lassen sich feststellen (vgl. auch emendierte Diagnose von *Cornia germari* in der systematischen Beschreibung): *Molinesstheria seideli* besitzt eine stabförmige Verdickung von rundlichem Querschnitt (Dorsum) entlang des Dorsalrandes. Sie läuft in einen bei stratigraphisch älteren Formen extrem langen (bis 3.2 mm), bei stratigraphisch jüngeren Formen zunehmend kürzeren Dorsumstachel mit rundem bis elliptischem Querschnitt aus, der so stabil ist, daß er selbst bei schemenhafter Erhaltung der Schalen noch deutlich zu erkennen ist. Durch diesen Dorsumstachel ist *M. seideli* an sich leicht von den beiden anderen genannten Arten zu unterscheiden. Nur bei den stratigraphisch älteren Vertretern von *Vertexia tauricornis* (aus der obersten Nordhausen-Formation) tritt ein sehr langer posterodorsaler Stachel auf, der die Länge des Dorsumstachels der stratigraphisch jüngsten *M. seideli postera* KOZUR & SEIDEL erreichen kann, aber immer aus dem rückgebogenen Dorsalende des äußeren Anwachsstreifens oder gegebenenfalls aus darunter liegenden Teilen des Thorax und nicht aus dem Dorsum (bei *Vertexia* nicht vorhanden) entspringt.

Die stratigraphisch ältesten Vertreter von *Vertexia tauricornis tauricornis* LJUTKEVIĆ besitzen stark rückgebogene Dorsalenden der äußeren Anwachsstreifen (nur bei adulten Formen!), wodurch posterodorsal eine konkave Einziehung entsteht. Die rückgebogenen Dorsalenden dieser Anwachsstreifen laufen spitz aus und enden in mäßig langen, kräftigen, posterodorsalen Stacheln, die schräg von der Schale abstehen und daher häufig nicht erhalten sind. Bei einigen Exemplaren hat es den Anschein als würden diese Stacheln an der Innenseite der Anwachsstreifen entspringen (d.h. dann gegebenenfalls als dorsale Beborstung des Thorax).

Wenn der Wirbelstachel und die posterodorsalen Stacheln nicht erhalten sind, ähneln diese Formen *Falsisca* NOVOŽILOV und *Palaeolimnadia* RAYMOND. Diese stratigraphisch ältesten und gleichzeitig typischen Formen von *Vertexia tauricornis tauricornis* sind unabhängig von der Erhaltung der Stacheln auch durch ihre posterodorsale konkave Einziehung von *Molinesstheria seideli* und *Cornia germari* zu trennen.

In stratigraphischer Abfolge geht *Vertexia tauricornis tauricornis* fließend in *Cornia germari* über. Dabei wird die dorsale Rückbiegung der Anwachsstreifen rückgebildet und verschwindet schließlich völlig. Die posterodorsalen Stacheln werden immer länger und zarter (*Vertexia tauricornis transita* KOZUR & SEIDEL) und verschwinden schließlich ebenfalls völlig. Damit ist dann die *Cornia*-Ausbildung (Stachel oder kegelförmiger Knoten auf der freien Wirbelfläche, keine posterodorsalen Stacheln) erreicht. In einem ca. 30 m mächtigen Intervall in der oberen (aber nicht obersten) Bernburg-Formation kommt nur noch *Cornia germari* vor. Bei keinem der z.T. vorzüglich erhaltenen, weit über 10.000 untersuchten Exemplare dieses stratigraphischen Bereichs konnten posterodorsale Stacheln nachgewiesen werden, während der Wirbelstachel oftmals erhalten ist.

In einem ca. 40 m mächtigen Intervall im Kraftsdorfer Sandstein und im unteren Teil der oberen Wechsellagerung der Bernburg-Formation des Thüringer Beckens und in altersgleichen Schichten des SE-Harzrandes vom Hauptrogenstein bis ca. 40 m über seiner Basis kommen alle drei Arten gemeinsam vor. Dabei ist *Molinesstheria seideli* im höheren Teil dieses stratigraphischen Bereichs durch *M. seideli postera* mit verkürztem Dorsumstachel und *Vertexia tauricornis* anfangs überwiegend, später ausschließlich durch *Vertexia tauricornis transita* (Übergangsform zu *Cornia germari*) vertreten. Für die erste Revision der bestachelten Conchostracen bei KOZUR & SEIDEL, 1981, wurden alle untersuchten Proben aus diesem stratigraphischen Bereich entnommen. Da innerhalb dieses Intervalls keinerlei Unterschiede in der stratigraphischen Reichweite der drei Arten verzeichnet werden konnten, gingen KOZUR & SEIDEL davon aus, daß es sich nur um zwei Arten, *Vertexia germari* und *Molinesstheria seideli* handelte, und die auftretenden Unterschiede erhaltungsbedingt seien. Dipl.-Geol. Th. MARTENS, dem wir einen Teil dieser Aufschlüsse zeigten und der daraufhin eine eigene Revision dieser Artengruppe vornahm, kam nach mündlicher Mitteilung (MARTENS, in Druck) zu ganz ähnlichen Ergebnissen, allerdings faßte er alle drei Arten zu einer Art der Gattung *Vertexia* oder *Cornia* zusammen. Bei dieser letzteren Auffassung muß man aber eine Erklärung dafür finden, wieso einige Exemplare ein Dorsum und einen Dorsumstachel besitzen, andere nicht. Da der Dorsumstachel außerordentlich robust ist und in Schalenebene liegt, scheiden erhaltungsbedingte Unterschiede wie bei den posterodorsalen Stacheln und beim Wirbelstachel für die Mehrzahl der Exemplare aus. Der Dorsumstachel ist so robust, daß er sich selbst noch durchpaust, wenn er von der Schale eines anderen Exemplars überdeckt wird. Die Möglichkeit eines aberranten Sexualdimorphismus wurde bei KOZUR & SEIDEL, 1983 a, diskutiert, aber verworfen, weil *Molinesstheria seideli*, *Vertexia tauricornis* und *Cornia germari* klar voneinander abweichende Reichweiten haben. Wie hoch die taxonomische Wertigkeit des Dorsumstachels anzusetzen ist, kann nicht entschieden werden, da er bei den fossilen und rezenten Conchostracen einmalig dasteht. Wegen seiner leichten Erkennbarkeit wird seinem Vorhandensein oder Fehlen hier Gattungsrang zugebilligt.

Für die rein taxonomische Auswertung ist die funktionelle Deutung des Dorsumstachels und auch der posterodorsalen Stacheln zweitrangig. Wenn wir z.B. beobachten können, daß alle Vertreter von *Molinesstheria seideli* ab der obersten Nordhausen-Formation bis mittleren Bernburg-Formation einen sehr langen Dorsumstachel aufweisen, im tieferen Teil der oberen Bernburg-Formation dagegen nur noch Vertreter mit relativ kurzem und in stratigraphischer Abfolge immer mehr reduziertem Dorsumstachel auftreten, dann ist das eine taxonomisch auswertbare evolutive Veränderung. Dabei ist es dann eher gleichgültig, ob das Dorsum und der Dorsumstachel Teile des Carapax oder Teile des Weichkörpers darstellen. Auch Änderungen

des Weichkörpers bei unveränderter Ausbildung des Carapax würden taxonomisch zumindest im Unterartbereich auswertbare Unterschiede darstellen. Der außerordentlich stabile Aufbau des Dorsums und Dorsumstachels spricht allerdings dagegen, daß es sich um Teile des Weichkörpers handelt, die nur dann erkennbar sind, wenn sie bei der Einbettung aus dem Carapax herausragten. Bei den Exemplaren, wo sie bei der Einbettung vom Carapax umschlossen waren, müßten sie sich stets durchpausen, ganz abgesehen davon, daß der extrem lange und robuste Dorsumstachel der stratigraphisch älteren Vertreter nur in eingerollter Form im Carapax Platz hätte, wodurch er sich dann noch stärker durchpausen müßte.

Gleicherweise würde auch die Deutung der posterodorsalen Stacheln als dorsale Thoraxbestachelung ihren taxonomischen Wert nicht schmälern. Auch hier sind deutliche Unterschiede zu erkennen: mäßiglang, aber stets kräftig bei *V. tauricornis tauricornis*, sehr lang aber nur sehr zart bei *V. tauricornis transita*, fehlend bei allen *Cornia*-Arten. Die Deutung der posterodorsalen Stacheln als Thoraxbestachelung kann trotz des vorliegenden, überaus reichen und gut erhaltenen Materials noch nicht ganz ausgeschlossen werden. Obwohl ihre konstante Lage, in Verbindung mit den dorsalen Enden der äußeren Anwachsstreifen, dann schwer erklärbar sein würde, könnten andererseits gewisse, durchaus nicht seltene Erhaltungszustände bei dieser Deutung leichter erklärt werden.

Durch die Untersuchung der Gesamtreichweiten von *Molinesitheria seideli*, *Vertexia tauricornis* und *Cornia germari* konnte erkannt werden, daß hier drei voneinander zu trennende Arten vorliegen. Bei der Untersuchung des 40 m mächtigen Intervalls, wo alle drei Arten gemeinsam auftreten und zahlreiche Übergangsformen zwischen *Vertexia tauricornis* und *Cornia germari* vorkommen, war eine solche Entscheidung nicht möglich, weil man dann Vorhandensein oder Fehlen des Dorsumstachels oder der posterodorsalen Stacheln ausschließlich auf erhaltungsbedingte Faktoren zurückführen könnte. Dieses Beispiel zeigt deutlich, daß in einigen Fällen bei der Untersuchung zu kleiner stratigraphischer Intervalle nicht entschieden werden kann, welche Merkmalsunterschiede Ausdruck intraspezifischer (oder erhaltungsbedingter) Variabilität und welche Unterschiede taxonomisch auswertbare, im Laufe evolutiver Entwicklung entstandene Merkmale anzeigen. Es besteht dann die Gefahr, daß man in eine modernisierte Taxonomie der Frühphase der Erforschung fossiler Conchostracen zurückfällt, die durch die Existenz von zahlreichen Sammelarten gekennzeichnet war, welche die biostratigraphische Auswertung stark erschwerten und teilweise sogar unmöglich machten.

Abschließend noch kurze Bemerkungen zur Besetzungsdichte in Conchostracen-Populationen. Bei sehr reichen Populationen, in denen die Conchostracen in Lebendstellung erhalten sind (doppelklappig, Dorsalrand oben) oder stärkere Verfrachtung ausgeschlossen werden kann, wurden im allgemeinen 300-1000 Exemplare/m² nachgewiesen. Der sonst nicht annähernd erreichte Extremwert lag bei ca. 14.000 Exemplaren auf 1 m². Bei zusammengeschwemmten Exemplaren lag der höchste Wert bei ca. 43.000/m². Diese Ergebnisse kontrastieren auffallend mit den immer wieder veröffentlichten Zahlen über extrem hohe Besetzungsdichten. Zuletzt wurden bei MARTENS, SCHNEIDER & WALTER, 1981, für eine Population mit vorwiegend doppelklappiger Erhaltung aus einer Schicht in der Tambach-Formation der Lokalität Bromacker bei Tambach Besetzungsdichten von 100.000-150.000 Exemplaren/m² angegeben. Der oben angegebene Extremwert von ca. 14.000 stammte aus einer Population der Bernburg-Formation, die reicher als die reichsten Populationen der Tambach-Formation in der Lokalität Bromacker ist. Legt man z.B. für die im Tambacher Sandstein (schluffige Lagen) auf-

tretende *Lioestheria andreevi* (ZASPELOVA) eine Carapaxfläche von 0.07 cm² zugrunde, dann würden die Individuen bei einer Besetzungsdichte von 150.000 Stück/m² so dicht nebeneinander liegen, daß praktisch kein Sediment zwischen ihnen vorkäme. Das läßt sich zwar auf einem oder mehreren cm² immer wieder beobachten (selbst bei Besetzungsdichten von unter 1000 Exemplaren/m²), aber nicht auf einer Fläche von 1 m² oder noch größeren Flächen.

Reine Hochrechnungen von 1 cm² auf 1 m² ohne Einfügung eines Streufaktors, den man durch statistische Auswahl von 100 Einzelmessungen à 1 cm² recht gut, bei 10 solcher Einzelmessungen meist schon ausreichend erfassen kann, liefern also kein brauchbares Bild von den wirklichen Besetzungsdichten.

Stratigraphische Bedeutung der Conchostracen am Beispiel bestachelter und radialberippter Arten aus dem Oberen Brahmanian

Die intraspezifische Variabilität der radialberippten *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL) wurde bei KOZUR (in Druck a) ausführlich diskutiert (vgl. auch Taf. 6, Fig. 3, 4; Taf. 7, Fig. 4-6; Taf. 8, Fig. 1-3, 5-8). Desgleichen wurde in dieser Arbeit auch die erhaltungsbedingte Variabilität von *Cornia germari* (BEYRICH) aufgezeigt. Hier sollen davon nur die Abbildungen auf Taf. 1, Fig. 3; Taf. 2, Fig. 5, 6; Taf. 3, Fig. 2-5; Taf. 4, Fig. 1, 2, 4-6; Taf. 5, Fig. 1-6; Taf. 6, Fig. 1, 2; Taf. 7, Fig. 7, 8; und Taf. 8, Fig. 4, eine Vorstellung vermitteln. Die umfangreiche Synonymieliste von *Cornia germari* (BEYRICH) wird bei KOZUR & SEIDEL, 1983 a, ausführlich erläutert (siehe dort).

Im Thüringer Becken kommen im obersten Teil der Nordhausen-Formation reichlich Exemplare von *Molinesstheria seideli seideli* mit sehr langem Dorsumstachel vor. Bis zum unteren Kraftsdorfer Sandstein wird die Länge des Dorsumstachels nicht reduziert. Im höheren Kraftsdorfer Sandstein und etwas darüber nimmt die Länge des Dorsumstachels rasch ab (*M. seideli postera*). Danach setzt die Gattung *Molinesstheria* völlig aus.

Vertexia tauricornis tauricornis kommt mit typischen Exemplaren (kräftige, mäßig lange posterodorsale Stacheln, kräftige Rückbiegung der Dorsalenden der äußeren Anwachsstreifen) in der obersten Nordhausen-Formation reichlich vor. Mit abnehmender Häufigkeit kommt diese Unterart noch bis zum tieferen Teil der oberen Bernburg-Formation vor.

Vertexia tauricornis transita setzt erst in der unteren Bernburg-Formation ein, ist im mittleren und im tieferen Teil der oberen Bernburg-Formation sehr häufig und setzt etwa in der Mitte der oberen Bernburg-Formation aus.

Cornia germari setzt ebenfalls erst in der Bernburg-Formation ein und kommt mit stetig steigender Häufigkeit bis zur oberen (aber nicht obersten) Bernburg-Formation vor, wo sie bis ca. 30 m oberhalb des letzten Auftretens von *Vertexia tauricornis transita* zu finden ist und dann ganz abrupt inmitten conchostracenreicher Schichten nachkommenlos aussetzt.

Genau die gleiche Abfolge tritt im südöstlichen Harzvorland auf. Im oberen, rogensteinführenden Teil der dort zur Nordhausen-Formation gestellten Schichten finden sich bereits reichlich *Vertexia tauricornis transita* und *Cornia germari*. Dieser stratigraphische Bereich entspricht offensichtlich der unteren Wechsellagerung der Bernburg-Formation Thüringens, zumal in den Hauptrogensteinschichten bereits erste Estheriellen einsetzen, die sich im Thüringer Becken in einer phylomorphogenetischen Reihe aus *Polygrapta rybinskensis* entwickeln, und dabei nahe der Basis des Kraftsdorfer Sandsteins einsetzen.

Die Basis der Bernburg-Formation im SE-Harzvorland liegt also erst an Äquivalenten der Basis des Kraftsdorfer Sandsteins im Thüringer Becken (mittlere Bernburg-Formation), dessen unterer Teil damit den Hauptrogensteinschichten des SE-Harzvorlandes entspricht, wo die gleichen Conchostracenfaunen auftreten (vgl. KOZUR & SEIDEL, 1983 b). Schon in diesen unmittelbar benachbarten Gebieten sind die lithostratigraphischen Einheiten trotz gleichen Namens nicht zeitgleich. Allerdings handelt es sich mehr um nomenklatorische Fragen, denn der obere rogensteinführende Teil der Nordhausen-Formation des SE-Harzrandes läßt sich durchaus von dieser Formation abtrennen.

Die stratigraphische Reichweite von *Vertexia tauricornis* auf der Russischen Plattform wird bei KOZUR, LOZOVSKIJ et al. (in Druck) diskutiert. Dort wurde festgestellt, daß entgegen bisheriger Angaben diese Art stets nur in der Krasnobakovskaja (Pod)svita und zeitlichen Äquivalenten vorkommt und daher eine Leitform des höheren Brahmanian ist.

Cornia germari ist außerhalb des Germanischen Beckens aus folgenden Gebieten bekannt: obere, aber nicht oberste Korenevskaja svita der Belorussischen SSR; Krasnobakovskaja Podsvita (oder Svita = Formation, je nach Autor unterschiedlich gehandhabt) der Moskauer Sineklise, des Wolgagebietes und altersgleicher Schichten im Prikaspi- und Voruralgebiet. Diese Vorkommen gehören jeweils zum höheren Brahmanian. *Cornia germari* verbirgt sich hier unter vielen Arten (vgl. ausführliche Synonymieliste bei KOZUR & SEIDEL, 1983 a). Auch ein Teil der von NOVOŽILOV in mehreren Arbeiten zu *Palaeolimnadiopsis albertii* (VOLTZ) gestellten Formen gehört zu *Cornia germari*, da sich NOVOŽILOV bei seinen Bestimmungen auf das bei PICARD, 1910, Taf. 23, Fig. 1, abgebildete Exemplar bezieht, das zu *Cornia germari* gehört. Andere von NOVOŽILOV zu "*Palaeolimnadiopsis*" *albertii* gestellte Exemplare gehören zur Gattung *Falsisca* (u.a. bei NOVOŽILOV, 1958).

Im Germanischen Becken setzt *Euestheria albertii* (VOLTZ) in ihrer durch den Holotypus definierten Fassung im basalen Anis oder allerhöchstem Skyth ein. Der Holotypus stammt gleichfalls aus dem Unteranis (Grès à *Voltzia*). Dabei entwickelt sich die Art im Germanischen Becken durch Größenzunahme fließend aus *Euestheria exsecta* (NOVOŽILOV) emend. KOZUR & SEIDEL, 1983, die hier im Olenekian massenhaft auftritt.

Das schwer deutbare Vorkommen von *Euestheria albertii* (VOLTZ) im höheren Brahmanian der Russischen Plattform und ihre ebenso schwer verständliche Zuordnung zu *Palaeolimnadiopsis* bei NOVOŽILOV findet durch den eindeutigen Bezug auf *Estheria albertii* sensu PICARD (= *Cornia germari*) seine Erklärung.

Vermutlich zu *Cornia germari* gehören *Cornia longula* ZASPELOVA und *Cornia ovata* ZASPELOVA. Diese Zuordnung ist allerdings nicht definitiv, da weder aus den Beschreibungen noch aus den Abbildungen bei ZASPELOVA der genaue taxonomische Umfang der beiden Arten rekonstruierbar ist (vgl. NOVOŽILOV, 1970). Beide Arten stammen nach ZASPELOVA, 1965, aus der Untertrias von Mitteltiman. Die Umstufung dieser Schichten in das Oberperm bei NOVOŽILOV, 1970, scheint nach den auftretenden Conchostracenarten nicht gerechtfertigt zu sein.

Sicher zu *Cornia germari* gehört auch *Cornia truempyi* DEFRETIN-LEFRANC, 1969, aus der obersten Wordie Creek-Formation (Schichten mit *Unionites breviformis*) Grönlands. Diese Schichten gehören nach einer freundlichen persönlichen Mitteilung von Prof. R. TRUEMPY, Zürich, in den Grenzbereich "Dienerian"/"Smithian" (= Brahmanian/Jakutian-Grenzbereich).

Wahrscheinlich zu *Cornia germari* gehört auch *Estheria (Pemphicyclus) gabonensis* MARLIERE, 1950, die Typusart von *Gabonestheria* NOVOŽILOV, 1958. Sie stammt aus roten Schichten der oberen Assagno-Formation (oberste Agoula-Gruppe) von Gabon. Nach den bei JARDINE, 1974, verzeichneten Sporomorphen läßt sich die obere Assagno-Formation in das oberste Perm bis in tiefere Untertrias einstufen.

In den Mangli-Schichten (Panchet-Gruppe) von Indien tritt eine *Cornia*-Art auf, von der bisher leider keine Abbildungen vorliegen. Falls es sich um *Cornia germari* handelt, würde diese Art auch in Indien vorhanden sein.

Alle Vorkommen von *Cornia germari* lassen sich in das höhere Brahmanian einstufen. Sicher nachgewiesen wurde die Art in ganz Eurasien und in Grönland. Sehr wahrscheinlich ist ihr Vorkommen in Gabon und selbst in Angola und Zaire kommt mit *Cornia marimbensis* (MARLIERE, 1950), der Typusart von *Echinestheria* MARLIERE, 1959, eine sehr ähnliche Art vor (s. Anhang).

Zumindest in der nördlichen Hemisphäre ist *Cornia germari* eine gute Leitform für das höhere Brahmanian, wobei ihr alleiniges Vorkommen das alleroberste Brahmanian repräsentiert, während ihr gemeinsames Vorkommen mit *Vertexia tauricornis* LJUTKEVIČ und *Molinestheria seideli* KOZUR eine tiefere Position im Oberbrahmanian anzeigt. Bestachelte Conchostracen (*M. seideli*, *V. tauricornis*) ohne *Cornia germari* zeigen schließlich das untere Oberbrahmanian an. In Sibirien sind Schichten mit *Cornia germari* bekannt, die mit marinen Sedimenten wechsellagern. Diese marinen Ablagerungen führen Ammonitenfaunen mit *Vavilovites*, die eine direkte Einstufung der Schichten mit *Cornia germari* in das Obere Brahmanian erlauben. Auch in Grönland ist eine solche Alterseinstufung zumindest sehr wahrscheinlich.

Das genaue Studium der Reichweite von *Cornia*-Faunen aus Teilen Gondwanas (Afrika, Indien) wird später auch einen genauen Anschluß an die kontinentale Trias der Nordkontinente und über diese den Anschluß an die marine Untertriasgliederung erlauben.

Mit dem Aussetzen von *Cornia germari* (BEYRICH) und dem etwas früheren Aussetzen von *Vertexia tauricornis* LJUTKEVIČ und *Molinestheria seideli* KOZUR sowie weiteren sehr ähnlichen Arten wie *Cornia marimbensis* (MARLIERE) enden weltweit an der Obergrenze des Brahmanian und geringfügig darunter fast alle bestachelten Conchostracen, die dem Brahmanian das Gepräge geben und vor allem im höheren Brahmanian sehr häufig sind. Im Jakutian finden sich *Cornia*-Arten nur noch ganz vereinzelt in Reliktarealen (Teile von Sibirien). Die schon von MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER, 1895, im marinen Bereich erkannte Brahmanianobergrenze ist damit auch in der kontinentalen Trias der Nord- und Südkontinente eine leicht erkennbare und über riesige Entfernungen korrelierbare Grenze, ganz im Unterschied zur neuerdings ausgeschiedenen "Griesbachian"/"Nammalian"-Grenze, die im kontinentalen Bereich auch nicht annähernd zu erkennen ist (weder mit Sporomorphen, noch mit Conchostracen, Charophyten oder Vertebraten als den wichtigsten Fossilgruppen für die biostratigraphische Untergliederung der kontinentalen Untertrias).

Wie die bestachelten Conchostracen des Brahmanians sind auch die radialberippten *Estheriella*-Arten leicht erkennbar, weit verbreitet und kurzlebig. Sie liefern damit ebenfalls vorzügliche Leitfossilien.

Estheriella costata WEISS kommt im Germanischen Becken ab der mittleren Bernburg-Formation (Basis des Kraftsdorfer Sandsteins Thüringens und des Hauptrogensteins am SE-Harzrand) vor. Sie entwickelt sich fließend aus *Polygrapta rybinskensis* (NOVOŽILOV) emend. KOZUR & SEIDEL.

Zunächst ist sie nur durch die Unterart *E. costata marginostriata* KOZUR vertreten, die sehr zahlreiche, aber stets nur auf einen relativ schmalen Bereich entlang des freien Randes beschränkte Radialrippen aufweist. Bei stratigraphisch jüngeren Vertretern von *E. costata* (= *E. costata costata*) reichen die Radialrippen wesentlich höher hinauf, meist bis an den kleinen, freien Wirbel heran. Mit abnehmender Häufigkeit kommt aber *E. costata marginostriata* noch längere Zeit zusammen mit *E. costata costata* vor. Die jüngsten sicheren Vertreter von *E. costata* wurden im Thüringer Becken etwa 58 m über der Basis des Kraftsdorfer Sandsteins und im südöstlichen Harzvorland ca. 60 m über der Basis des Haupttrogensteins gefunden.

In der Volpriehausen-Formation verzeichnete RAIBLE, 1962, Vertreter von *E. costata*, die etwa doppelt so groß wie jene aus der Bernburg-Formation sind. Dabei könnte es sich um *Estheriella bornhardti* JANENSCH, 1927, handeln. Im Volpriehausen-Sandstein von Oberrißdorf (südöstliches Harzvorland) wurden schlecht erhaltene Exemplare von *Estheriella costata* (?) gefunden. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß es sich hierbei um juvenile Exemplare von *E. bornhardti* handelt.

So kommt *Estheriella costata* WEISS im Germanischen Becken sicher im Oberen Brahmanian und fraglich im Unteren Jakutian vor. Auf der Russischen Plattform findet sich die Art zusammen mit *Vertexia tauricornis* und anderen bestachelten Conchostracen im Oberen Brahmanian (vgl. KOZUR, LOZOVSKIJ et al., in Druck).

Unter *Estheriella moutai* LERICHE wurde *E. costata* auch aus der Cassanje III-Formation von Angola und aus Schichten im Hochtal von Lueki (Zaire) beschrieben (LERICHE, 1832; TEIXEIRA, 1950; DEFRETIN-LEFRANC, 1967). Ein Teil der zu *E. moutai* LERICHE gestellten Exemplare gehört aber zu *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL), die auch im Germanischen Becken und auf der Russischen Plattform zusammen mit *E. costata* auftritt, wobei letztere aber früher einsetzt. Einige wenige zu *E. moutai* gestellte Exemplare gehören zu *Polygrapta rybinskensis* (NOVOŽILOV) emend. KOZUR & SEIDEL.

Eine weitere wichtige Leitform ist *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL). Regional hat sie die gleiche Verbreitung wie *E. costata* WEISS, aus der sie sich entwickelt hat. *E. nodosocostata* ist ausschließlich auf den höheren Teil des Oberen Brahmanians beschränkt.

Der höhere Teil des Oberbrahmanians Europas, aber auch des südlichen Afrikas ist also durch das Massenvorkommen von bestachelten und radialberippten Conchostracen einer der markantesten biostratigraphischen Horizonte der kontinentalen Trias. An der Brahmanian/Jakutian-Grenze sterben die bestachelten Conchostracen fast völlig aus und nur *Cornia* überschreitet diese Grenze mit ganz seltenen Vertretern, die bisher nur aus Sibirien bekannt sind. Auch den ben radialberippten Conchostracen erfolgt zu gleicher Zeit ein starker Niedergang. Im Jakutian kommen nur wenige radialberippte Conchostracen vor, fast ausschließlich Vertreter der Gattung *Liroleiina* NOVOŽILOV emend., die sich aus *Estheriella* WEISS entwickelt hat und nur wenige, aber sehr kräftige Radialrippen besitzt, deren Zahl im Unterschied zu *Estheriella* artkonstant ist, und die immer stark beknotet oder in radiale Knotenreihen aufgelöst sind. Zu *Liroleiina* gehören z.B. *Liroleiina radzinskii* KOZUR & SEIDEL aus dem Jakutian des Germanischen Beckens und *Praeleia triasiana* ČERNYŠEV sowie *Cornoleaia jacutica* MOLIN aus dem Jakutian Sibiriens. Die Gattung *Liroleiina* reicht mit äußerst seltenen Vertretern noch bis zum Oberladin.

Eine so enorme Häufigkeit wie im Oberen Brahmanian erreichen die radialberippten Conchostracen im gesamten Mesozoikum nicht mehr. Lediglich im Unteren Jakutian sind sie gelegentlich noch etwas häufiger.

Durch das Vorkommen kurzlebiger und z.T. stark skulpturierter Conchostracen ist die kontinentale Untertrias biostratigraphisch gut zu untergliedern. Im Germanischen Becken konnten KOZUR & SEIDEL, 1983 b, 10 Zonen bzw. Assemblage-Zonen in der Untertrias ausscheiden. Mit keiner anderen Fossilgruppe ist eine so detaillierte Untergliederung der kontinentalen Untertrias möglich.

Abschließend werden noch einige Conchostracentaxa beschrieben, auf die in den bisherigen Ausführungen Bezug genommen wurde.

Ordnung Conchostraca SARS, 1867

Unterordnung Spinicaudata LINDER, 1945

Synonym: Estheritina KOBAYASHI, 1972

Bemerkungen: Die Leaiioidea RAYMOND, 1946, werden hier in Anlehnung an KOBAYASHI, 1972, 1973, als eigene Unterordnung Leaiina KOBAYASHI, 1972, angesehen und nicht zu den Spinicaudata LINDER gestellt. Die Estheriacea KOBAYASHI, 1954, werden allerdings zu den Spinicaudata gezählt, wie bei KOBAYASHI, 1972. Damit werden die Leaiina KOBAYASHI, 1972, emend., eine in sich geschlossene Gruppe radialberippter paläozoischer Conchostracen, die vom Mitteldevon bis zum Oberperm vorkommt.

Die Estheritina KOBAYASHI, 1972, haben keine von den Spinicaudata LINDER, 1945, abweichende Diagnose und sind daher deren jüngeres Synonym.

Oberfamilie Limnadiacea BAIRD, 1849

Familie Kontikiidae NOVOŽILOV, 1958 emend.

Emendierte Diagnose: Carapax mittelgroß bis klein, schwach, selten mäßig gewölbt. Dorsalrand stets lang und gerade. Freie Wirbelfläche groß, unskulpturiert oder mit flachem, meist sehr undeutlichem Knoten. Schalenoberfläche zwischen den Anwachsstreifen glatt bis grubig, bei stratigraphisch jüngeren Formen auch retikuliert.

Vorkommen: Unterperm-Kreide.

Zugewiesene Gattungen:

Protolimnadia KOZUR & SITTIG, 1981: Unterperm

Falsisca NOVOŽILOV, 1970: Mittelperm-Untertrias

Palaeolimnadia RAYMOND, 1946: Oberperm-Trias, ? Jura

Synonym: *Kontikia* NOVOŽILOV, 1958

Diaplexa NOVOŽILOV, 1946: Anjs

Synonyma: *Bilimnadia* NOVOŽILOV, 1957 (Holotypus der Typusart verdrückt)

Vileginia NOVOŽILOV, 1958

Tigjanium NOVOŽILOV, 1958

Sedovia NOVOŽILOV, 1958

Dictyonatella n.gen.: Unteranis

Sinokontikia NOVOŽILOV, 1958: Oberjura-Unterkreide

Synonyma: *Ujgurokontikia* NOVOŽILOV, 1958 (beruht nur auf einer einzigen verdrückten Schale)
Leptolimnadia NOVOŽILOV, 1970

Für *Limnadia*-ähnliche fossile Conchostracen stellte TASCH, 1956, die Unterfamilie Paleolimnadiinae auf, die jedoch keine Nominatgattung *Paleolimnadia* besitzt und daher ungültig ist. Die Ähnlichkeit des Namens mit der theoretisch möglichen Nominatgattung *Palaeolimnadia* RAYMOND, 1946, ist zufällig, da TASCH, 1956, auch für *Lyncæus*-ähnliche fossile Conchostracen die neue Unterfamilie Paleolyncæiinae ohne Nominatgattung aufstellte, die daher ebenfalls ungültig ist. Besonders deutlich geht das daraus hervor, daß die Gattung *Palaeolimnadia* RAYMOND, 1946, bei TASCH, 1956, gar nicht zu den Paleolimnadiinae TASCH, 1956, gezählt wurde.

Für *Estheria wianamattensis* MITCHELL stellte NOVOŽILOV, 1958, die Gattung *Kontikia* auf. *Estheria wianamattensis* wurde aber bereits bei RAYMOND, 1946, als Typusart für *Palaeolimnadia* RAYMOND, 1946, ausgewählt. Unabhängig davon, ob sich unter *E. wianamattensis* MITCHELL mehrere Arten verbergen oder nicht, sind zwei Gattungen mit der gleichen Typusart auf jeden Fall synonym, da der Holotypus einer Art nicht zu zwei verschiedenen Arten gehören kann. Damit ist *Kontikia* NOVOŽILOV, 1958, ein jüngeres Synonym von *Palaeolimnadia* RAYMOND, 1946. Nach den IRZN bleibt aber das Familientaxon Kontikiidae NOVOŽILOV, 1958, trotzdem gültig. Es wird hier allerdings in einer emendierten Fassung verwendet (siehe emendierte Diagnose).

Die rezenten Limnadiidae BAIRD, 1849, besitzen einen konvexen Dorsalrand und der freie Wirbel ist weit nach vorn verlagert. Übergangsformen zwischen beiden Familien existieren offensichtlich in der Unterkreide, wo bereits erste Vertreter mit kurzem, konvexem Dorsalrand vorkommen.

Der scheinbar kurze, konvexe Dorsalrand bei *Palaeolimnadia wianamattensis* (MITCHELL) ist erhaltungsbedingt. In Wirklichkeit besitzt auch diese Art einen langen, geraden Dorsalrand (vgl. TASCH & JONES, 1979; und KOZUR & SEIDEL, 1983 a).

Gattung *Dictyonatella* n.gen.

Typusart: *Palaeolimnadiopsis dictyonata* REIBLE, 1962

Derivatio nominis: Nach dem Artnamen der Typusart.

Diagnose: Mittelgroße bis große Conchostracen mit langem, geradem Dorsalrand, der vorn deutlich, hinten sehr scharf von den Endrändern abgesetzt ist. Hinterrand oben mit konkaver Einziehung.

Freie Wirbelfläche klein, beträchtlich vom Vorderrand entfernt. Skulptur zwischen den Anwachsstreifen kräftig (Retikulation).

Zugewiesene Art: *Palaeolimnadiopsis dictyonata* REIBLE, 1962

Vorkommen: Basale Mitteltrias.

Bemerkungen und Beziehungen: *Falsisca* NOVOŽILOV, 1970, stimmt im Umriß überein, besitzt aber stets einen großen, freien Wirbel und keine grobe Intercoastalretikulation.

Palaeolimnadiopsis RAYMOND, 1946, stimmt im Umriß und hinsichtlich des kleinen, freien Wirbels überein. Die Schalenoberfläche zwischen den

Anwachsstreifen ist aber immer glatt. *Palaeolimnadiopsis carpentieri* RAYMOND, 1946, die oberartinskische Typusart von *Palaeolimnadiopsis*, ist eine riesenwüchsige Form (1-42 mm), deren Zugehörigkeit zu den Conchostracen etwas zweifelhaft ist.

Macrolimnadiopsis BEURLEN, 1954, aus der Obertrias besitzt einen vorn konkaven Dorsalrand.

Oberfamilie Cyzicea STEBBING, 1910

Familie Bairdestheriidae NOVOŽILOV, 1954

Gattung *Liograpt* NOVOŽILOV, 1954

Typusart: *Estheria (Polygrapta) stricticostata* NOVOŽILOV, 1946

Untergattung *Magniestheria* n. subgen.

Typusart: *Liograpt* (*Magniestheria*) *truempyi* KOZUR & SEIDEL n.sp.

Diagnose: Carapax mäßig gewölbt, groß bis sehr groß, selten mittelgroß. Sexualdimorphismus deutlich. Dabei ist ein Morphotyp schlanker und der Übergang vom Dorsalrand zum Hinterrand ist nahezu fließend, wodurch ein ovaler bis langovaler Umriß entsteht. Der andere Morphotyp ist gedrungen und der Dorsalrand ist deutlich gegen den Hinterrand abgesetzt. Die übrigen Merkmale der beiden Morphotypen stimmen überein.

Die größte Schalenwölbung liegt vor und etwas über der Mitte. Zum Dorsalrand hin bleibt sie zunächst konstant und fällt dann allmählich ab, wodurch der Wirbel morphologisch nicht oder nur wenig hervortritt. Anzahl der Anwachsstreifen sehr variabel. Sie kann selbst innerhalb einer Art bei adulten Formen zwischen 7 und 35 variieren. In der Wirbelregion sind die konzentrischen Rippen oftmals stark oder sogar völlig abgeschwächt, wodurch der Eindruck eines großen, freien Wirbels entstehen kann.

Freier Wirbel im Verhältnis zur Gesamtgröße der Schalen recht klein und bei adulten Formen fast stets verquetscht. Bei frühen juvenilen Stadien mit 1-4 Anwachsstreifen ist der freie Wirbel oft unverdrückt erhalten und wirkt dann wegen der geringen Größe dieser ontogenetischen Stadien verhältnismäßig groß. Er trägt ein kurzes, schmales, schwaches Radialelement, das vom vorderen oberen Teil des freien Wirbels schräg nach hinten unten verläuft. Bei adulten Formen ist dieses Radialelement nur in Ausnahmefällen zu erkennen und selbst dann viel schwächer ausgebildet als bei juvenilen Formen.

Schalenoberfläche fein- bis grobgrubig, gelegentlich treten kurze, radiale lirae auf, die auf den konzentrischen Rippen eine Körnelung erzeugen können.

Vorkommen: Untertrias (höheres Brahmanian bis Olenekian), weltweit. Unteranis (Grès à *Voltzia*).

Bemerkungen: Die Beziehungen zu anderen Gattungen sowie die zugewiesenen Arten werden bei KOZUR & SEIDEL, 1983 a, aufgezeigt. Hier wird im

folgenden nur die Diagnose der Typusart gegeben. Ausführliche Beschreibung und Diskussion ihrer verwandtschaftlichen Beziehungen siehe ebenfalls bei KOZUR & SEIDEL, 1983 a.

Liograptia (Magniestheria) truempyi KOZUR & SEIDEL n.sp.
(Taf. 9, Fig. 1-3)

Derivatio nominis: Zu Ehren von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY, Zürich.

Holotypus: Das Exemplar auf Taf. 9, Fig. 1; Slgs.-Nr. KoS 1981/1-4.

Locus typicus: Steilhang südlich Oberrißdorf (südöstliches Harzvorland).

Stratum typicum: Oberste Bernburg-Formation, 7 m unterhalb des Volpriehausen-Sandsteins (höchster Teil des Unteren Buntsandsteins), basales Jakutian.

Material: Über 1000 Exemplare.

Diagnose: Carapax sehr groß, schwach gewölbt. Sexualdimorphismus deutlich. Der gedrungene Morphotyp besitzt einen sehr kurzen, geraden, deutlich gegen den Hinterrand abgesetzten Dorsalrand und einen oben stark abgescrägten, unten kräftig gerundeten Hinterrand. Der schlankere, aber immer noch recht hohe Morphotyp besitzt einen langen, deutlich bis wenig gegen den Hinterrand abgesetzten Dorsalrand sowie einen kräftig und annähernd symmetrisch gerundeten Hinterrand mit der größten Rundung etwa in der Mitte. Vorderrand in beiden Morphotypen unten kräftig abgescrägt, wodurch die größte Rundung sehr hoch zu liegen kommt. Die Zahl der Anwachsstreifen variiert zwischen 8 und 21.

Freier Wirbel klein, langoval, im vorderen Schalendrittel deutlich hinter dem Vorderrand gelegen.

Maße: Gedrungener Morphotyp

l = 5.5-10 mm

h = 4.5-9.5 mm

l/h = 1-1.25

Schlankerer Morphotyp

l = 5.2-8 mm

h = 3.6-5.5 mm

l/h = 1.39-1.7

Vorkommen: Oberste Bernburg-Formation (basales Jakutian) des Germanischen Beckens.

Familie Cyzicidae STEBBING, 1910

Gattung *Laxitextella* n.gen.

Derivatio nominis: Nach dem Namen der Typusart.

Typusart: *Estheria laxitexta* SANDBERGER, 1871

Diagnose: Großwüchsige bis sehr großwüchsige Conchostracen mit langem, geradem oder sehr schwach konvexem Dorsalrand, der vorn und hinten fließend in die Endränder übergeht. Wirbel terminal, nicht überstehend. Freie Wirbelfläche klein.

Schalenoberfläche zwischen den Anwachsstreifen grob retikuliert.

Vorkommen: Obertrias, insbesondere Karn.

Zugewiesene Arten: *Estheria laxitexta* SANDBERGER, 1871
Posidonia ovata LEA, 1856
Estheria forbesii JONES, 1862
Isaura laxitexta multireticulata REIBLE, 1962, = *Palae-
estheria multireticulata* (REIBLE) sensu WARTH, 1969
Isaura dorsorecta REIBLE, 1962

Bemerkungen und Beziehungen: *Euestheria* DEPERET & MAZERAN, 1912, ist kleinwüchsig bis höchstens mittelgroß, feingrubig bis höchstens schwach retikuliert. Solche retikulierten Formen stellen sich aber erst im Übergangsfeld zu *Laxitextella* n.gen. ein. *Laxitextella multireticulata* (REIBLE, 1962) ist anscheinend eine Übergangsform zwischen *Euestheria* DEPERET & MAZERAN, 1912, und *Laxitextella* n.gen. Sie ist kleiner als die anderen Arten (mit Ausnahme von *L. dorsorecta*) und die Retikulation ist noch ziemlich kleinmaschig.

Pseudoasmussia DEFRETIN-LEFRANC, 1969, gehört zu *Euestheria* DEPERET & MAZERAN, 1912. In *Pseudoasmussia* wurde zwar auch die Typusart von *Laxitextella* miteinbezogen, doch die Typusart von *Pseudoasmussia* - *P. grasmuecki* DEFRETIN-LEFRANC, 1969 - ist eine typische kleinwüchsige bis höchstens mittelgroße *Euestheria*.

Bairdestheria RAYMOND, 1946 (= *Howellites* BOCK, 1953) umfaßt bei ähnlichem Carapax-Umriß ähnlich große Arten wie *Laxitextella*. Die Feinsulptur besteht jedoch stets aus radialen lirae.

Auch *Liograptia* NOVOŽILOV, 1954, ist im Umriß und in der Größe ähnlich, besitzt aber eine fein- bis grobgrubige Schale, mitunter auch radiale lirae, niemals dagegen eine Retikulation.

Oberfamilie Lioestheriacea RAYMOND, 1946, emend. HOLUB & KOZUR, 1981
Synonym: Vertexioidea KOBAYASHI, 1954

Familie Vertexiidae KOBAYASHI, 1954

Gattung *Cornia* LJUTKEVIČ, 1937, emend. KOZUR & SEIDEL, 1983

Typusart: *Cornia papillaria* LJUTKEVIČ, 1937

Synonyma: *Echinestheria* MARLIERE, 1950
Gabonestheria NOVOŽILOV, 1958
? *Wetlugites* NOVOŽILOV, 1958
Antistrephorrhynchus NOVOŽILOV, 1970
Rhynchositum (*Dirhynchum*) NOVOŽILOV, 1970

Cornia germari (BEYRICH, 1857) emend.

(Taf. 1, Fig. 3; Taf. 2, Fig. 5, 6; Taf. 3, Fig. 2-5; Taf. 4, Fig. 1, 2, 4-6;
Taf. 5, Fig. 1-6; Taf. 6, Fig. 1, 2; Taf. 7, Fig. 7, 8; Taf. 8, Fig. 4)

Material: Mehr als 50.000 Exemplare.

Emendierte Diagnose: Gesamthabitus variabel, wobei etwas schlankere, längere und etwas kürzere und höhere Exemplare auftreten (? Sexualdimorphismus). Dorsalrand stets lang und gerade, gegen die Endränder immer scharf abgesetzt. Vorderrand sehr wenig bis wenig erundet; manchmal fällt er oben fast senkrecht vom Dorsalrand ab. Unten ist er stets gegen den Ventralrand abgeschrägt. Ventralrand unterschiedlich stark konvex, größte Rundung etwa in der Mitte oder etwas dahinter. Hinterrand schwach bis mäßig gerundet, oben meist etwas abgeschrägt; gelegentlich fällt er hier aber auch fast senkrecht vom Dorsalrand ab. Die größte Rundung des Hinterrands liegt immer ein wenig tiefer als jene des Vorderrands.

Anzahl der Anwachsstreifen variabel, wobei immer zwei Morphotypen auftreten, einer mit wenigen, breiten Anwachsstreifen (bei adulten Exemplaren meist 14) und ein zweiter mit 20-30 schmalen Anwachsstreifen bei adulten Vertretern.

Der stets deutlich hinter der anterodorsalen Ecke einsetzende freie Wirbel ist klein bis mäßig groß. Die Skulptur besteht aus einem großen, nach hinten gebogenen Hohlstachel, der seitlich schräg absteht; sonst ist der freie Wirbel glatt. Der Hohlstachel liegt bei unverdrückten Exemplaren deutlich vom Vorderrand und Dorsalrand entfernt im vorderen Drittel des freien Wirbelfeldes bis fast in seiner Mitte. Erhaltungsbedingt ist häufig nur die sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels als Kegel oder Knoten auf dem freien Wirbel erhalten. Keine posterodorsalen Stacheln ausgebildet. Intercostalbereich der Schalen feingrubig.

Maße: l = 2,4-3.5 mm; h = 1.5-2.5 mm; l/h = 1.4-1.66.

Vorkommen: Oberes Brahmanian. Regionale Verbreitung siehe vorn.

Bemerkungen: Ausführliche Beschreibung, Synonymieliste und Beziehungen zu anderen Arten sind aus KOZUR & SEIDEL, 1983 a, zu entnehmen. Dort wurde auch auf die verschiedenen Erhaltungstypen der Schale hingewiesen, die in KOZUR (in Druck a) ausführlich diskutiert wurden.

Anhang

Nach Fertigstellung der Arbeit wurde *C. germari* erstmalig in der tethyalen Trias (oberste Seiser Schichten des Balatonhochlandes, Ungarn) nachgewiesen.

Literatur

Alle benützte Literatur ist bei KOZUR & SEIDEL, 1983 b, zitiert. Aus diesem Grund werden hier nur die beiden Arbeiten von KOZUR & SEIDEL, 1983 a, b, aufgeführt.

KOZUR, H. & G. SEIDEL (1983 a): Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. Teil I. - Z. geol. Wiss., 11 (3), Berlin.

KOZUR, H. & G. SEIDEL (1983 b): Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. - Z. geol. Wiss., 11 (4), Berlin.

Lithostratigraphische Einheit:	Probenzahl	Anteil der Proben mit 1-3 Arten in Prozent		
		1 Art	2 Arten	3 Arten
Hardegsen-Formation	100	88	12	0
Detfurth-Formation	300	62.33	37.67	0
Volpriehausen-Formation	2000	92.55	7.25	0.2
Davon:				
Rotweiße Wechsellagerung	1700	100	0	0
Volpriehausen-Basissandstein	300	50.33	48.33	1.33
Bernburg-Formation	2000	74.65	20.05	5.3
Davon:				
Obere Wechsellagerung	667	99.4	0.6	0
Kraftsdorfer Sandstein u. zeitl. Äquivalente	666	39.2	50.0	10.8
Untere Wechsellagerung	667	85.3	9.6	5.1
Nordhausen-Formation	2000	91.15	8.7	0.15
Davon:				
obere Sandige Tonsteinschichten	300	61.3	37.7	1.0
untere Sandige Tonsteinschichten und Tonige Sandsteinschichten	1500	100	0	0
Brückelschiefer	200	69.5	30.5	0

Tabelle 1

Abbildungserläuterungen

TABELLE 1

Verteilung von 6400 untersuchten conchostracenführenden Schichtflächen von 100 cm² Größe auf die lithostratigraphischen Einheiten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins und prozentualer Anteil der Schichtflächen mit 1, 2 und 3 Arten. Das Material entstammt 23 Profilen vom Thüringer Becken, Ostharzrand und Subherzynyen Becken. Die Zahl der Proben ist etwa proportional zur Mächtigkeit der conchostracenführenden Schichten im Buntsandstein der Untersuchungsgebiete.

Abb. 1: *Liroleiina triasina* (ČERNÝŠEV), A Abbildung des Holotypus bei ČERNÝŠEV, 1934; B umgezeichnete Abbildung des Holotypus bei NOVOŽILOV, 1956.

Tafelerläuterungen

TAFEL 1

Fig. 1, 2, 4, 5: *Molinestheria seideli seideli* KOZUR, 1980. Der Dorsumstachel ist stets gut erhalten, da er in der gleichen Ebene wie die Schale liegt und kräftiger als diese ausgebildet ist. Er ist selbst dann deutlich, wenn die Schale sehr schlecht erhalten ist (Fig. 1). Dagegen sind die primär schräg von der Schalenebene abstehenden, zarten, langen Dorsalstacheln nur sehr selten erhalten, und zwar wenn sie in die Schalenebene gedrückt wurden (Fig. 5). Auch der robuste, primär ebenfalls schräg von der Schalenebene abstehende Wirbelstachel ist nur selten erhalten (Fig. 3). Fig. 1, 4, 5: unterer Kraftsdorfer Sandstein, mittlere Bernburg-Formation (Oberes Brahmanian), Aufschluß am Bahnhof Kraftsdorf (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1975/I-2; Fig. 1: Seitenansicht von links, Vo^R links, V = 14 x; Fig. 4: Seitenansicht von rechts, Vo^R oben, V = 17.5 x; Fig. 5: Seitenansicht von links, Vo^R oben, V = 14 x; Fig. 2: Seitenansicht von links, Vo^R links, oberste Nordhausen-Formation (Oberes Brahmanian), Probe B-807, Ottendorf (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1976/I-4, V = 14 x. Der Dorsalstachel der rechten Schale (unten) wurde in die Schalenebene gedrückt und ist daher erhalten (*Vertexia*-Erhaltungstyp). Auf der linken Schale (oben) ist nur die sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels als kleiner spitzer Kegel etwas unterhalb des Dorsalrandes erhalten (*Cornia*-Erhaltungstyp).

Fig. 3: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857), Seitenansicht von rechts, Vo^R oben, durch plastische Deformation langovales Exemplar, keine Skulptur auf dem freien Wirbel erkennbar (*Sedovia*- bzw. *Palaeolimnadia*-Erhaltungstyp), oberer Kraftsdorfer Sandstein, mittlere Bernburg-Formation (Oberstes Brahmanian), Probe B-743, Kraftsdorf (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1975/I-3, V = 22.5 x.

TAFEL 2

Fig. 1, 2: *Vertexia tauricornis tauricornis* LJUTKEVIČ, 1941, oberstes Nordhausen-Formation (Oberes Brahmanian), Probe B-809, Ottendorf (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1976/I-1; Fig. 1: Seitenansicht von rechts, Vo^R oben, sehr kräftige dorsale Stacheln erkennbar, V = 17.5 x; Fig. 2: Seitenansicht von links, Vo^R links, konkave Einziehung des obersten Hinterrandes gut sichtbar, Stacheln nicht erhalten, V = 22.5 x.

- Fig. 3: *Molinesstheria seideli postera* KOZUR & SEIDEL, Holotypus, Seitenansicht von links, Vo^R oben, mittlere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), 20 m über den Rogensteinen, Beesenlaublingen (östliches Harzvorland), Slgs.-Nr. KoS 1979/I-4, V = 17.5 x.
- Fig. 4: *Vertexia tauricornis transitata* KOZUR & SEIDEL, Seitenansicht von rechts, Vo^R oben, auf der linken Klappe (unten) ist der Wirbelstachel erhalten (Pfeil) = *Vertexia*-Erhaltungstyp. Auf der rechten Klappe (oben) ist nicht einmal die sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels erhalten (*Sedovia*- bzw. *Palaeolimnadia*-Erhaltungstyp). Vorkommen und Alter wie für Fig. 3, Slgs.-Nr. KoS 1979/I-3, V = 14 x.
- Fig. 5: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857). Stark verquetschte Form mit erhaltenem Wirbelstachel. Der ursprünglich lange, gerade Dorsalrand fällt scheinbar von der zugespitzten Mitte nach vorn und hinten ab. Charakteristischer Erhaltungstyp vieler deformierter Conchostraca. Seitenansicht von links, Vo^R links, mittlere Bernburg-Formation, 10 m über dem Hauptrogenstein (Oberes Brahmanian), Wormsleben (östliches Harzvorland), Slgs.-Nr. KoS 1978/I-1, V = 17.5 x.
- Fig. 6: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857), Seitenansicht von rechts, Vo^R rechts. LK (unten) mit erhaltenem Wirbelstachel (*Vertexia*-Erhaltungstyp), RK (oben) mit rundlichem Knoten (sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels), Übergang vom *Cornia*-Erhaltungstyp zum *Gabonestheria*-Erhaltungstyp, mittlere Bernburg-Formation, 20 m über den Rogensteinen (oberstes Brahmanian), Slgs.-Nr. KoS 1979/I-7, V = 14 x.

TAFEL 3

- Fig. 1: *Vertexia tauricornis transitata* KOZUR & SEIDEL, Holotypus. Seitenansicht von links, Vo^R links. Die zarten, sehr langen Dorsalstacheln sind erhalten. Obere Bernburg-Formation, ca. 40-45 m über der Basis der Rogensteine, oberstes Brahmanian, Slgs.-Nr. KoS 1979/I-1, V = 14 x.
- Fig. 2-5: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857), Fig. 2: Seitenansicht von links, Vo^R oben, Übergangsformen zu *Vertexia tauricornis* LJUTKEVIĆ, 1941. Dorsalenden der konzentrischen Rippen verdickt, aber kaum rückgebogen, obere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Probe B-706, Schersental bei Sondershausen (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1976/I-5, V = 22.5 x. Fig. 3: doppelklappig erhaltenes Exemplar, Seitenansicht von rechts. Linke Klappe stark deformiert (nur als schmaler Streifen sichtbar), RK fast undeformiert. Sedimentgefüllte, stumpfkegelförmige Basis des Wirbelstachels nahe dem Dorsalrand gelegen (Übergang vom *Cornia*-Erhaltungstyp zum *Echinestheria*-Erhaltungstyp), obere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian, Wasserriß an der Straße zwischen Nordhausen und Sondershausen (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1975/I-5, V = 22.5 x. Fig. 4: Seitenansicht von links, Vo^R links, durch Deformation der oberen Schalenhälfte langovales Exemplar mit erhaltenem Wirbelstachel. Unterer Kraftsdorfer Sandstein, mittlere Bernburg-Formation (Oberes Brahmanian), Aufschluß gegenüber der Eisenbahnstation Kraftsdorf (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1975/I-4, V = 17.5 x. Fig. 5: Seitenansicht von links, Vo^R oben, dorsal leicht verdrücktes Exemplar, freie Wirbelfläche daher nur klein und sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels nahe dem Dorsalrand gelegen (*Wettlugites*-Erhaltungstyp). Wirbelstachel im dorsal überlagernden Sediment (oberhalb

der Schalenebene) aber noch erhalten und hier schräg von der Schalenebene abstehend (*Vertexia*-Erhaltungstyp). Obere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Probe B-706, Schersental bei Sondershausen (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1976/I-5, V = 22.5 x.

TAFEL 4

Fig. 1, 2, 4-6: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857). Erhebliche Unterschiede durch innerspezifische Variabilität (Breite der Anwachsstreifen, vgl. Fig. 5, 6) und unterschiedliche Erhaltung. Fig. 1, 4, 6: Seitenansicht von rechts, VoR rechts. Fig. 2: Seitenansicht von links, VoR links. Fig. 5: Seitenansicht von rechts, VoR oben. Fig. 1, 2, 4: unterschiedlich stark deformierte Exemplare mit erhaltenem Wirbelstachel (*Vertexia*-Erhaltungstyp). Bei Fig. 4 wurde das hintere Schalendrittel nicht abgebildet, da es sich kaum vom umgebenden Sediment abhebt. Mittlere Bernburg-Formation, 20 m über dem Hauptrogenstein-Horizont (oberstes Brahmanian), Slgs.-Nr. KoS 1979/I-7, V = 14 x, Fig. 2: 17.5 x. Fig. 5: in der Höhe etwas zusammengedrücktes Exemplar mit vielen Anwachsstreifen, Wirbelstachel nicht erhalten (*Sedovia*- bzw. *Palaeolimnadia*-Erhaltungstyp), oberer Kraftsdorfer Sandstein, mittlere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Kraftsdorf (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1975/I-3, V = 17.5 x. Fig. 6: schwach deformiertes Exemplar mit wenigen breiten Anwachsstreifen und erhaltenem Wirbelstachel (*Vertexia*-Erhaltungstyp), obere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Schersental bei Sondershausen (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1976/I-6, V = 22.5 x.

Fig. 3: *Dictyonatella dictyonata* (REIBLE, 1962), Grès à meules, Unteranis, Arzviller, E 284, V = 12 x. Aus GALL, 1971.

TAFEL 5

Fig. 1-6: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857). Fig. 1: Seitenansicht von links, VoR oben, im Umriß nicht deformiertes Exemplar, sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels nur undeutlich erhalten (Übergang vom *Cornia*- zum *Sedovia*-Erhaltungstyp), mittlere Bernburg-Formation, 10 m über den Rogensteinen (Oberes Brahmanian), Wormsleben (östliches Harzvorland), Slgs.-Nr. KoS 1978/I-1, V = 14 x. Fig. 2: Seitenansicht von rechts, VoR oben, im Umriß nicht deformiertes Exemplar. Sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels nahe dem Dorsalrand erkennbar (Übergang vom *Cornia*- zum *Echinestheria*-Erhaltungstyp). Posterodorsal treten "Pseudostacheln" auf. Dabei handelt es sich um Reste der linken Klappe, von der nur posterodorsale Teile mit konzentrischer Berippung zu erkennen sind, die posterodorsale Stacheln auf der anschließenden, voll erhaltenen rechten Klappe vortäuschen. Mittlere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Slgs.-Nr. KoS 1979/I-7, V = 17.5 x. Fig. 3, 5: Seitenansicht von rechts, VoR oben, Fig. 3: VoR rechts, Fig. 5: VoR rechts. Oberer Kraftsdorfer Sandstein, mittlere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Probe B-743, Slgs.-Nr. KoS 1979/I-3, V = 17.5 x. Fig. 3: durch plastische Deformation langovales Exemplar, *Rhynchositum*-Erhaltungstyp. Fig. 5: *Echinestheria*-Erhaltungstyp (erhaltene kleine, kegelförmige, sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels liegt am Dorsalrand, siehe Pfeil). Fig. 4: Seitenansicht von links, VoR links, undeformiertes Exemplar, *Rhynchositum*-Erhaltungstyp. Der auf die freie Wirbelfläche gedrückte Wirbelstachel ist deutlich erkennbar. Unterer Kraftsdorfer Sandstein, mittlere Bernburg-

Formation (Oberes Brahmanian), Kraftsdorf (Thüringen), Aufschluß gegenüber der Eisenbahnstation, Slgs.-Nr. KoS 1975/I-4, V = 28 x. Fig. 6: Seitenansicht von links, VoR links, Übergang vom *Echinestheria*- zum *Vertexia*-Erhaltungstyp. Sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels steht als kleiner, spitzer Kegel am Dorsalrand etwas über. Im Sediment oberhalb des Dorsalrandes (oberhalb der Schalenebene!) ist noch der Wirbelstachel zu erkennen, der ziemlich steil von der Schalenebene absteht. Obere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Probe B-704, Schersental bei Sondershausen (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1976/I-8, V = 17.5 x.

TAFEL 6

Fig. 1, 2: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857). Fig. 1: Seitenansicht von rechts, VoR oben, obere Bernburg-Formation, ca. 40-45 m über der Basis der Rogensteine (oberstes Brahmanian), Beesenlaublingen (östliches Harzvorland). Hohes, im Umriß undeformiertes Exemplar. Sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels in deutlicher Entfernung vom Dorsalrand erhalten (*Cornia*-Erhaltungstyp), Slgs.-Nr. KoS 1979/I-5, V = 17.5 x. Fig. 2: Seitenansicht von rechts, VoR oben, basale Bernburg-Formation (Oberes Brahmanian), Ottendorf (Thüringen). Dorsal in der Höhe etwas zusammengedrücktes Exemplar. Dadurch ist der freie Wirbel nur klein und die kleine, sedimentgefüllte, spitzkegelförmige Basis des Wirbelstachels steht am Dorsalrand über (typische *Echinestheria*-Erhaltung). Im Sediment über dem Dorsalrand und über der Schalenebene ist noch der Wirbelstachel erhalten, der schräg von der Schalenebene absteht (*Vertexia*-Erhaltungstyp). Bei völliger Entfernung dieses Sediments ist nur noch eine "*Echinestheria*" erhalten. Slgs.-Nr. KoS 1978/I-2, V = 22.5 x.

Fig. 3, 4: *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL, 1857). Seitenansicht von rechts, VoR oben. Obere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Beesenlaublingen (östliches Harzvorland). Fig. 3: 35 m über der Basis der Rogensteine. Juveniles Exemplar, Radialrippen in radiale Knotenreihen aufgelöst. Slgs.-Nr. KoS 1979/I-10 (vgl. auch Taf. 7, Fig. 4-6; Taf. 6, Fig. 1, 2, 5-8; Taf. 9, 10), V = 22.5 x. Fig. 4: 40-45 m über der Basis der Rogensteine. Im hinteren Schalendrittel mit zwei kräftigen, unbeknoteten Radialrippen; übrige Radialrippen in radiale Knotenreihen aufgelöst. Slgs.-Nr. KoS 1979/I-12, V = 14 x.

TAFEL 7

Fig. 1-3: *Estheriella costata* WEISS, 1875. Fig. 1, 2: Obere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Schersental bei Sondershausen (Thüringen), V = 14 x. Fig. 1: Seitenansicht von rechts, VoR rechts, Probe B-717, Slgs.-Nr. KoS 1976/I-7. Fig. 2: fragmentarisches Exemplar, darüber *C. germari* (BEYRICH, 1857). Wegen der dicht stehenden Rippen kann man auch solche Fragmente klar von *E. nodosocostata* (GIEBEL, 1857) unterscheiden. Probe B-721, Slgs.-Nr. KoS 1976/I-8. Fig. 3: Seitenansicht von links, VoR links. Mittlere Bernburg-Formation, 15 m über den Rogensteinen (oberstes Brahmanian). Nur der mittlere Schalenabschnitt ist radialberippt, wodurch die Zahl der Radialrippen reduziert ist, ihr Abstand ist aber viel geringer als bei *E. nodosocostata* (vgl. Fig. 4-6). Slgs.-Nr. KoS 1979/I-9, V = 17.5 x.

- Fig. 4-6: *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL, 1857). Obere Bernburg-Formation, 35 m über der Basis der Rogensteine (oberstes Brahmanian). Alle Exemplare stammen von einer Schichtfläche (siehe auch Taf. 6, Fig. 3; Taf. 8, Fig. 1, 2, 5-8; Taf. 9, 10). Beesenlaublingen (östliches Harzvorland), Slgs.-Nr. KoS 1979/I-10, V = 14 x. Fig. 4: Seitenansicht von rechts, VoR rechts. Zahl der Radialrippen etwa gleich hoch wie bei *E. costata* WEISS, 1875, auf Fig. 3, Abstände zwischen den Radialrippen aber viel größer. Fig. 5, 6: Seitenansicht von links, VoR links. Bei dem Exemplar auf Fig. 5 ist der gleiche Bereich radialberippt wie bei *E. costata* auf Fig. 3, die Abstände zwischen den Radialrippen sind aber viel größer, so daß die Zahl der Radialrippen geringer ist.
- Fig. 7, 8: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857). Fig. 7: Seitenansicht von links, VoR links. Jugendform. Sedimentgefüllte Basis des Wirbelstachels erhalten, groß, gerundet, deutlich vom Dorsalrand entfernt (*Gabonestheria*-Erhaltungstyp). Stachel auf die freie Wirbelfläche gedrückt und dort als längliche Erhebung sichtbar. Mittlere Bernburg-Formation, 10 m über den Rogensteinen (Oberes Brahmanian), Wormsleben (südöstliches Harzvorland), Slgs.-Nr. KoS 1978/I-1, V = 28 x. Fig. 8: Seitenansicht von rechts, VoR oben. *Wetlugites*-Erhaltungstyp. Unterer Kraftsdorfer Sandstein, mittlere Bernburg-Formation (Oberes Brahmanian), Slgs.-Nr. Ko 1978/I-18 (Slgs. Bergakademie Freiberg), V = 13 x.

TAFEL 8

- Fig. 1, 2, 5-8: *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL, 1857). Seitenansicht von links, VoR links (Fig. 1, 2, 5, 6) bzw. oben (Fig. 7, 8). Obere Bernburg-Formation, 35 m über der Basis der Rogensteine (oberstes Brahmanian). Alle Exemplare stammen von der gleichen Schichtfläche (siehe auch Taf. 6, Fig. 3; Taf. 7, Fig. 4-6; Taf. 9, 10), Slgs.-Nr. KoS 1979/I-10, V (außer Fig. 7) = 14 x, Fig. 7 = 17.5 x. Fig. 1, 2, 7, 8: konzentrische Rippen kräftig, Radialrippen fast nicht zu erkennen. Fig. 5: konzentrische Rippen sehr schwach, Radialrippen lang und kräftig. Fig. 6: Konzentrische Rippen kräftig, ohne Radialrippen.
- Fig. 3: *Estheriella nodosocostata* (GIEBEL, 1857). Seitenansicht von links, VoR links. Exemplar aus sandigen Schluffsteinen. Radialrippen sehr kräftig, konzentrische Rippen nur nahe dem VoR undeutlich erkennbar. Mittlere Bernburg-Formation, 15 m über den Rogensteinen (oberstes Brahmanian), Beesenlaublingen (östliches Harzvorland), Slgs.-Nr. KoS 1979/I-11, V = 14 x.
- Fig. 4: *Cornia germari* (BEYRICH, 1857). Seitenansicht von rechts, VoR rechts. Extrem deformiertes, fast kreisförmiges Exemplar. Wirbelstachel aber gut erhalten. Obere Bernburg-Formation (oberstes Brahmanian), Schersental bei Sondershausen (Thüringen), Slgs.-Nr. KoS 1978/I-3, V = 22.5 x.

TAFEL 9

- Fig. 1-3: *Liograptus (Magniestheria) truempyi* KOZUR & SEIDEL n.sp., Oberrißdorf (südöstliches Harzvorland), oberste Bernburg-Formation (basales Jakutian). Fig. 1, 3: ca. 7 m unter dem Volpriehausen-Sandstein; Fig. 2: ca. 9 m unter dem Volpriehausen-Sandstein. Fig. 1: Holotypus, gedrungener Morphotyp, Seitenansicht von rechts, VoR oben, Slgs.-Nr. KoS 1981/I-4, V = 11 x. Fig. 2:

Schlanker Morphotyp, Seitenansicht von rechts, VoR oben, Slgs.-Nr. KoS/I-14, V = 14 x. Fig. 3: frühes juveniles Stadium mit kurzem Radialelement auf dem freien Wirbel, Slgs.-Nr. KoS/I-12, V = 35 x.

- Fig. 4, 5: *Falsisca eotriassica eotriassica* KOZUR & SEIDEL n.sp., Seitenansicht von rechts, VoR rechts, V = 14 x. 3. Kleinzyklus des Bröckelschiefers, basale Germanische Trias (Unteres Brahmanian). Fig. 4: Holotypus, Slgs.-Nr. KoS 1981/I-1; Fig. 5: Slgs.-Nr. KoS 1981/I-13.
- Fig. 6: *Falsisca eotriassica postera* KOZUR & SEIDEL n.subsp., Holotypus, Seitenansicht von links, VoR links, Alter Steinbruch nahe der Saalebrücke bei Könnern, Niveau der Rogensteine β der unteren Nordhausen-Formation (Unteres Brahmanian), Slgs.-Nr. KoS 1981/I-2, V = 11 x.

TAFEL 10

- Fig. 1-5: *Euestheria minuta* n. subsp. (aus DOUBINGER, MASSA & KOZUR, in Vorbereitung), basales Karn, Probe Tl 326, nördliches Libyen; Fig. 1, 2: Schließmuskelnarben am unteren Rand des recht kleinen, freien Wirbels, Schale unterschiedlich stark gekippt. Die Einzelarben sind ringförmig angeordnet. Die auf den Abbildungen unten liegende Narbe weist noch die Ansätze phosphatisierter Muskelfasern auf. V = 400 x. Fig. 3: Porenkanal, V = 3000 x. Fig. 4: Schalenbruchstück, das entlang der Lamellen I. Ordnung abgeblättert ist. Es sind 5 Lamellen zu erkennen, von denen keine eine Retikulation aufweist, die nur auf die Oberseite der äußeren Lamelle beschränkt ist. V = 300 x. Fig. 5: Innenseite eines Schalenbruchstücks. Die konzentrische Berippung ist auch auf der Schaleninnenseite erkennbar. Dagegen fehlt auf der Schaleninnenseite die Ornamentierung völlig. Daher sind auch bei retikulierten Arten die meist vorliegenden Skulptursteinkerne glatt und weisen nur die konzentrische Berippung auf.

TAFEL 11

- Fig. 1, 2: *Euestheria minuta* n.subsp. (aus DOUBINGER, MASSA & KOZUR), basales Karn, Probe Tl 326, nördliches Libyen. Fig. 1: Ausschnitt der retikulierten Schalenoberfläche. Die konzentrischen Rippen sind nicht retikuliert. V = 400 x. Fig. 2: Lamellarer Aufbau der Schale. Deutlich sind 7 Lamellen I. Ordnung zu erkennen, die von Lamellen II. Ordnung unterteilt werden, die im allgemeinen nur an den Grenzflächen der Lamellen I. Ordnung deutlich sichtbar sind. Nur in der äußeren Lamelle I. Ordnung werden die Lamellen II. Ordnung so kräftig, daß hier unklar ist, ob hier eine Lamelle I. Ordnung mit sehr kräftigen Lamellen II. Ordnung vorliegt, oder ob es sich um 2-3 schmale Lamellen I. Ordnung handelt, die nicht durch Lamellen II. Ordnung unterteilt werden. Hier wird die erstere Möglichkeit für wahrscheinlicher gehalten.







1

2

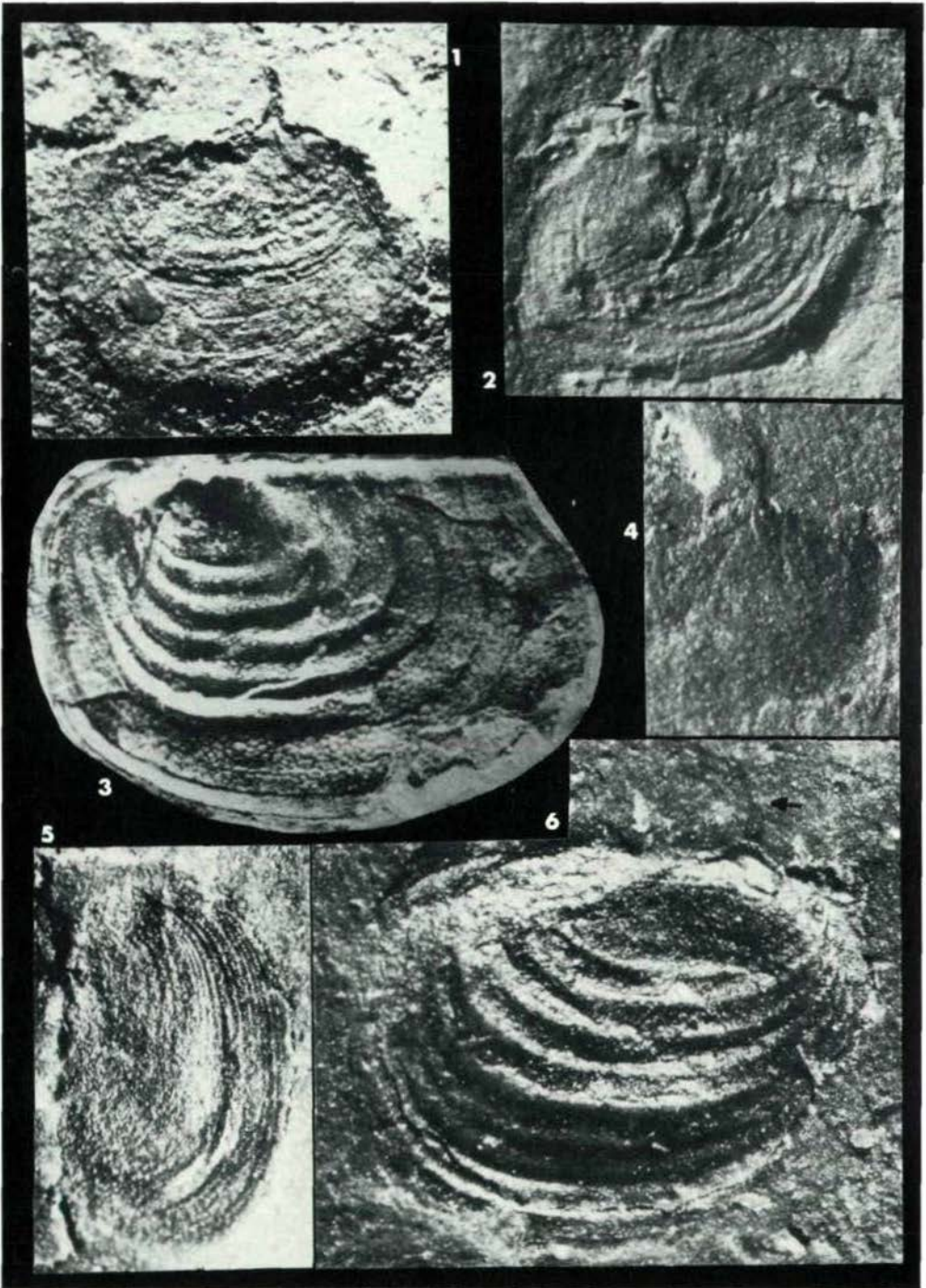


5



4

Tafel 4



Tafel 5



1



2



3



4



5



6

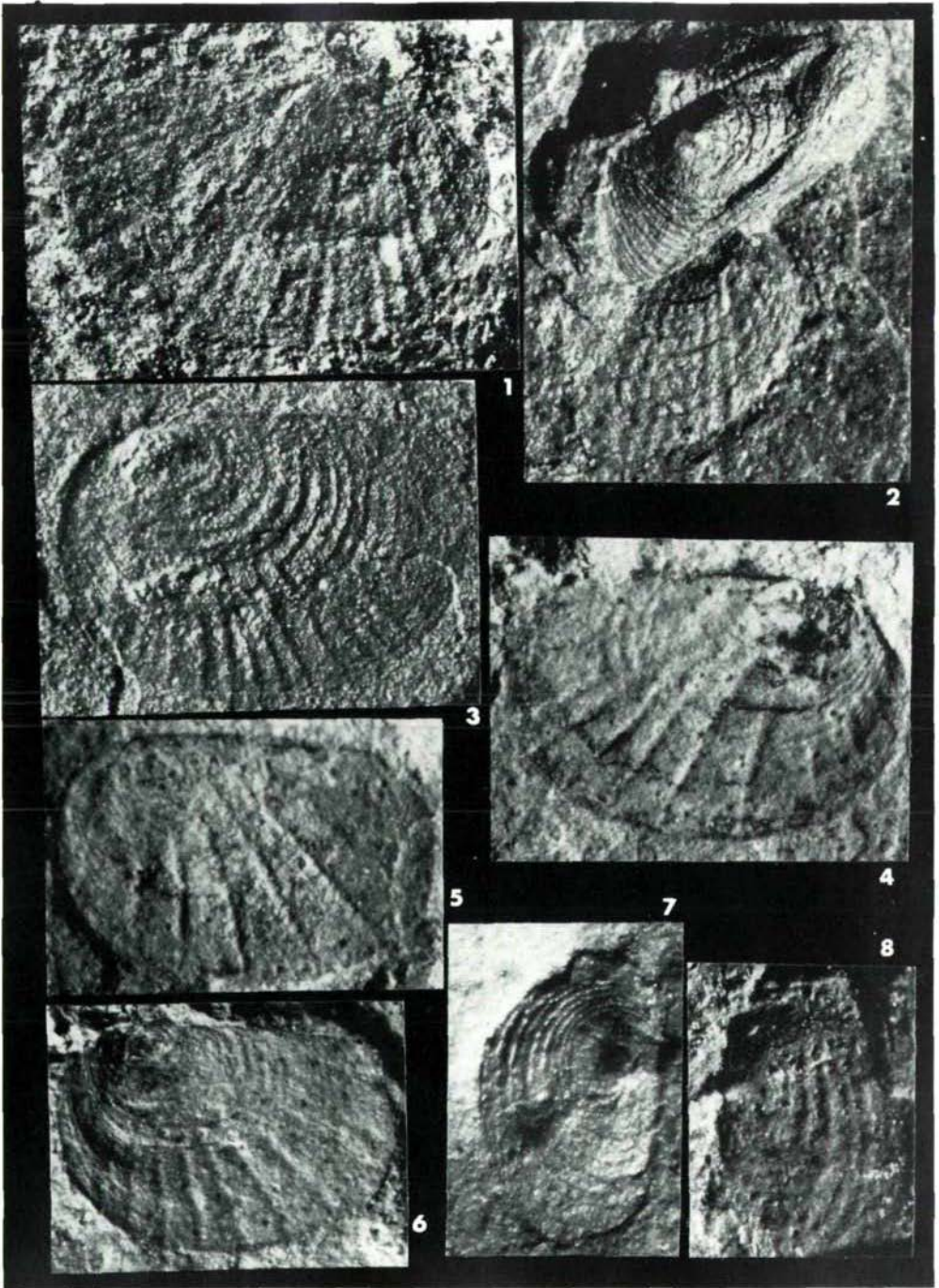


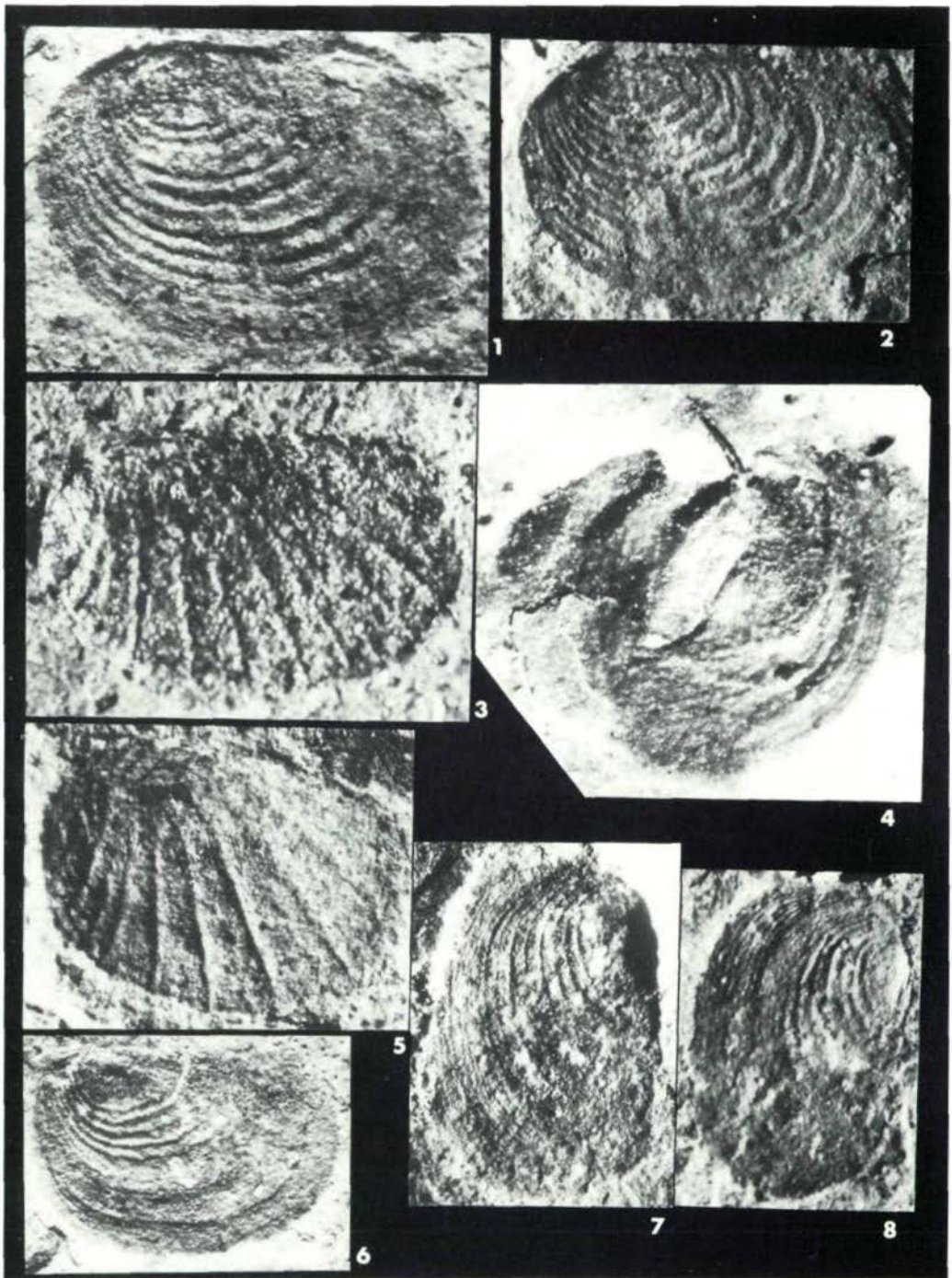
1

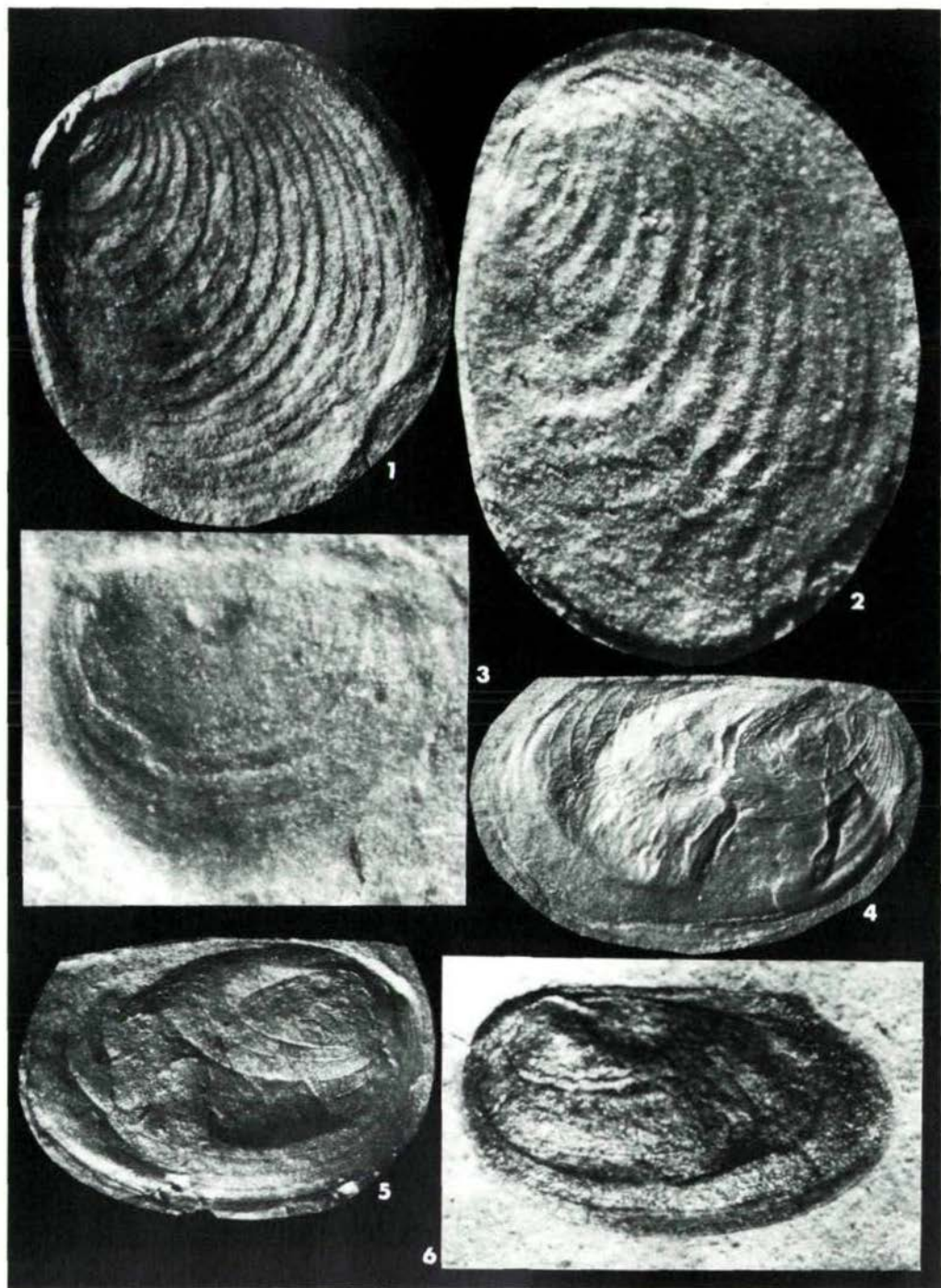
2

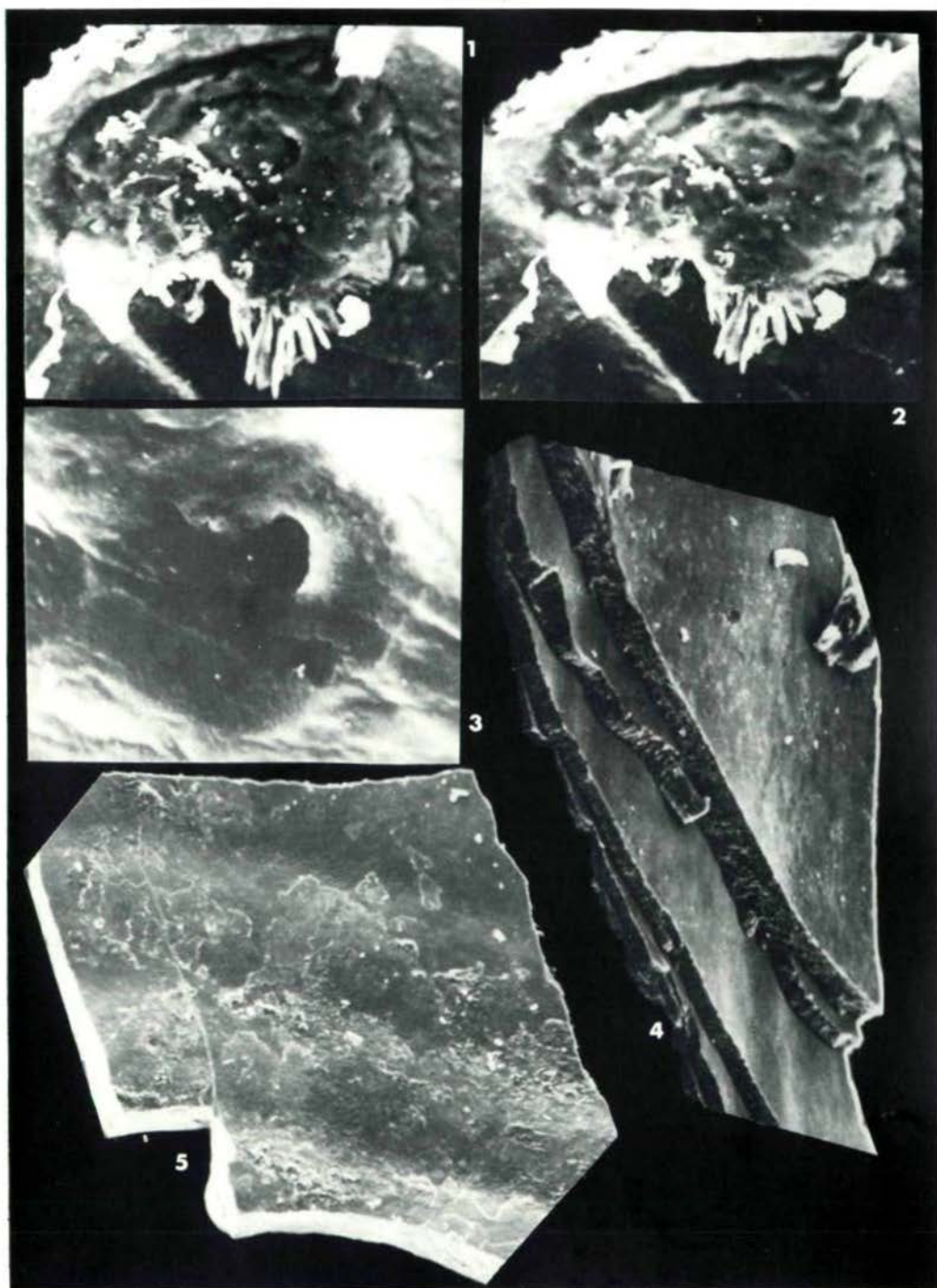
3

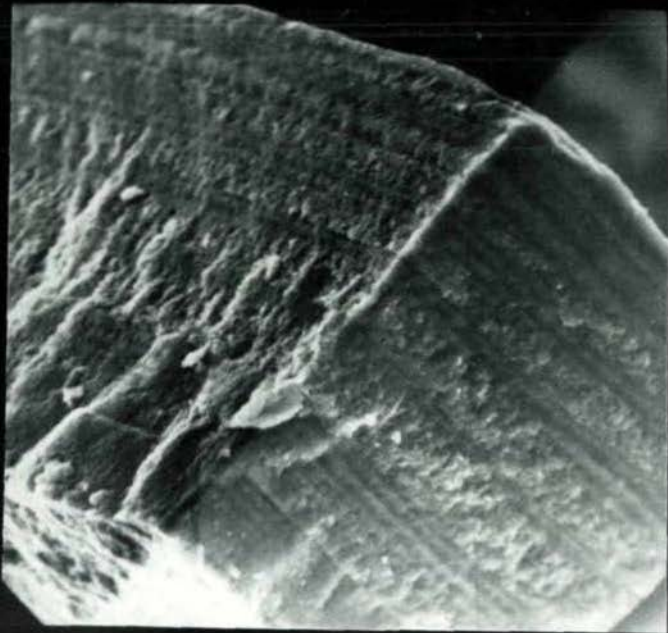
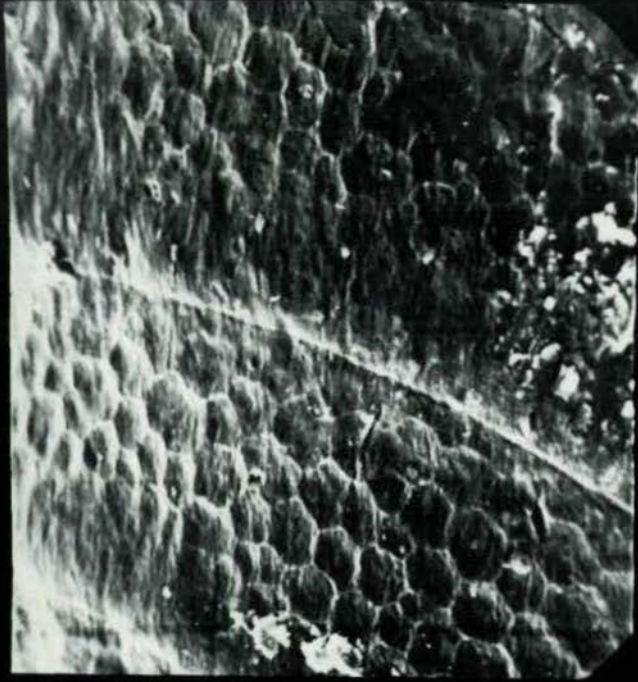
4











ENTACTINARIA SUBORDO NOV., A NEW RADIOLARIAN SUBORDER

by H. Kozur & H. Mostler*)

Summary

The Entactinaria subordo nov. have an inner spicular system homologous with that of the Nassellaria and a single, double or multiple shell homologous with that of the Spumellaria. One branch of the Nassellaria (including almost alle forms living today) has developed directly from pylomate Entactinaria. Therefore the recent Entactinaria and Nassellaria have similar cytoplasmas.

The Entactinaria are the clearly dominating radiolarian group throughout the whole Paleozoic. In the Middle Triassic they are still very frequent, partly even still dominating. In the Upper Triassic the Entactinaria are moderately frequent, but no longer dominating. They occur rarely to very rarely from the Rhaetian up to recent.

Within the Entactinaria three superfamilies, the Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979, the Thalassothamnacea HAECKER, 1906, and the Palaeosceniaceae RIEDEL, 1967, can be distinguished.

Zusammenfassung

Die Entactinaria subordo nov. besitzen ein Spicularsystem, das jenem der Nassellaria homolog ist, während die einfache, doppelten oder mehrfachen Schalen mit jenen der Spumellaria homolog sind. Ein Zweig der Nassellaria (einschließlich fast aller heute noch lebenden Nassellaria-Arten) hat sich direkt aus pylomaten Entactinaria entwickelt. Daher weisen die rezenten Entactinaria und Nassellaria ähnliches Zytoplasma auf.

Die Entactinaria sind die eindeutig dominierende Radiolariengruppe während des gesamten Paläozoikums. In der Mitteltrias sind sie noch sehr häufig, z.T. sogar noch dominieren. In der Obertrias sind die Entactinaria mäßig häufig, aber nicht mehr dominierend. Vom Rhät bis rezent sind sie selten bis sehr selten.

Drei Oberfamilien, die Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979, die Thalassothamnacea HAECKER, 1906, und die Palaeodisceniaceae RIEDEL, 1967, können innerhalb der Entactinaria unterschieden werden.

*) authors' addresses: Dr. sc. Heinz Kozur, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1143 Budapest, Hungary; Univ.-Prof. Dr. Helfried Mostler, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck, Austria.

The knowledge about the fossil radiolarians has rapidly increased in the last years. More and more the inner structures of the radiolarians were also investigated and used for taxonomic subdivisions.

Until now most of the Paleozoic Radiolaria were assigned to the Spumellaria, some to the Albaillellaria and to the Nassellaria. The Mesozoic Radiolaria were almost exclusively assigned to the Spumellaria and Nassellaria. But among the Spumellaria most Paleozoic representatives and some Mesozoic to recent ones are clearly different from the typical Spumellaria, because they have an inner spicular system homologous with that of the Nassellaria. Recent representatives of these Radiolaria have a cytoplasma like that of the Nassellaria (HOLLANDE & ENJUMET, 1960). These "Spumellaria" with inner spicular system are separated here as an independent suborder from which both the Spumellaria and the Nassellaria have derived.

Subclass Radiolaria MÜLLER, 1858

Order Polycystina EHRENBERG, 1838

Suborder Entactinaria n. suborder

Diagnosis: Spicular system neither in position nor in arrangement fixed, but always present and never consisting of several isolated spicules in one radiolarian cell. 3-5 spines, rarely more, begin at the end of a median bar (Mb). If Mb is quite reduced, all spines begin in one point. The spicular system may also form a pentactine with 1-4 mostly smooth apical spines and 4 sculpturated basal spines. If one shell is present, the centre of the pentactine always lies at or near to one pole. The basal spines may be included in the wall of the shell. If there is more than one shell, the pentactine spicular system is always connected with the inner shell.

Shell(s) mostly present, often coarsely latticed. In higher evolved representatives the wall of the outer shell may be double-layered (outer layer with large pores and inner one with smaller pores). Pylome(s) sometimes present.

Distribution: ? Cambrian, Ordovician to recent. Dominating radiolarian group from the Ordovician to the Upper Permian. Very frequent, sometimes even still dominating in the Middle Triassic., Frequent, but no longer dominating in most of the Upper Triassic. Rare to very rare from the Rhaetian up to recent.

Remarks: The Entactinaria are the basic group of most of the radiolarians. In the Silurian primitive Nassellaria (Archocyrtiidae KOZUR & MOSTLER, 1981) have derived from pylomate Entactinaria, already present since the Middle Ordovician. The primitive Paleozoic Triospyridacea HACKEL, 1882 (Archocyrtiidae KOZUR & MOSTLER, 1981, Pylentonemidae DEFLANDRE, 1963) are all connected with the Entactinaria by transitional forms. On the other side the Pylentonemidae are the basic group of one stock within the Nassellaria. Nearly all recent Nassellaria belong to this stock. For this reason the cytoplasma of the recent Nassellaria is similar to that of the recent Entactinaria.

Most probably the second stock of the Nassellaria begins with the Popofskyellacea DEFLANDRE, 1964. This stock is clearly related to the Albaillellaria DEFLANDRE, 1953. The relations of this stock to the Entactinaria are unknown. The Popofskyellacea could be the basic group of the Parvicingulacea PESSAGNO and the Archaeodictyomitracea PESSAGNO. If these closely related superfamilies really derived from the Popofskyellacea then either the Albaillellaria would have to be included in the Nassellaria or the Nassellaria would have to be subdivided into two suborders.

It seems to be highly probable that the Albaillellaria are aberrant primitive Nassellaria, because the stratigraphically younger Albaillellaria became more and more multisegmented like multicyrtyd Nassellaria and the shell of some of the youngest representatives is already coarsely latticed. Moreover, there are some Jurassic Nassellaria related to *Cornutella* EHRENBERG, 1838, which are morphologically very similar to the Albaillellaria and, like this group, have no inner spicular system. They are only distinguishable by the absence of the two opposite columnellae always present in the Albaillellaria. This radiolarian group could be the direct descendant from the Paleozoic Albaillellaria. In this case also the Albaillellaria would have to be assigned to the Nassellaria.

The above mentioned second stock of the Nassellaria disappears at the top of the Cretaceous.

The spicular system of the Entactinaria is homologous with that of the Nassellaria. The median bar may be present or missing in both groups, the nassellarian spines A, D, 2 I, V and 2 L can be recognized in the same position also in the Entactinaria (see KOZUR & MOSTLER, 1981, plate 39). But the arrangement of the inner spicular system is still not stabilized in the Entactinaria. The shell(s) of the Entactinaria are of spumellarian type. The most characteristic type of the nassellarian shell with large aperture (only secondarily narrowed or closed in some taxa) opposite to the cephalis bearing the spicular system, is never present in the Entactinaria. So not only the arrangement of the spines within the inner spicule, but, in contrast to the Nassellaria, also the position in the inner spicule within the shell is not yet fixed in the Entactinaria. On the other hand there are transitional forms between the Entactinaria and Nassellaria (Ordovician pylomate Entactinaria).

The shape and structure of the entactinarian shell is quite identical with that of the spumellarian shell. Even the types of symmetry in the main spine arrangements are the same. But the inner prolongations of the spumellarian main spines do not join each other in a bar or point within the spumellarian shell(s).

The Spumellaria have either evolved from the Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979, by reduction of the spicular system or both Spumellaria and Entactinaria have the same ancestors. Even an iterative development of the Spumellaria from the Entactinaria cannot be quite ruled out until now.

The Collodaria HAECKEL, 1882, have either no skeleton or their skeleton consists of isolated spicules within protoplasm. Moreover, the Collodaria are often colonial. The Collodaria are used here in the original definition by HAECKEL, 1882. The later included Orosphaeridae HAECKEL, 1887 do not belong to the Collodaria, but to the Entactinaria. Only the Thalassothamnacea HAECKER, 1906, (without shell) and to a lesser degree primitive Palaeosцениdiacea RIEDEL, 1967, show some similarities with the Collodaria, but even the Thalassothamnacea (most closely related to the

Collodaria) have always a complete spicular system, whereas the Collodaria have no skeleton or an incomplete skeleton consisting of isolated spicules with one cell. Only some small Paleozoic spicular Radiolaria are uncertain in their relations to the Collodaria or Entactinaria. They may represent either small but complete skeletons of primitive Entactinaria without shell or parts of an incomplete skeleton consisting of small isolated spicules.

Superfamily Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979

Diagnosis: Entactinaria with latticed, rarely also with spongy shell(s).

Spicular system always inside the shell(s), mostly in central position.

Sometimes all spines branch off from one central point. More frequently 4 resp. 3 spines branch off from both ends of a median bar. These spines are homologous with A, D, V, I and L of the nassellarian spicule.

Outer shell mostly globular, with strong main spines which are arranged in the same types of symmetry as in the Spumellaria. Sometimes the main spines are latticed between their lateral ridges and thus form latticed arms. Pylome(s) may be present.

Distribution: ? Cambrian, Ordovician - recent. Very frequent in the Paleozoic, frequent in the Triassic, rare to very rare from the Rhaetian up to recent.

Remarks: Primitive pylomate Ordovician Hexastylacea are the forerunners of main branch within the Nassellaria.

On the other hand also the Spumellaria are morphologically closely related to the Hexastylacea. But they never have an inner spicular system. Most probably the Spumellaria and the Hexastylacea have derived from the same basic group, but it is also possible that the Spumellaria have derived (perhaps even iteratively) from the Hexastylacea by reduction of the inner spicule. The first possibility seems to be more probable. In this case the Hexastylacea would be more closely related to the Nassellaria than to the Spumellaria. The similar outer morphology of the Hexastylacea and Spumellaria does not contradict this opinion, because even such unrelated Radiolaria like the Acantharia HAECKEL, 1862, have typical spumellarian type shells.

The Thalassothamnacea HAECKER, 1906, have no shell and the skeleton consists of the spicular system only. This spicular system is similar to that of the Hexastylacea.

The Palaeosceniaceae RIEDEL, 1967, have a different spicular system which is always a (sometimes modified) pentactine spicule with 1-4 mostly smooth apical spines and 4 always sculpturated basal spines. With the exception of the most primitive representatives the Palaeosceniaceae also have latticed shells. But unlike the Hexastylacea the pentactine spicule is often partly or wholly included in the wall of the shell.

Family Hexastylidae HAECKEL, 1882 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981

Distribution: Higher Paleozoic to recent.

Remarks: Maybe the Triposphaeridae VINASSA de REGNY, 1898 emend.

KOZUR & MOSTLER, 1981, are a younger synonym of the Hexastylidae HAECKEL, 1882 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981. The higher symmetry in the Hexastylidae certainly has some taxonomic value, but it is uncertain,

whether this taxonomic value is so high that two families can be distinguished. As both families have recent representatives and the recent representatives are also separated in two families until now, we do not unite both families.

Family Triposphaeridae VINASSA de REGNY, 1898
emend. KOZUR & MOSTLER, 1981

Synonyma: *Dorysphaeridae* VINASSA de REGNY, 1898
Centrolonchidae CAMPBELL, 1954
Entactiniidae RIEDEL, 1967

Remarks: Subdivisions of this family in subfamilies and tribus see KOZUR & MOSTLER, 1981.

? Family Parasaturnalidae KOZUR & MOSTLER, 1972 emend.

Diagnosis: Equatorial ring always narrow with roundish to elliptical cross section. Outer spines of ring tend to join and build up an outer narrow ring separated from the inner ring by a ring of large pores. Still a further outer ring may be built up in this manner. 2-5 strong long spines connect the (inner) ring with the coarsely spongy shell. These spines join each other in a central spicular system.

Distribution: Carnian - Cretaceous.

Included genera:

Parasaturnalis KOZUR & MOSTLER, 1972
? *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER, 1972
? *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER, 1972

Remarks: *Spongosaturnaloides* KOZUR & MOSTLER and the Triassic *Japonisaturnalis* species have a well developed inner spicular system. Therefore they clearly belong to the Hexastylacea.

No shell structures are known from the Jurassic species of *Japonisaturnalis* KOZUR & MOSTLER and *Parasaturnalis* KOZUR & MOSTLER including their type species. Therefore it is unknown, whether these species also belong to the Hexastylacea. As these species are partly even identical with Triassic ones it is assumed that they have similar shell structures.

Spongosaturnaloides KOZUR & MOSTLER certainly and the other parasaturnalids probably belong to a completely different radiolarian stock than the other radiolarians with equatorial ring. The equatorial ring has therefore iteratively evolved in different lines and it does not indicate near relations in all cases. The other Triassic Radiolaria with equatorial ring belong to the Triarcellinae KOZUR & MOSTLER, 1981 (probably also Entactinaria) and to the Saturnalidae DEFLANDRE, 1953 (Spumellaria).

Family Eptingiidae DUMITRICĂ, 1978

Eptingium DUMITRICĂ, 1978
Cryptostephanidium DUMITRICĂ, 1978
Perispyridium DUMITRICĂ, 1978
Polystephanidium DUMITRICĂ, 1978
Spongostephanidium DUMITRICĂ, 1978
Triassostephanidium DUMITRICĂ, 1978
? *Turanta* PESSAGNO & BLOME, 1982
Tetrastephanidium n.gen.

Distribution: Anisian to Upper Jurassic.

Remarks: The youngest representative of this family, *Perispyridium* DUMITRICĂ from the Upper Jurassic, has a medullary shell, completely absent in all Nassellaria. DUMITRICĂ, 1978, regarded this medullary shell as cephalis, but unlike a cephalis, it shows no bipolarity. The inner spicule of the Eptingiidae is identical with those of other hexastylacea (see KOZUR & MOSTLER, 1981). Arches between the spines are present in many highly evolved Triassic Hexastylacea.

In this respect, also *Tetrastephanidium* n.gen. (description in KOZUR & MOSTLER, in press) is of special interest. This genus has four main spines in tetrahedral position. We find such an arrangement also in other Paleozoic and Triassic Hexastylacea.

Family Hexaporobrachiidae KOZUR & MOSTLER, 1979

Hexaporobrachia KOZUR & MOSTLER, 1979
? *Hexapyramis* SQUINABOL, 1903
Tetraporobrachia KOZUR & MOSTLER, 1979
Pentaporobrachia KOZUR & MOSTLER, 1981
Renila KOZUR & MOSTLER, 1981

Distribution: Longobardian - Norian, ? Cretaceous.

Family Multiarcusellidae KOZUR & MOSTLER, 1979

Multiarcusella KOZUR & MOSTLER, 1979
Baloghisphaera KOZUR & MOSTLER, 1979
Beturiella DUMITRICA, KOZUR & MOSTLER, 1980

Distribution: Anisian to Lower Carnian.

? Subfamily Triarcellinae KOZUR & MOCK, 1981

Triarcella KOZUR & MOCK, 1981.

Distribution: Lower Norian.

Remarks: The position of the Triarcellinae is unclear. Most probably they represent an independent family within the Hexastylacea.

Family Heptacladidae DUMITRICA, KOZUR & MOSTLER, 1980

Heptacladus DUMITRICA, KOZUR & MOSTLER, 1980

? *Paraheptacladus* KOZUR & MOSTLER, 1981

Distribution: Middle Triassic.

Remarks: *Paraheptacladus* KOZUR & MOSTLER, 1981, is perhaps not related to *Heptacladus* DUMITRICA, KOZUR & MOSTLER, 1980. At present it is impossible to assign this genus to any other family of the Hexastylacea. Further new representatives of the Heptacladidae have now been found in Ladinian sediments. These species have only 6 main spines with terminal secondary spines. The inner structure is quite the same as in *Heptacladus*.

Superfamily Thalassothamnacea HAECKER, 1906

Diagnosis: Entactinaria without shell. 3-5 spines branch off from the end of a median bar. This median bar may be also reduced or quite absent. In the latter case 6-12 spines begin in one point. Sometimes the median bar is very strong, like a central axis that rises above the branching point of the other spines at one or both ends. All spines of the spiculae have apophyses in one or more levels. Sometimes a differentiation in apical and basal spines may be observed.

Distribution: Devonian - Lower Carboniferous, Middle Triassic, recent.

Included families:

Thalassothamnidae HACKER, 1906

Archaeosemantitidae KOZUR & MOSTLER, 1981

? Palhindeolithidae KOZUR & MOSTLER, 1981

Subfamily Palhindeolithinae KOZUR & MOSTLER, 1981

Subfamily Palacantholithinae KOZUR & MOSTLER, 1981

Remarks: The Thalassothamnacea HAECKER, 1906, are a transitional group between the Entactinaria n. suborder and the Collodaria HAECKEL, 1882. The latter have no skeleton or an incomplete skeleton of small isolated spicules. In typical Thalassothamnacea there is always a complete skeleton consisting of a large spicule.

The spicular system of the Thalassothamnacea HAECKER, 1906, is identical or at least very similar to the spicule of the Hexastylacea, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979. The similarity to the Hexastylacea is also shown by the fact, that apophyses are present in all spines. But in all Hexastylacea at least one shell is present. Transitional forms occur. In *Haplentactinia* FOREMAN, 1963, only an incomplete shell is present that originates from apophyses of a strong spicular system.

The Palaeosceniaceae RIEDEL, 1967, are also similar. In most of the primitive representatives of this superfamily the shell is also absent. But there are some differences in the spicular system. The Palaeosceniaceae never have in all spines the same kind of apophyses. In the apical spines the apophyses are mostly missing or they are - if present - by far weaker than in the basal spines. The apophyses of the basal spines are not restricted to one or two levels as is the case with most Thalassothamnacea.

Family Thalassothamnidae HAECKER, 1906

Thalassothamnus HAECKER, 1906

Cyrtocladus SCHRÖDER, 1906

Triassothamnus KOZUR & MOSTLER, 1981

Synonym: *Archaeothamnulus* DUMITRICA, 1982

Distribution: Middle Triassic, recent.

? Family Palhindeolithidae KOZUR & MOSTLER, 1981

Palhindeolithus DEFLANDRE, 1973

? *Conostylus* POPOFSKY, 1907

Palacantholithus DEFLANDRE, 1973

Palaeothalomnus DEFLANDRE, 1973

Xiphachistrella DEFLANDRE, 1973

? *Xiphocabrium* DEFLANDRE, 1973

Xiphocradiella DEFLANDRE, 1973

Bissyentactina NAZAROV, 1975 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981

Arrhiniella KOZUR & MOSTLER, 1981

Distribution: Devonian - Lower Carboniferous, Middle Triassic, ? recent.

Remarks: The systematic position of the mostly small spicules assigned to different genera of the Palhindeolithidae KOZUR & MOSTLER, 1981, is unclear. Because of the small size these spicules may be isolated spicules of an incomplete skeleton of the Collodaria. But it is also possible that the first primitive Thalassothamnacea had small complete skeletons. In this case the Palhindeolithidae would be real, but very primitive Thalassothamnacea. In all cases the Palhindeolithidae seem to be the missing link between the Collodaria and Entactinaria.

Subfamily Palhindeolithinae KOZUR & MOSTLER, 1981

Palhindeolithus DEFLANDRE, 1973

? *Conostylus* POPOFSKY, 1907

? *Xiphachistrella* DEFLANDRE, 1973

? *Xiphocabrium* DEFLANDRE, 1973

? *Xiphocradiella* DEFLANDRE, 1973

Bissyentactinia NAZAROV, 1975 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981

Arrhiniella KOZUR & MOSTLER, 1981

Distribution: Devonian - Lower Carboniferous, Middle Triassic, ? recent.

Subfamily Palacantholithinae KOZUR & MOSTLER, 1981

Palacantholithus DEFLANDRE, 1973

Palaeothalomnus DEFLANDRE, 1973

Distribution: Lower Carboniferous.

Family Archaeosemantididae KOZUR & MOSTLER, 1981

Archaeosemantis DUMITRICĂ, 1978

Tandarnia DUMITRICĂ, 1982

Distribution: Middle Triassic.

Remarks: *Archaeosemantis* DUMITRICĂ, 1978, has a spicular system very similar to that of the Palaeoscenidiacea RIEDEL, 1967, but all spines, also the apical ones, have strong apophyses.

Tandarnia DUMITRICĂ, 1982, shows some similarities to the Zamolxinae DUMITRICĂ, 1982 (Plagiacanthidae HERTWIG, 1879, Nassellaria), but as in *Archaeosemantis* the 4 basal spines (homologous to the primary and secondary lateral spines of the Nassellaria) are completely the same and no spine like D is present.

Superfamily Palaeoscenidiacea RIEDEL, 1967

Diagnosis: 4 strong sculpturated basal spines branch from a point or from the ends of a very short median bar. The 1-4 smaller apical bars are unsculpturated or considerably weaker sculpturated than the basal spines. This pentactine or modified pentactine (if more than one apical spine is present) is the basic spicular system, present in all Palaeoscenidiacea. In the most primitive representatives of this superfamily only this spicular system is present. All other representatives have one or two, rarely three, shells. If a single shell is present, the pentactine is situated either immediately inside the shell or - most frequently - it is partly included in the wall of the shell. The branching point of the pentactine spicule is always situated at or near to one pole of the shell. If a medullary shell is present, the pentactine spicule is always included in the wall of the medullary shell (or innermost medullary shell, if more than one medullary shell is present). In this case only the branching point and the apical spine are free.

Shell often coarsely latticed. In higher evolved forms the shell is composed of an outer layer with large pores and an inner layer with smaller pores. In these highly evolved forms the symmetry of the arrangement of the main spines is identical with those of the Spumellaria: one or two opposite polar spines, three spines in one plane, four spines in two nearly perpendicular axes in one plane, six spines in 3 perpendicular axes or even more spines.

Distribution: Silurian to Neogene, ? recent. From the Upper Carboniferous to the middle part of the Lower Triassic unknown till now. Highest diversity in the Middle Triassic, still frequent in the Upper Triassic. From the Rhaetian to the Neogene very rare.

Included families:

Palaeoscenidiidae RIEDEL, 1967 emend. HOLDSWORTH, 1977

Pentactinocarpidae DUMITRICĂ, 1978 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981

Hexapylomellidae KOZUR & MOSTLER, 1979

Subfamily Hexapylomellidae KOZUR & MOSTLER, 1979

Nanininae n. subfam.

Hindeosphaeridae KOZUR & MOSTLER, 1981

Parentactiniidae KOZUR & MOSTLER, 1981

Sepsagonidae KOZUR & MOSTLER, 1981

Remarks: The pentactine or modified pentactine spicule with 4 strong sculpturated basal spines of the same length and 1-4 smaller, smooth to weakly sculpturated apical spines is most characteristic for the Palaeosцениidae. Thus they are discernible from both the Thalassothamnacea HAECKER, 1906, and the Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979. Only the most primitive Palaeosцениidae RIEDEL have no shell. All other families have loose or even mostly well developed shells and are therefore clearly to be distinguished from the Thalassothamnacea, in which, apart from that, all spines of the spicule are equally sculpturated.

The Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979, have always one or more shells and a completely different spicular system, homologous with that of the Nassellaria.

Family Palaeosцениidae RIEDEL, 1967 emend. HOLDSWORTH, 1977

Palaeosцениidium DEFLANDRE, 1953 s.l.

Distribution: Silurian - Lower Carboniferous.

Remarks: *Palaeosцениidium* DEFLANDRE, 1953, comprises several different genera.

Family Pentactinocarpidae DUMITRIČĂ, 1978 emend. KOZUR & MOSTLER, 1981

Pentactinocarpus DUMITRIČĂ, 1978

Synonyma: *Oertlisphaera* KOZUR & MOSTLER, 1979

? *Praedrupperactylis* KOZUR & MOSTLER, 1979

Pentactinocapsa DUMITRIČĂ, 1978

Pentactinorbis DUMITRIČĂ, 1978

Distribution: Rare in the Illyrian, frequent from the Ladinian to the Upper Sevatian.

Family Hexapylomellidae KOZUR & MOSTLER, 1981

Hexapylomella KOZUR & MOSTLER, 1979

Nanina n.gen.

Distribution: Lower Carnian, Miocene.

Subfamily Hexapylomellinae KOZUR & MOSTLER, 1981

Hexapylomella KOZUR & MOSTLER, 1979

Distribution: Lower Carnian.

Subfamily Nanininae n. subfam.

Diagnosis: Very thick-walled shell with large pores. Inner pore walls with some thin lamella. Pentactine spicule enclosed in a medullary shell with very large pores. Apical spine, 4 basal spines and antapical spine well developed, partly with delicate apophyses. Apical and antapical spines as well as the prolongations of the 4 basal spines end at the inner margin of the outer shell.

Distribution: Miocene of Japan.

Included genus: *Nanina* n.gen.

Remarks: In the Hexapalomellidae, too, a pentactine spine is enclosed in a coarsely latticed medullary shell and, in general, the spines of the pentactine spicules have no prolongation beyond the outer shell. But all these spines end in a small pylome of the outer shell. Sometimes the 6 spines of the spicule rise a little above the outer shell as thin spines in the centre of the 6 pylomes or some of them. No pylome is present in *Nanina* n.gen. Moreover, the outer shell is not double-walled but has an outer layer with large pores and an inner layer with smaller pores.

In the Hindeosphaeridae KOZUR & MOSTLER, 1981, always strong main spines are present outside the wall of the outer shell. Besides, the shell is double-walled like the Hexapylomellinae KOZUR & MOSTLER, 1979.

Genus *Nanina* n.gen.

Derivatio nominis: In honour of NAKASEKO, NISHIMURA and NAGATA, who, in NAKASEKO, 1982, described the internal structure of this genus for the first time.

Type species: *Melittosphaera hokurikuensis* NAKASEKO, 1955

Diagnosis: As for the subfamily.

Remarks: *Nanina* n.gen. is the youngest certain representative of the Palaeoscenidiacea RIEDEL, 1967, known so far.

Family Hindeosphaeridae KOZUR & MOSTLER, 1981

Hindeosphaera KOZUR & MOSTLER, 1979

? *Lobatactinocapsa* DUMITRICĂ, 1978

? *Dumitricasphaera* KOZUR & MOSTLER, 1979

Mulderella KOZUR & MOSTLER, 1981

Pseudostylosphaera KOZUR & MOSTLER, 1981

Weverisphaera KOZUR & MOSTLER, 1981

Distribution: Very frequent from the Anisian to the Lower Carnian, rare from the higher Carnian to the Upper Jurassic.

Family Sepsagonidae KOZUR & MOSTLER, 1981

Sepsagon DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980

Parasepsagon DUMITRICĂ, KOZUR & MOSTLER, 1980

? *Kahlerosphaera* KOZUR & MOSTLER, 1979

Distribution: Lower Triassic to Jurassic.

Family Parentactiniidae KOZUR & MOSTLER, 1981

Parentactinia DUMITRICĂ, 1978

Distribution: Middle Triassic.

Superfamily inc.

Family Orosphaeridae HAECKEL, 1887

Orosphaera HAECKEL, 1882

Orona HAECKEL, 1887

Oroplegma HAECKEL, 1887

Orosцена HAECKEL, 1887

Distribution: Recent.

Remarks: The inner spicule of the Orosphaeridae is still not known well. But it seems to be similar to that of the Palaeosцениidae. There is also a remarkable similarity between some orosphaerids and *Pentactinocapsa* DUMITRICĂ, 1978. If the position of the Orosphaeridae HAECKEL, 1887, within the Palaeosцениidae RIEDEL can be confirmed by future work, then the latter taxon has to be regarded as younger synonym of Orosphaeridae HAECKEL, 1887. But in the moment it cannot be excluded that the Orosphaeridae HAECKEL, 1887, belong to the Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUŠEVSKAJA, 1979.

References

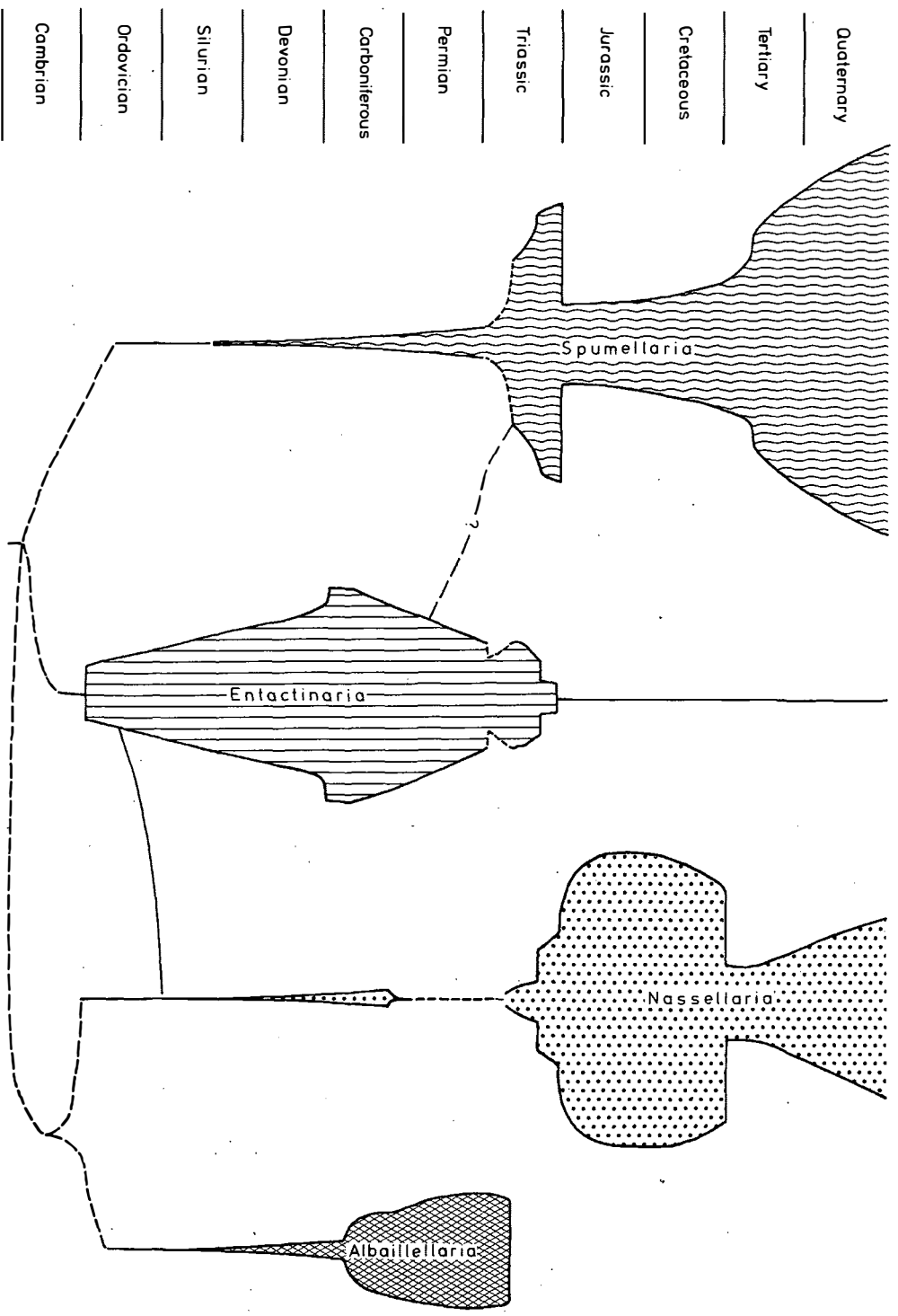
- CAMPBELL, A.S. (1954): Radiolaria. In: MOORE, R.C. (ed.): Treatise on Invertebrate Paleontology, part D, Protista 2, p. 11-163, Kansas.
- DUMITRICĂ, P. (1978): Family Eptingiidae n.fam., Extinct Nassellaria (Radiolaria) from the Vicentinian Alps (Italy) and Eastern Carpathians (Romania). - *Dări seamă șed.*, 64, p. 39-54, București.
- DUMITRICĂ, P. (1982): Middle Triassic Spicular Radiolaria. - *Rev. Española Micropaleont.*, 14, p. 401-428, Madrid.
- DUMITRICĂ, P.; KOZUR, H. & H. MOSTLER (1980): Contribution to the Radiolarian Fauna of the Middle Triassic of the Southern Alps. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10, 1, p. 1-46, Innsbruck.
- FOREMAN, H.P. (1963): Upper Devonian Radiolaria from the Huron Member of the Ohio Shale. - *Micropaleontology*, 9 (3), p. 267-304, New York.
- HAECKEL, E. (1862): Die Radiolarien (Rhizopoda Radiolaria). Eine Monographie. - 572 pp., Berlin.
- HAECKEL, E. (1882): Entwurf eines Radiolarien-Systems auf Grund von Studien der Challenger-Radiolarien. - *Jena. Zeitschr. Naturwiss.*, 15 (n.F. 8), p. 418-472, Jena.
- HAECKEL, E. (1887): Report on the Radiolaria Collected by H.M.S. Challenger During the Years 1873-1876. - *Rep. Sci. Res. Voyage H.M.S. Challenger, Zool.*, 18, p. 1-1893, London-Dublin.
- HAECKEL, E. (1887): Die Radiolarien (Rhizopoda Radiolaria). Eine Monographie. 2: Grundriß einer allgemeinen Naturgeschichte der Radiolarien. - 248 pp., Berlin.
- HOLLANDE, A. & M. ENJUMET (1960): Cytologie, évolution et systématique des Sphaeroidés (Radiolaires). - *Arch. Mus. Nat. Hist. Natur.* (7), 7, p. 1-134, Paris.
- HOLDSWORTH, B.K. (1966): Radiolaria from the Namurian of Derbyshire. - *Paleontology*, 9, p. 319-329, London.
- HOLDSWORTH, B.K. (1973): The Radiolaria of the Baltalimani Formation, Lower Carboniferous, Istanbul. In: KAYA, O.: Paleozoic of Istanbul. - *Ege Univ. Fen. Fak. Kitarplar S.*, 40, p. 117-134, Izmir.
- HOLDSWORTH, B.K. (1977): Paleozoic Radiolaria: Stratigraphic Distribution in Atlantic Borderlands. In: *Stratigraphic Micropaleontology of Atlantic Basin and Borderlands* - p. 167-184, Amsterdam (Elsevier Publ. Comp.).
- HOLDSWORTH, B.K. (1980): Preliminary Radiolarian Zonation for Late Devonian Through Permian Time. - *Geology*, 8, p. 281-285.
- HOLDSWORTH, B.K.; JONES, D.L. & C. ALLISON (1978): Upper Devonian Radiolarians Separated from Chert of the Ford Lake Shale, Alaska. - *Journ. Res. U.S. Geol. Surv.*, 6 (6), p. 775-788.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil I: Revision der Oberfamilie Coccodiscacea HAECKEL, 1862 emend. und Beschreibung ihrer triassischen Vertreter. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 2, 8/9, p. 1-60, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1979): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil III: Die Oberfamilien Actinommacea HAECKEL, 1862 emend., Artiscacea HAECKEL, 1882, Multiarcusellacea nov. der

- Spumellaria und triassische Nassellaria. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9, 1/2, p. 1-132, Innsbruck.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1981): Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil IV: Thalassosphaeracea HAECKEL, 1862, Hexastylacea HAECKEL, 1882 emend. PETRUSEVSKAJA, 1979, Sponguracea HAECKEL, 1862 emend. und weitere triassische Lithocycliacea, Trematodiscacea, Actinommacea und Nassellaria. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Sbd., p. 1-208, Innsbruck.
- NAKASEKO, K. (ed.) (1982): Proceedings of the First Japanese Radiolarian Symposium, JRS 81 Osaka. - News of Osaka Micropaleont., Spec. Vol., 5, 485 pp., Osaka.
- NAKASEKO, K. & A. NISHIMURA (1979): Upper Triassic Radiolaria from Southwest Japan. - Sci. Rep., Col. Educ. Osaka Univ., 28 (2), p. 61-109, Osaka.
- NAZAROV, B.B. (1973 a): Radiolarii iz nižnich gorizontov kembrija Batenevskogo kraža. - Trudy in.-ta geol. i geofiz. Sib. otd. AN SSSR, 49, p. 5-13, Novosibirsk.
- NAZAROV, B.B. (1973 b): Pervye nachodki radiolarii Entactiniidae i Ceratohiscidae v verchem devone južnogo Urala. - Dokl. AN SSSR, 210 (3), p. 696-699, Moskva.
- NAZAROV, B.B. (1975): Radiolarii nižnego-srednego paleozoja Kazachstana. - 203 pp., Moskva ("Nauka").
- NAZAROV, B.B. (1977): Novoe semejstvo radiolarii iz ordovika Kazachstana. - Paleont. Ž., 1977 (2), p. 35-41, Moskva.
- NAZAROV, B.B. & L.E. POPOV (1976): Radiolarii, bezzamkovye brachiopody i organizmy nejasnogo sistematičeskogo položenija iz srednego ordovika vostočnogo Kazachstana. - Paleont. Ž., 1976 (4), p. 33-42, Moskva.
- NAZAROV, B.B. & L.E. POPOV (1980): Stratigrafija i fauna kremnisto-karbonatnych tošč ordovika Kazachstana. - Trudy An SSSR, 331, 190 pp., Moskva.
- NAZAROV, B.B.; POPOV, L.E. & M.K. APOLLONOV (1975): Radiolarii nižnego paleozoja Kazachstana. - Izv. AN SSSR, ser. geol., 1975 (10), p. 96-104, Moskva.
- NAZAROV, B.B. & V.S. RUDENKO (1981): Nekotorye bilateralno-simetričnye radiolarii pozdnego paleozoja Južnogo Urala. - Vorprosy mikropaleont., 24, p. 129-19, Moskva.
- NAZAROV, B.B.; TKAČENKO, V.I. & V.S. ŠULGINA (1981): Radiolarii i vozrast kremnisto-terrigennyh tošč Prikolymkogo podnjatika. - Izv. AN SSSR, ser. geol. 1981 (10), p. 79-89, Moskva.
- ORMISTON, A.R. & H.R. LANE (1976): A Unique Radiolarian Fauna from the Sycamore Limestone (Mississippian) and its Biostratigraphic Significance. - Palaeontographica A, 154 (4-6), p. 158-180, Stuttgart.
- PESSAGNO, E.A. & C.D. BLOME (1982): Bizarre Nassellariina (Radiolaria) from the Middle and Upper Jurassic of North America. - Micropaleont., 28 (3), p. 289-318, New York.
- PESSAGNO, E.A.; FINCH, W. & P.L. ABBOTT (1979): Upper Triassic Radiolaria from the Hipólito Formation, Baja California. - Micropaleontology, 25 (2), p. 160-197, New York.

- PETRUŠEVSKAJA, M.G. (1979): Razvitie radioljarij v Norvežskom more s eocena do nastojaščega vremena. In: Isorija mikroplanktona norvežsko-Grenlandskom bassenje. - p. 77-85, Leningrad.
- PETRUŠEVSKAJA, M.G. (1981): Radioljarii otrjada Nassellaria mirogo okeana. - In: Opređeliteli po faune SSSR, izdavaemye ZIN AN SSSR, 406 p., Moskva ("Nauka").
- RIEDEL, W.R. (1967): Some New Families of Radiolaria. - Proc. Geol. Soc. London, 1640, p. 148-149, London.
- RIEDEL, W.R. (1971): Systematic Classification of Polycystine Radiolaria. - In: FUNNEL, B.M. & W.R. RIEDEL: The Micropaleontology of Oceans, p. 649-661, Cambridge.
- RÜST, D. (1892): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und den paläozoischen Schichten. - Palaeontographica, 38, p. 107-200, Stuttgart.
- YAO, A. (1982): Middle Triassic to Early Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan. - Journ. Geosci., Osaka City Univ., 25 (4), p. 53-70, Osaka.
- YAO, A.; MATSUDA, T. & Y. ISOZAKI (1980): Triassic and Jurassic Radiolarians from the Inuyama Area, Central Japan. - Journ. Geosci., Osaka City Univ., 23 (4), p. 135-154, Osaka.

Explanation of fig. 1

Distribution and frequency of the most important suborders of the Radiolaria



REPARTITION AND PALEOGEOGRAPHICAL INTERPRETATION OF VOLCANOCLASTIC AND PELAGIC SEDIMENTS OF THE LIVINALLONGO FORMATION (ITALIAN DOLOMITES)

by P. Cros & P. Houel*)

Summary

The detailed lithostratigraphy and sedimentology of the volcanoclastic and pelagic strata making up the Livinallongo Formation (Middle Triassic) in the Italian Dolomites allow us to point out two pyroclastic stages of sequential deposition ("pietra verde") and to show some relationships to extensional tectonic movements, acid volcanism and the euxinic sedimentation in narrow basins connected with mobile sills. Some comparisons with the neighbouring Carnic Alps are useful.

The "pietra verde" particles are essentially of pyroclastic origin but locally also epiclastic, with a mixture of pelagic material. The magmatic characters are partially concealed by the lack of in place lava flow. But, on the basis of the existing lithic elements of the crystals with their inclusions, it is possible to say that the tuffites forming the "lower pietra verde" are coming from a water-rich magma of late differentiation and trachy-andesitic composition, and those forming the "upper pietra verde" are of rhyolitic to rhyodacitic composition.

The sedimentological analysis of the pietra verde shows the various sequential modalities of their deposition, in close relationship to the sea-bottom morphology. The graded-bedding of particles, according to their size and density, the order of the sedimentary structures, the homogeneity and poor shaping of the particles, and the reworked intraclasts (nodule breccia) at the bottom and the occurrence of Radiolaria at the top of the sequences are characteristics of the "pyroturbidites" of the "lower pietra

*) authors' addresses: Dr. Pierre Cros, Laboratoire de Stratigraphie (T. 15-16), 4, Place Jussieu, F-75230 Paris Cedex 05; Dr. Pascal Houel, BEICIP, 232, Avenue Napoléon Bonaparte, F-92502 Rueil Malmaison, France

verde". Some correlations are possible along about 20 km and point out the importance (more than 1 km³ for the bigger pyroclastic layer), the control by the submarine morphology and distance from the supposed volcanic centres. The four sequences are interpreted either as "pyroturbidites" (subaqueous pyroclastic flows) or as distal submarine parts of ignimbrites as well as continental ash-flow; between them, in the pelagic realm, some reworking of ash-fall and lutites took place at the top of the pyroclastic flow. On the other hand, the numerous "upper pietra verde" sequences are interpreted as a classical turbidity current accumulation of epiclastic origin, coming from the progressive reworking of a volcanic buildup of chiefly pyroclastic nature. The regional correlations between sequences are hard to establish, except for the first "upper pietra verde" strata which contain volcanic quartz in the crystalline and lithic fraction; this points to its regional lithostratigraphic value. Channel sedimentation prevails in the coarser-grained strata.

Their heterotopical relationships to the "upper Plattenkalk" facies is proved by the correlations and the mixture of pelagic and tuffitic material in the banded limestones.

It is possible to link each of the "lower pietra verde" sequences with a volcanic event of regional extension; on the other hand, the "upper pietra verde" turbidites do not allow the stratigraphic individualization of the eruptive events, but it is possible to notice a mineralogical evolution: with quartz at the bottom and basic plagioclases and green hornblende at the top.

The three pelagic facies are as follows: clear grey nodular limestone with bioturbation structures, dark siliceous, finely banded limestone, not bioturbated, and marly carbonate subnodular or regularly bedded strata, bioturbated and so-called "Vedessana facies". In general these three facies have the same microfossil content in common: Radiolaria, *Daonella*-type of pseudo-planctonic lamellibranchs. The facies changes between the pelagic sediments point out the main interconnection between the subcrustal activity (magmatic and epeirogenic) and the sedimentation. They allow a paleogeographical interpretation of either the sea-bottom morphology or the localization of volcanic centres. The replacement of the terrigenous supply of the underlying strata (Ambata Formation) by the volcanic supply in the Livinalongo Formation coincides with the development of the unbioturbated facies eastward and the main blooming of the pelagic microfaunas. The role played by a layer of anoxic water may explain the facies changes between the dark, unbioturbated, anaerobic banded limestone and the nodular or subnodular dysaerobic limestone, the first of deeper marine origin and the second being shallower. These dysaerobic sediments pass laterally to the calcarenitic "mixed facies", typical of the biogenous carbonate platform edges and slopes.

The differential bathymetry is, by this way, pointed out for instance in the eastern part of the Cadore district: the deposition of the first "pietra verde" strata is outlined by the disappearance of the euxinic facies and the general extension of the nodular limestone. The tuffites coming from the south overrun the deeper parts of the basin. In the same way, the first cinerites of the "upper pietra verde" unit preceded for a short time the end of the bioturbation and the renewal of the euxinic conditions in the whole basin ("upper Plattenkalk"). The two tuffitic stages of deposition are separated by a purely pelagic stage in the whole basin (Italian Dolomites and Carnic Alps). The main part of the tuffitic supply is supposed to come from the south or south-east during the "lower pietra verde" stage, except for the so-called "Pecolungo tuffites" of the eastern Dierico basin (central Carnic Alps), where the tuffitic supply is coming from the north.

A north-western origin is also supposed for part of the "upper pietra verde" stage in the Badia Valley (western Dolomites); during that time the ash-falls are dispersed in the whole region.

This paleogeographical framework is explained by a synsedimentary extensional tectonic evolution which favours at the same time the magmatic extrusions, the restricted biotic conditions in narrow and moderately deep basin portions, connected by mobile sills.

REPARTITION DES SEDIMENTS VOLCANOCLASTIQUES ET PELAGIQUES FORMATION DE LIVINALLONGO (DOLOMITES ITALIENNES)

Resumé

La lithostratigraphie fine et la sédimentologie des couches volcanoclastiques et pélagiques de la Formation de Livinallongo (Trias moyen) des Dolomites italiennes ont permis d'individualiser deux phases de dépôt pyroclastique à caractère séquentiel ("pietra verde") et de montrer les relations entre tectonique distensive, volcanisme acide et euxinisme dans les bassins étroits, reliés par des seuils mobiles. Elles permettent d'établir des comparaisons avec les Alpes Carniques.

La "pietra verde" est constituée de particules d'origine essentiellement pyroclastique et localement épicyclastique. Elle montre aussi un mélange de matériel pélagique. La caractérisation du magmatisme est gênée par l'absence de lave en place sur le terrain d'étude. Cependant, grâce à l'analyse des éléments lithiques, des cristaux et de leurs inclusions, il est vraisemblable que les tuffites de la "pietra verde inférieure" proviennent d'un magma riche en eau, de fin de différenciation, de composition trachy-andésitique, celle de la "pietra verde supérieure" de composition rhyolithique à rhyodacitique.

L'analyse sédimentologique de la "pietra verde" a montré que le dépôt des tuffites se faisait selon plusieurs modes séquentiels, en relation étroite avec la morphologie du fond marin. Le granoclassement des particules par taille et par densité, l'étagement des structures sédimentaires, l'homogénéité et le faible façonnement du matériel, le remaniement d'intraclastes (brèche de nodules) au mur et la présence de radiolaires au toit de la séquence sont des caractères typiques des "pyroturbidites" de la "pietra verde inférieure". Des corrélations sur une vingtaine de kilomètres ont montré l'importance (plus d'un kilomètre cube pour la plus importante) et le contrôle par la morphologie du bassin et la distance par rapport aux centres volcaniques supposés. Ces quatre séquences, interprétées soit comme des pyroturbidites (subaqueous pyroclastic flows), soit comme des terminaisons sous-marines et distales d'ignimbrites ou d'"ash-flow" continentaux, sont séparées par des microséquences de remaniement des cinérites et des lutites pélagiques sommitales des pyroturbidites.

Par contre, les séquences multiples de la "pietra verde supérieure" sont interprétées comme une accumulation de turbidites classiques, épicyclastiques, provenant du démantèlement progressif d'un édifice volcanique à dominante pyroclastique. Les corrélations régionales sont difficiles à

établir; cependant les premières assises de la "pietra verde supérieure" sont caractérisées par la présence de quartz volcanique dans la fraction cristalline et lithique, ceci souligne leur valeur dans les corrélations régionales. La chenalisation est très forte dans les termes grossiers. L'hétéropie avec le faciès "Plattenkalk" est prouvée par les corrélations et la présence d'un faciès de mélange rubané pélagico-tuffitique.

En conclusion, les faits permettent de rattacher chacune des séquences majeures de la "pietra verde inférieure" à un évènement volcanique d'importance régionale, alors que les turbidites de la "pietra verde supérieure" ne permettent pas d'isoler dans le temps les évènements éruptifs. Elles témoignent, cependant, d'une évolution minéralogique: quartz à la base, plagioclases basiques et hornblende verte au sommet.

Les faciès pélaquiques sont au nombre de trois: le calcaire noduleux gris-clair à structures de bioturbation, les dalles calcaréo-siliceuses sombres, rubanées, non bioturbées et les alternances marno-carbonatées subnoduleuses, bioturbées, dites de type "Vedessana". Ces trois faciès possèdent globalement le même contenu en radiolaires et lamellibranches pseudo-planctoniques de type Daonelles. Les variations de faciès des sédiments pélagiques jalonnent les principales phases d'interférence entre l'activité endogène, magmatique et épirogénique, et la sédimentation. Elles permettent de reconstituer la paléogéographie des fonds marins et des centres éruptifs. Le relai des apports terrigènes de la Formation sous-jacente d'Ambata par les apports volcanoclastiques de la Formation de Livinallongo correspond à l'extension, vers l'Est, des faciès non bioturbés et à l'épanouissement de la faune pélagique. L'existence d'un euxinisme du fond dû à un seuil sous-marin peut expliquer le passage de faciès entre un "Plattenkalk" sombre non bioturbé, anaérobie et profond et des alternances subnoduleuses ou noduleuses, bioturbées, dysaérobies moins profondes. Ces derniers sédiments passent latéralement à des couches "mixtes" calcarénitiques typiques des bordures de plates-formes biogènes.

Une bathymétrie différentielle est ainsi mise en évidence, par exemple dans la partie orientale du Cadore. La mise en place de la première assise de "pietra verde" est marquée par la disparition des faciès euxiniques et la généralisation du calcaire noduleux. Les tufs en provenance du Sud envahissent les parties les plus profondes du bassin. De même le dépôt des premières cinérites de la "pietra verde supérieure" précède de peu la fin des bioturbations et la reprise de l'euxinisme dans l'ensemble du bassin de dépôt ("Plattenkalk supérieur").

Ces deux phases tuffitiques séparées par une phase purement pélagique caractérise les couches de Livinallongo dans les Dolomites et la Carnie. L'essentiel des apports tuffitiques viennent du Sud ou du Sud-Est pour les "pietra verde inférieures" (bassin de Livinallongo, de Cadore, de Sappada), exception faite des tuffites de "Pecol Lungo" du bassin de Dierico (Carnie centrale) qui viennent du Nord. C'est aussi le cas pour une parties des "pietra verde supérieures" du Val Badia, tandis que les retombées cinéritiques s'étalent sur toute la région.

Ce contexte paléogéographique s'explique par une tectonique distensive syn-sédimentaire qui permet à la fois la montée du magma, la création des conditions biologiques de dépôt dans des portions de bassin modérément profondes et étroites communiquant par des seuils mobiles.

VERTEILUNG UND PALÄOGEOGRAPHISCHE INTERPRETATION
VULKANOKLASTISCHER SEDIMENTE DER BUCHENSTEINER SCHICHTEN
(LIVINALLONGO-FORMATION, MITTLERES LADIN, ITALIENISCHE DOLOMITEN)

Zusammenfassung

Zwei verschiedene pyroklastische Ablagerungsphasen (Pietra verde) konnten durch lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in den vulkanoklastischen und pelagischen Sedimenten der Buchensteiner Schichten der italienischen Dolomiten herausgearbeitet werden. Die Sedimentation erfolgte unter Einfluß von distensiver Tektonik, saurer vulkanischer Tätigkeit und auxinischen Ablagerungsbedingungen in schmalen Beckenzonen, die durch submarine Schwellen getrennt waren. Die Untersuchungen erlauben auch einen Vergleich mit den benachbarten Karnischen Alpen.

Die Pietra verde besteht hauptsächlich aus pyroklastischen und örtlich auch epiklastischen Bestandteilen. Auch Beimengungen von pelagischem Material kommen vor.

Der Magmencharakter konnte, bedingt durch das Fehlen von Laven im Sedimentationsgebiet selbst, nur über die Analyse der vulkanoklastischen Bestandteile (Kristalle und Einschlüsse) ermittelt werden. Dabei stellte sich heraus, daß die "untere Pietra verde" einem wasserreichen, spätdifferenzierten Magma mit trachyandesitischer Zusammensetzung entstammt. Dagegen zeigen die Tuffite der "oberen Pietra verde" eine rhyolithische bis rhyodazitische Zusammensetzung.

Die Sedimentation der Pietra-verde-Abfolgen erfolgte in mehreren Sequenzen in deutlicher Abhängigkeit zur Morphologie des Meeresbodens. Korngrößenverteilung, Anordnung der sedimentären Strukturen, Homigenität und schwache Rundung der Körner als auch die Resedimentation von Intra-klasten (= Knollenbreccie) im Liegenden der Sequenzen, und das Vorkommen von Radiolarien im Hangenden, sind typische Merkmale von sogenannten Pyroturbiditen der "unteren Pietra verde". Die Verbreitung über einen Raum von mehr als 20 km Längserstreckung - eine der mächtigeren Sequenzen weist eine Kubatur von mehr als 1 km³ auf - deutet auf den Einfluß der submarinen Morphologie und auf die Nähe der angenommenen vulkanischen Zentren hin. Die vier Sequenzen werden interpretiert als "Pyroturbidite" (subaqueous pyroclastic flows), als distale, submarine Teile kontinentaler Ignimbrite oder auch als Aschenniederschläge. Am Top der Pyroturbidite kann eine Aufarbeitung von Aschen und Lutiten vorkommen.

Die zahlreichen Sequenzen der "oberen Pietra verde" werden dagegen als klassische Turbidite mit Anlagerung von epiklastischem Material interpretiert. Das Material entstammt einer fortschreitenden Aufarbeitung von vulkanischen, vorwiegend pyroklastischen Aufbauten. Abgesehen von den ersten Schichten der "oberen Pietra verde" ist eine regionale Korrelation der Sequenzen nur schwer möglich. Die ersten Schichten der "oberen Pietra verde" sind durch das Vorhandensein von vulkanischem Quarz gekennzeichnet. Dies scheint von regionaler Bedeutung zu sein. Ebenso herrscht hier bei grobkörniger Sedimentation Rinnenbildung vor. Die Faziesheteropie mit dem "oberen Plattenkalk" ist durch Korrelationen und durch das Zusammenkommen von pelagischem und tuffitischem Material in den gebänderten Kalken erwiesen.

Jede der bedeutenderen Sequenzen der "unteren Pietra verde" kann mit einer regional wichtigen vulkanischen Tätigkeit in Zusammenhang gebracht werden. Die Turbidite der "oberen Pietra verde" erlauben dagegen keine zeitliche Trennung der vulkanischen Ereignisse. Allerdings kann eine auffallende Veränderung in der mineralogischen Zusammensetzung beobachtet werden: Quarz im Liegenden und basischer Plagioklas und grüne Hornblende im Hangenden.

Drei verschiedene pelagische Fazies sind erkennbar: hellgraue, knollige Kalke mit Bioturbationsstrukturen, dunkle, SiO₂-reiche, gebänderte Plattenkalke ohne Bioturbation, und mergelige, schwach knollige oder regelmäßig geschichtete Karbonate mit Bioturbationsstrukturen, die als "Vedessana-Fazies" bezeichnet werden. Alle drei Fazies haben generell den gleichen Mikrofossilinhalt: Radiolarien und pseudoplanktonische, dünnchalige Lamelli-branchiaten (*Daonella*-Typus). Die Fazieswechsel innerhalb der pelagischen Sedimentation deuten auf wesentliche Zusammenhänge zwischen subkrustaler Aktivität (Magmatismus und Epirogenese) und Sedimentation hin. Sie ermöglichen eine paläogeographische Analyse insbesondere Aussagen über die Meeresbodenmorphologie und die Lokalisierung von eruptiven Zonen.

Der Übergang von terrigen beeinflusster Sedimentation in der liegenden Ambata-Formation zu vulkanisch beeinflusster Sedimentation in den Buchensteiner Schichten fällt zusammen mit der Entwicklung der nicht bioturbaten Fazies gegen Osten hin und dem Hauptaufblühen pelagischer Mikrofaunen. Euxinische Ablagerungsbedingungen an der Rückseite von Schwellenzonen können die Faziesübergänge zwischen den dunklen, anaeroben und in tieferem Wasser abgelagerten Plattenkalken (ohne Bioturbationsstrukturen) und den flaserigen oder knolligen, dysaerobischen Kalken flacheren Wassers (mit Bioturbationsstrukturen) erklären. Die dysaerobischen Sedimente gehen lateral in eine kalkarenitische "gemischte Fazies" über, wie sie für Randzonen der Karbonatplattformen typisch ist.

Unterschiedliche Beckentiefen konnten z.B. für den Raum östlich von Cadore festgestellt werden: Die Sedimentation der ersten Pietra-verde-Lagen ist gekennzeichnet durch das Verschwinden der euxinischen Fazies und die generelle Ausbreitung der Knollenkalke. Die aus dem Süden stammenden Tuffe bedecken die tieferen Beckenteile. In ähnlicher Weise erfolgten die ersten Aschenablagerungen der "oberen Pietra verde" kurz vor dem Nachlassen der Bioturbation und dem neuerlichen Einsetzen euxinischer Ablagerungsbedingungen im gesamten Beckenareal ("oberer Plattenkalk"). Die beiden tuffitischen Phasen werden von einer rein pelagischen Ablagerungsphase unterbrochen, was sowohl für Buchensteiner Schichten der Dolomiten als auch der Karnischen Alpen kennzeichnend ist. Für den Hauptteil des tuffitischen Materials wird ein südliches oder südöstliches Herkunftsgebiet angenommen. Dies gilt für die Beckenzonen von Buchenstein, Cadore und Sappada. Das Becken von Dierico (mittlere Karnische Alpen) bildet eine Ausnahme. Für die sogenannten "Pecol-lungo-Tuffite" wird ein nördliches Herkunftsgebiet angenommen. Für einen Teil der "oberen Pietra verde" des Gadertales (westliche Dolomiten) erfolgte die Schüttung aus dem Nordwesten. Aschenregen sind hingegen über die gesamte Region verbreitet.

Die geschilderten paläogeographischen Zusammenhänge können am besten durch eine synsedimentäre Dehnungstektonik erklärt werden. Diese hat sowohl das Aufsteigen von Magma ermöglicht als auch eine kleinräumige Gliederung des Ablagerungsraumes in schmale Beckenzonen mit eingeschränkten Lebensbedingungen und verbindende flache Schwellenzonen hervorgerufen.

Contents

Introduction

I Lithostratigraphic correlation in the Ladinian basin of the Dolomites

1. Lithostratigraphic correlations in the eastern area (Dolomites of Cadore)
 - a) Type-section in the Dolomites of southern Cadore
 - b) Extension of lithologic units to the south-eastern part of the basin
 - c) Lithologic evolution in the eastern part of the basin
 - Evolution towards the middle of the basin: role of the paleorelief
 - Evolution eastward: role of the detrital supply
 - Evolution northward: disappearance of the tuffitic supply near the north-eastern boundary
 - d) Conclusive remarks on the sedimentary evolution in the eastern area
2. Lithostratigraphic correlations in the western area
 - a) Sequential modalities of the tuffitic deposition
 - b) Extension of the tuffitic sequences in the middle and western parts of the studied area
 - Sections with a strong pietra verde content
 - Sections showing the bevelled pietra verde
 - c) Extension of the tuffitic sequences in the north of the western area

II Paleogeography and sedimentology of the volcanogenic series

1. Paleogeographical distribution of the volcanogenic sediments
 - a) Evolution stages of the volcanic centre's activity
 - Repartition and origin of the "lower pietra verde" sequences
 - Repartition and origin of the "upper pietra verde" sequences
 - b) Role of the carbonate shallow bottoms in the pelagic basin: the case of the Cerneria - Piz del Corvo positive area
2. Sedimentology of the volcanogenic series
 - a) The pyroturbidites of the "lower pietra verde"
 - The submarine pyroclastic flows
 - Examples of pyroturbidites
 - Various pyroturbidite types occurring in the Livinallongo Formation
 - b) The turbidites of the "upper pietra verde"

III Paleogeography and sedimentology of the pelagic calcareous series

1. Lateral facies change, meaning of the calcareous facies
 - a) Review of the various bathymetric interpretations of the pelagic facies
 - b) Role of the bioturbation in the pelagic facies changes
 - c) Biofacies zonation in a recent marine basin
 - Bathymetric extension of the dysaerobic facies in some recent marine basins
2. Sedimentological interpretation of the biofacies changes
 - a) Bathymetric variations of the dysaerobic zone
 - b) Application of the biofacies pattern to the Dolomites Ladinian basin

General conclusion

References

Appendix: 9 figures and 1 plate

INTRODUCTION

This revision of the Livinallongo strata in the Dolomites results from the field and laboratory study of P. HOUEL (1979) and from a collective sedimentological contribution on the Ladinian and Carnian volcano-sedimentary basins and from the synchronous carbonate platforms (CROS, 1974, 1979; CROS & FRYSSALAKIS, 1982; CROS & FREYTET, 1981; LAPOINTE, 1981).

The Livinallongo Formation is well known for its pelagic acid-tuffitic strata. VIEL (1979) has given an accurate stratigraphical definition of them. We may recall that theoretically the lower and upper boundaries of this formation have their best definition in the pelagic areas where they lie in continuity above the basinal Upper Anisian Ambata Formation (ASSERETO & PISA, 1978) as well as where they are covered by the Upper Ladinian pelagic and tuffitic Aquatona Formation (VIEL, 1979). In the heteropical Anisian platform areas of the Contrin Formation (= Upper Serla Formation) the Ladinian basin facies are clearly transgressive (CROS, 1974, 1979). The siliceous or dolomitic dark limestones, also called here "Plattenkalk" (German name of flag-limestone) for reasons of simplifications, and the grey nodular limestones (Knollenkalk) are, along with the tuffitic strata, called "pietra verde", the main and most typical facies of the Livinallongo Formation.

Various lithological subdivisions had been proposed. So NÖTH (1929) has distinguished three parts: the upper Muschelkalk Plattenkalk, the Knollenkalk and the pietra verde of the lower Buchenstein (= Livinallongo), the Plattenkalk and the pietra verde of the upper Buchenstein. ROSSI (1962, 1964, 1965) observes four units, around the Marmolada massive: siliceous and calcareous rhythmites at the bottom, followed by nodular limestones and pietra verde and banded and laminated limestones at the top. BACELLE SCUDELER (1972) described, at the top of the Anisian dolomites, four pelagic and tuffitic units. LAGNY (1974) distinguished in the western Carnic Alps, from bottom to top: a basinal unit called later on Ambata Formation, then a first pietra verde unit resulting from a first stage of volcanic activity, followed by a nodular limestones of Lower Ladinian (Fassanian) age; a second volcanic stage formed another unit of pietra verde tuffites; all is covered by a dark pelagic siliceous limestone unit of Upper Ladinian (Longobardian) age. Finally VIEL (1979) put the upper boundary of this formation just under the pelagic and acid tuffitic Upper Ladinian strata of the Aquatona Formation containing "Zoppe" tuffitic member.

Nevertheless, ASSERETO, BRUSCA, GAETENI & JADOU (1977) and other authors admit, without a better knowledge of the facies evolution, that there seems to be no constant lithostratigraphic order.

A stratigraphical problem remains when we consider the relations of the Livinallongo Formation to the ammonite zones. The stratigraphical position and equivalence have been recently discussed (see SZABO et al. 1979; BALOGH, 1981) between the *Aploceras avisianus* zone (ASSERETO, 1969) characterizing the uppermost Anisian (Upper Illyrian) and the classical *Protrachyceras* zone of the lowermost Ladinian (Lower Fassanian). The two zones seem to be time-equivalent but facies-separated and thus ought to be gathered in the same substage (Upper Illyrian or Lower Fassanian). So they may be conveniently gathered at the base of the Livinallongo Formation, grouping all the strata lying above the Ambata Formation (*Paraceratites trinodosus* zone) in the Livinallongo Formation.

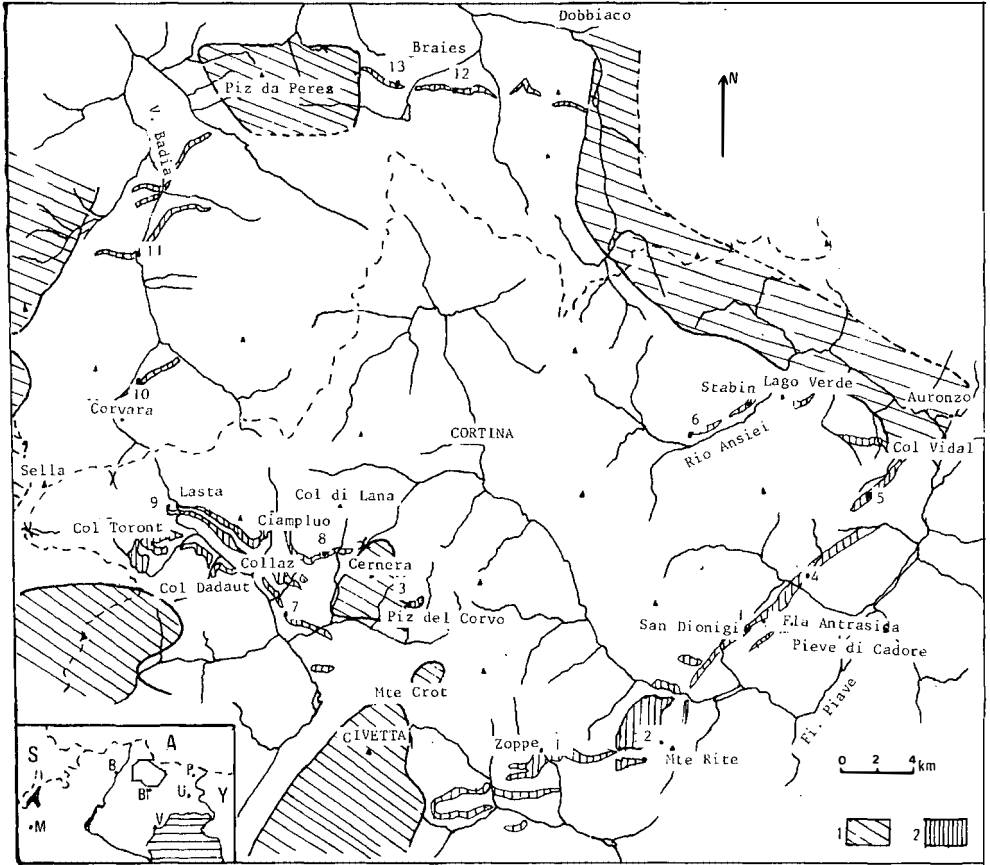


Fig. 1:

Localization map of the Ladinian basin in the Dolomites. Numbers 1-13: section position. 1: Zoppe; 2: Col Alto; 3: Piz del Corvo; 4: Valle Vadessana; 5: Pian di Buoi; 6: San Marco; 7: Villagrande; 8: Ciamestrin; 9: Chertz; 10: Poz de Corvara; 11: Pedraces; 12: Rio Schade; 13: Novalino. Symbols: 1: carbonate platforms; 2: Livinallongo Formation outcrops. M: Milano; B: Bolzano; BI: Belluno; U: Udine; P: Paularo.

Boundaries of the volcano-sedimentary basin (fig. 1)

The main outcrops studied are localized in the central and eastern Dolomites. Their extension decreases from south to north; westward the basin is restricted, either by the Ladinian biogenous carbonate platforms or by the paleo-reliefs outcoming from the tectonized Anisian platform. The pelagic basin may be divided into two main regions: (1) the eastern and central areas, (2) the western area and its northern extension.

I LITHOSTRATIGRAPHIC CORRELATION IN THE LADINIAN BASIN OF THE DOLOMITES

1. Lithostratigraphic correlations in the eastern area (Dolomites of Cadore)

a) Type-section in the Dolomites of southern Cadore (fig. 2A)

The Zoppe section (n° 1) shows 6 lithologic units of pelagic and tuffitic strata lying on the terrigenous-pelagic Upper Anisian sediments of the Ambata Formation. A first calcareous-dolomitic or siliceous pelagic unit of dark thinly bedded sediments is called, more conveniently, "Plattenkalk", banded limestone or flag-stone.

The second tuffitic unit is made of four green "pietra verde" sequences alternating with pelagic strata. Each sequence firstly includes a coarse tuffitic facies and then a fine pietra verde facies. The first sequence (14 m thick) is made of a lower coarse-grained part (2 m) and an upper fine-grained one (12 m); the second and main sequence (82 m), called the "main sequence", includes at first a tuffitic breccia with pelagic nodular elements and a tuffitic pumiceous lapilli facies; the upper part is made of 15 m of fine tuffite with radiolarians (cf. fig. 6 A). The third sequence (17 m) begins with 2 cm of coarse crystalline tuffite characterized by its great lateral extension; it shows the three other facies: 2.4 m of bedded vitric-crystal tuffite, 6.8 m of fine massive vitric tuffite and 6.5 m of very fine, bedded tuffite with a conchoidal break. The upper transition with the pelagic strata is marked by a 4.2 m thick succession of tuffitic cycles with graded bedding and a calcarenitic mixture or a coarse crystalline facies at its base. The finer tuffites of each cycle change into a pelagic nodular or banded limestone. The fourth sequence (19.5 m) comprises 1.1 m of coarse tuffite with pumiceous lapilli at its base and the succession of tuffitic facies already described, which includes 11.5 m of very fine tuffites rich in radiolarians.

Our knowledge of these sequences of the "lower pietra verde" (= LPV) ought to be completed by the systematic survey of the pelagic sediments, the paleogeographical interest of which is very important. The pelagic deposits at the base of the first sequence are of the Plattenkalk type and are called "lower Plattenkalk" (= LPK). But the nodular limestones are prominent between the sequences, both with the Plattenkalk (between the 1° and the 2° sequence) or alone elsewhere. These pelagic strata are called the "lower Knollenkalk" (= LKK).

The LPV is separated from the following tuffites by a homogenous grey nodular limestone unit, 24 m thick and containing only 2 tuffitic beds at its top. This nodular limestone called "median Knollenkalk" (= MKK) is of great and classic stratigraphical importance.

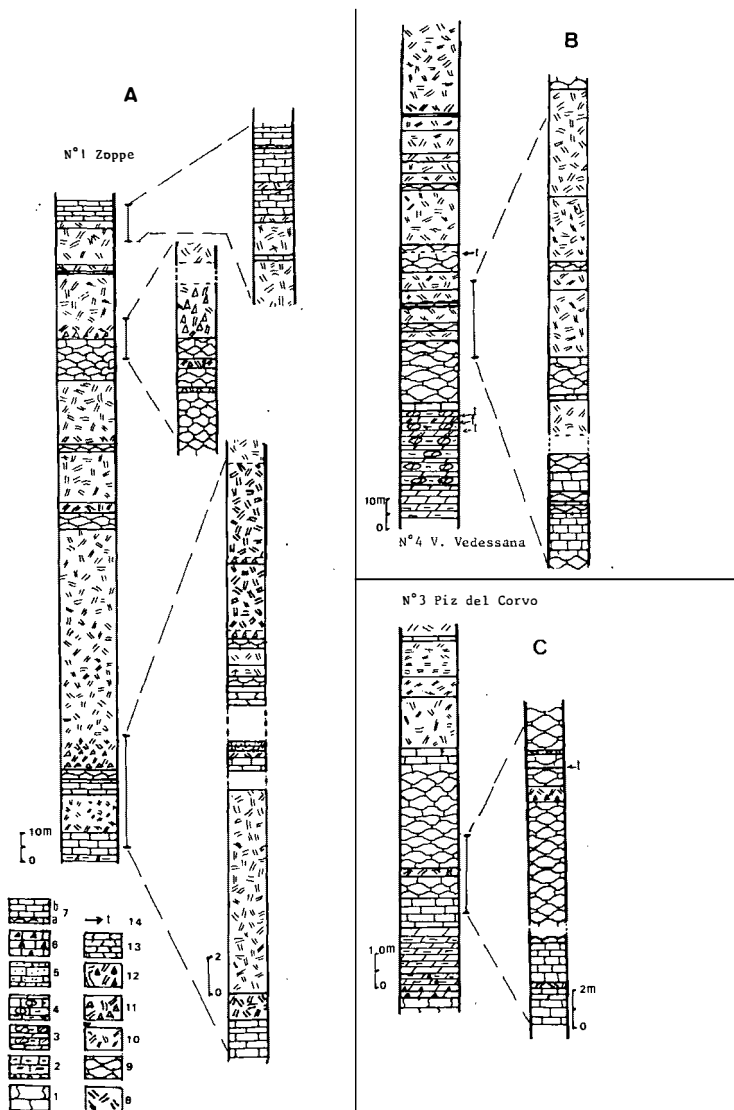


Fig. 2:

Livinallongo Formation, south-eastern area type sections. A: Zoppe (n° 1); B: Valle Vedessana (n° 4); C: Piz del Corvo (n° 3)

Symbols: 1: dolomitic or limestone biogenous platform facies (Contrin); 2: dolomitic or marly calcareous facies of Ambata type; 3: marly calcareous facies; 4: dolomitic facies of "Vedessana" type; 5: graded-bedded hemipelagic calcarenites; 6: calcareous microbreccias; 7: banded unbioturbated pelagic facies of Plattenkalk type (a) or coquina-like (b); 8: coarse tuffites; 9: nodular limestones; 10: fine-grained tuffites; 11: tuffitic breccia with pelagic calcareous intraclasts; 12: polygenic tuffitic breccia with platform lithic elements; 13: partly bioturbated Plattenkalk.

The upper pietra verde (= UPV), 35 m thick, is formed first by 3 m of vitric-crystal-tuffitic breccia, with pelagic limestone intraklasts, then by a succession of four cycles of graded-bedded pietra verde, with vitric-crystal facies, grading upward to a very fine radiolarian-rich tuffite. The thickness of the cycles is very irregular (21.5 m, 1.75 m, 15 m, 0.50 m). The last pelagic unit (7.5 m thick) is called upper Plattenkalk (= UPK) and separates the UPV from the overlying "Zoppe tuffites", belonging to the next terrigenous pelagic Upper Ladinian Aquatona Formation (VIEL, 1979; CROS, 1979).

In short, this sequential subdivision of the Livinallongo Formation points out the main proper characteristics of each tuffitic unit. So the LPV shows a parallel evolution between the thickness and the volumetric importance of the coarser tuffites. The same applies to the number of tuffitic cycles in the uppermost pelagic intercalations covering each sequence. From bottom to top the first and second tuffitic sequences show the quick increase in volcanogenic supply; the third sequence is marked by a sudden decrease in grain size; the last one is the result of a renewed increase in the coarser tuffitic supply, but much lower than for the second sequence.

b) Extension of lithologic units to the south-eastern part of the basin

The Col Alto section (n° 2) is situated near the Anisian calcareous Monte Rite (FARABEGOLI, PISA & OTT, 1977), 6 km eastward from the previous section. The LPK unit lies on the Ambata Formation, already containing some tuffitic beds. The LPV is made of the four sequences already described. The variations affect the granulometric sorting and the relative importance of the fine tuffites. The thickness relationships of the four sequences are those observed in the previous sections. The MKK is thinner (10 m); the UPV (40 m) is formed by a succession of graded bedded fine tuffitic cycles, with scarce pelagic interbeds. The UPK separates these tuffites from the overlying Zoppe Member.

c) Lithologic evolution in the eastern part of the basin

Its evolution follows two different courses:

Evolution towards the middle of the basin: role of the paleorelief (CROS, 1974, 1979) (fig. 2 C, 7)

The Livinallongo Formation outcropping at the eastern side of the Piz del Corvo (section n° 3) shows a typical thinning out of the prograding lithologic units at the flank of the Anisian paleorelief, a paleogeographic dependency of the southern Civetta platform (FOIS & GAETANI, 1980).

The section (Rio Sacuz, 2 km from the end of the bevelled series) begins with 24.4 m of the Ambata Formation. The Livinallongo Formation decreases in thickness, but keeps its proper order. The LPV is reduced to a few thin beds, the second one is a coarse metre-thick bed with a basal breccia in a coarse tuffitic matrix; the other ones are decimetre- to centimetre-thick and crystalline.

Correlatively the pelagic facies increase: the LPK is 8.5 m thick, the LKK is 7.5 m, the MKK is 35 m thick. The UPV is only fine-grained, massive

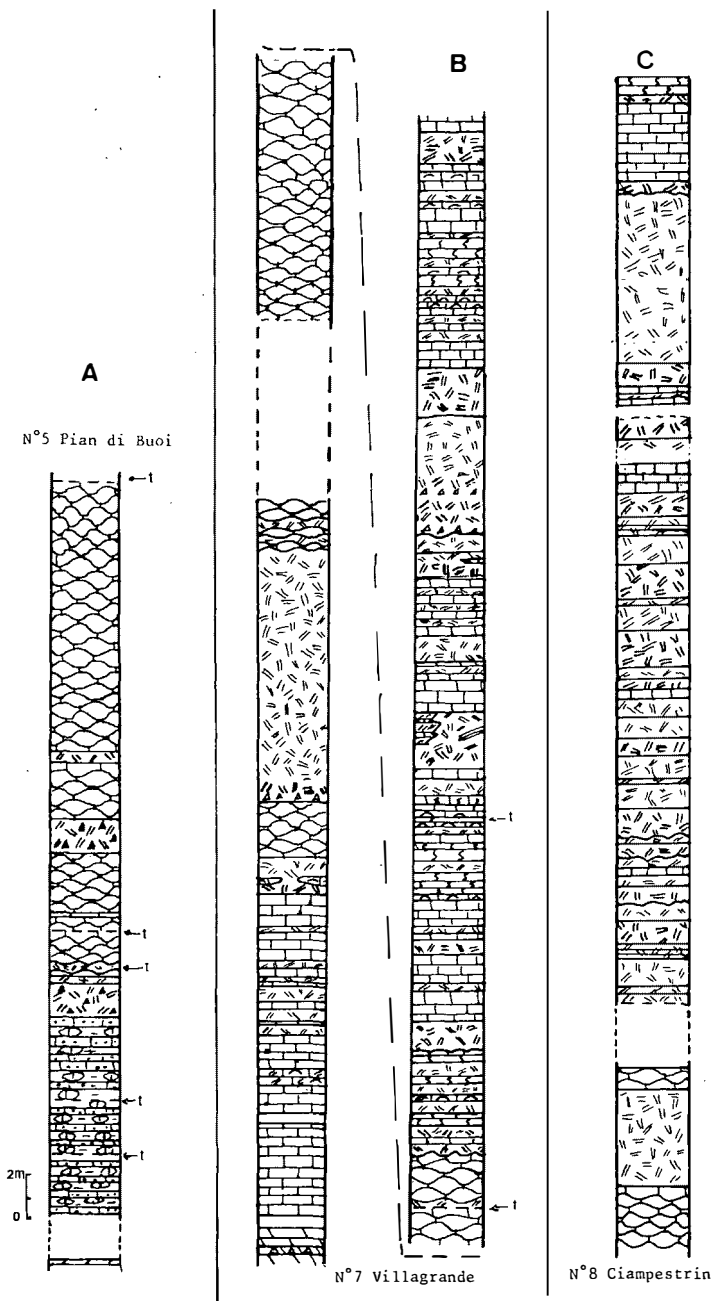


Fig. 3:

Livinallongo Formation. North-eastern (A) and central areas (B, C):
 A: Pian di Buoi section (n° 5); B: Villagrande (n° 7); C: Ciamepestrin (n° 8),
 upper part (UPV and UPK).

(40 m) and its upper part is bedded, covered by 6 m of UPK with tuffitic laminae. This UPV thins out towards the top 2 km westward, it is less than 10 m thick. This applies to the MKK. The modalities of facies change between these tuffites and the heteropelagic pelagic limestones at the contact with the upper part of the paleorelief have already been described (CROS, 1979, p. 960). It may be added that the eastern Cernera Summit: 2626 m, the highest visible part of the paleorelief, is eroded and affected by horizontal holes and clastic neptunian dikes filled with grey or red and tuffitic biomicrites, typical features of an Aniso-Ladinian discontinuity and deposit gap. This gap may replace the whole Livinallongo Formation; some remnants of the Zoppe tuffitic member are still visible on the eroded Anisian limestone of the Forcella Loschesuoi. This paleorelief could have played a role of a submarine discontinuous sill, dividing the eastern and the western part of the basin.

Evolution eastward: role of the detrital supply

The Vedessana Valley section (n° 4, fig. 2 B) has to be completed by some other adjacent partial sections; it begins on the Ambata Formation with 20 m of pelagic-tuffitic special alternating facies, called the "Vedessana Facies". They consist of regularly bedded or lenticular dolomitic limestones, clear of tuffites strongly bioturbated, and green dolomitic marls, coarsely tuffitic; this facies does not exist southwards. This lower unit is abruptly covered by 1.5 m of LPK. The LPV is thin, the first sequence is reduced to a few thin tuffitic beds at the top of the Vedessana facies and to a small fraction of tuffitic input in the carbonate near-platform facies. The three other sequences are only some meters thick (3 m, 3.5 m, 5.5 m) with always a coarse crystal-tuffite at their base. On the other hand, the LKK unit is 18 m thick, MKK measures only 7 m upon the last beds of LPV. The three thick UPV sequences, sometimes complex and fine-grained, measure 17 m, 18.5 m and 55 m and alternate with meter-thick beds of nodular limestones forming the so-called "upper Knollenkalk" (UKK). The UPK unit is present at the top of the section.

The Pian di Buoi section (n° 5, Fig. 3 A), 6 km north- to north-eastward from the previous one, lies on the 40 m thick Ambata Formation and begins with 9 m of Vedessana Facies, exhibiting thin graded bedded calcarenites, resedimented from the adjacent platform; their frequency decreases topwards. This testifies the lateral facies change between the shallow platform area outcropping in the region of Col Vidal (OGILVIE GORDON, 1934) and the pelagic basin. The LPV is represented only by two crystal-pumiceous tuffitic sequences also containing various lithic elements reworked from diverse lavas. The first sequence begins with a tuffitic limestone breccia the components of which are of platform and pelagic origin; they are associated with angular volcanic lithic elements. This lithologic character is remarkable and testifies the role of another pyroclastic and epiclastic supply; its paleogeographical origin may be found in the south of the Carnic Alps (cf. CROS, 1979). The resedimented platform bioclasts of the 6 m thick hemipelagic facies separating the tuffitic strata are of Vedessana type; the MKK (13 m) still contains some graded-bedded calcarenites and tuffites. The top of the section does not outcrop, but no traces of the UPV were found in the area under the basic tuffites of the Fernazza Formation.

Evolution northward: disappearance of the tuffitic supply near the north-eastern boundary (fig. 4 B)

The eastern Dolomits exhibit, 12 km north of the Vedessana Valley section and 28 km from the Zoppe section, the whole Livinallongo Formation, which is thin and essentially of pelagic character (section 6 near San Marco, outcrops near Stabin and Lago Verde).

A few meters of the Vedessana type bedded or subnodular facies underlie (section n° 6) nearly 10 m of alternating "Knollenkalk" and tuffites of the LPV, forming 5-6 beds, decimeter-to meter-thick, like the nodular limestone intercalations. The MKK (30 m) is covered by 4 m of dark siliceous flagstone, with tuffitic laminae (UPK) hidden at their top. The nearby section of Stabin shows eastward a maximal reduction of the LPV tuffites. The tuffitic Vedessana facies is 2 m thick and the LKK outcropping above (4.5 m) contains only few green argillitic tuffitic beds: the only indications of the LPV supply.

d) Conclusive remarks on the sedimentary evolution in the eastern area

The correlative variations of the pelagic and tuffitic sedimentation appear with three modalities.

The pelagic facies adjacent to the platform, characterized by a mixture of calcarenitic material, points out the role played by the heteropical boundary in the eastern region of Col Vidal, Auronzo and Dobbiaco. This bottom uplift favoured the thinning of the tuffites and the bioclastic supply is stratigraphically associated with the strongly bioturbated pelagic sediments. The role of the Anisian paleorelief (Piz del Corvo, Eastern Cenera) inside the basin is most significant; the bevel of the tuffitic units is much better marked for the lower unit than for the upper one; the paleorelief effect was attenuated in the course of time and is different with each type of volcanoclastic marine environment. The strict investigation of the thinnest tuffitic beds allows a more precise correlation of the reduced deposit bevel with the thicker southern proximal units. Finally the tuffites may disappear 30 km north of the proximal accumulations (sections 1 and 2), without any other active heteropical sedimentation. There the depositional rate was very low.

2. Lithostratigraphical correlations in the western area (High Livinallongo Valley, Badia Valley; fig. 3, 4 A, B)

a) Sequential modalities of the tuffitic deposition

The detailed section of Villagrande (fig. 3 B, SS 251 road, km 153-154) is known very well (BACELLE & SACERDOTI, 1965); it is used here for the detailed correlations of all the disconnected outcrops of the Livinallongo Valley and for the understanding of the sedimentological westward evolution of the main tuffitic units. At the base of the section, the Contrin Formation is dolomitic and of irregular thickness, in continuity with the Cenera mount; it underlies the first basinal carbonate unit made of the calcarenitic microbreccias alternating with a euxinic, dolomitic Plattenkalk (3 m), which goes up to a dolomitic and then siliceous PK unit (8 m), partly tuffitic and

sometimes coquina-like with *Daonella*. The first LPV coarse-grained strata (1.5 m), then fine-grained (0.8 m) with thin nodular limestone-intercalations, is followed by a 2.5 m thick LKK with green clay seams. The main tuffitic sequence is 11.5 m thick and begins with a pelagic calcareous tuffitic breccia; it is coarse-grained and overlain by 3.2 m of alternating graded-bedded pietra verde and nodular limestone. The MKK unit is 20 m thick. The UPV begins with 2 m thick beds of coarse crystal-tuffite alternating with some meters (6 and 8 m) thick banks of UPK containing tuffitic beds of coarse or fine texture. These beds are often hydroplastically deformed or broken by an intrastatal syndiagenetic fracturation. These arhythmic sequences of first and second order result from the turbiditic reworking of tuffitic material inside the pelagic basin. The coarse fraction is more developed than in the southern area, but that does not change the regional correlation of the UPV unit. The next section of Ciamepestrin (n° 8, fig. 3 C) along the Rio Codalunga supplements the previous one; the UPV tuffites are thicker (60 m); more than ten sequences are graded-bedded with also abrupt superpositions of the coarse and the fine facies; they show a radiolarian-rich upper part; the pelagic Plattenkalk interbeds are scarce, the UPK consists of a 15 m thick unit with only one tuffitic bed.

b) Extension of the tuffitic sequences in the middle and western parts of the studied area (Cordevole High Valley; fig. 8 C)

The study of all outcrops disseminated on the northern and southern flanks of this narrow and deep valley confirms the general value of the six lithologic units already defined.

Sections with a strong pietra verde content

The LPK lies on the Anisian dolomite; the four sequences of the LPV are separated by nodular beds (LKK). The main sequence has a constant thickness (11 m) and facies; that is to say: a crystal tuffite (0.5 m) followed by the fine tuffites. The MKK are thick (20-25 m); on the other hand the sequential variations affect the UPV (fig. 8 C).

These tuffites cover directly the MKK unit or include at their lower level more UPK. The graded-bedding and the pelagic levels are either like the Ciamepestrin section or the Villagrande one.

The paleogeographical disposition of the two sequential types defines a deeper area of main channelling supply and a lateral area of discontinuous tuffitic dispersion and pelagic sedimentation.

Sections showing the bevelled pietra verde

The main sequence of the LPV is isopachous (11 m) and exhibits few variations, except for the boundary to the Lower Ladinian Marmolada platform facies, where it is thin and shows a mixture of bioclastic resedimented calcarenites: On the other hand, the UPV unit already gets thinner, but with both coarse and fine textures, it may be partially replaced by 19 m of pelagic UPK (Collaz section) or disappears completely (Col Dadaut section): the MKK being covered directly by the pelagic UPK.

The southern border of the basin is marked by a quick facies change, first by the heterotopical transition to the platform during the LPV and MKK,

and then by a synsedimentary tectonic deformation during the UPK and UPV stage of sedimentation. This discontinuous relationship between the uplifted parts of the carbonate platform and the adjacent area of breakdown affects the previous heterotopical transition. It is marked by the slumping of coarse breccias with metric blocks of carbonate platform facies between the UPK pelagic strata of the Col Toront section.

We know (CROS, 1974) that this breakdown in horst and graben areas is achieved during the Upper Ladinian; it resulted in the paleorelief emersion, the karstification of part of the Marmolada mountain and the deepening of the bordering areas during the Fernazza stage of volcanic activity and basinal deposition.

c) Extension of the tuffitic sequences in the north of the western area (Badia Valley, Braies Dolomites; fig. 4)

Only two outcrops exhibit tuffitic beds, their extension is limited by the nearby Ladinian carbonate platform or Anisian paleoreliefs created by the previous Aniso-Ladinian tectonic stage (Passo Gardena: unpublished data, Sella?, north-western Marmolada; CROS, 1976).

Val Bädia section (fig. 4 A, Pedraces, Poz de Corvara)

The Anisian "Braies" facies (= Pragser Schichten; PIA, 1937), equivalent to the Ambata Formation, is covered by a bioclastic hemipelagic deposit, first of LPK type, very poor in tuffitic content (11 m), then of KK type with resedimented platform bioclasts. Its total thickness (16.5-22.5 m) may be divided into two parts by a level of green tuffitic clay beds coming from and correlated with the main eruptive events during the LPV deposition (see below). Some polymictic breccias (1-10 m thick) consist of platform carbonate, pelagic and pietra verde lithoclasts, their occurrence is caused by the intraformational tectonic and gravitational reworking preceding the UPV deposition and resedimented in the UPK basinal stage.

Braies Dolomites section (fig. 4 B, Rio Schade, Nevalino)

The pelagic LPK (13.5 m) covers a Vedessana type facies; it contains tuffitic laminae; the LKK (1-3.5 m), massive or bedded, is separated from the MKK (14-17 m) by green clay seams and only one sequence of LPV (1-5.5 m thick with 30 cm of coarse tuffitic facies). The MKK contains resedimented bioclastic calcarenites. The Upper Ladinian dolomite covers this thin Livinallongo Formation. This well-known reduction is complemented by the early replacement of the platform sedimentation.

The new correlations are supported by the occurrence of tuffitic green clays and the relative disposition and thicknesses of the LKK and the MKK and the pietra verde. We may conclude that:

- in the north-western area the LPV, constant in the south, has disappeared and has been replaced by tuffitic clay beds; on the other hand, the UPV associated with breccias may be 13 m thick and includes coarse facies southwards and finer ones northwards.

In the poorly tuffitic north-eastern area we notice only the occurrences of the LPV with both cineritic clay facies and coarse turbiditic facies.

1. Paleogeographical distribution of the volcanogenic sediments

a) Evolution stages of the volcanic centre's activity

The famous pietra verde (CALLEGARI & MONESE, 1964) results from the hydrodynamic transport and reworking phases of pyroclastic particles in the quiet pelagic basin. They are accumulated in the deeper parts, but the facies and thickness changes are also caused by the volcanic centre's localization. These were many times supposed to have a southward origin. The petrographic analysis supports the definition of some new paleogeographical ways. The succession of the two eruptive phases and of the intermediary quiet periode is of regional importance. In fact, the mineralogical characters of the tuffites are those described by CALLEGARI & MONESE (1964), but some specific features were observed in each unit; we shall summarize them here soon (HOUEL, 1979)

The whole mineralogical and chemical data related to the feldspars and quartz and their inclusions suggest that the pyroclastic material from the LPV is of trachy-andesitic composition; for the UPV the composition is rhyodacitic to rhyolitic. Nevertheless the UPV also shows more basic plagioclases than the LPV, mainly in its upper part, but it is alone to contain up to 10% and 20% of rhyolitic quartz, supposed to be of pyroclastic origin, mainly in its lower part; this quartz is also present in the ignimbritic lithic elements reworked into a lenticular conglomeratic tuffitic and terrigenous facies, at the base of the UPV; this coarse bed has already been described on the paleorelief (eastern flank of the Piz del Corvo; CROS, 1979). Finally the tuffites contain some biotite, the main ferro-magnesian silicate; the UPV contains some green amphibole (less than 1%), intact or replaced by sparite and anatase.

Repartition and origin of the lower pietra verde sequences (fig. 5, 8 A)

Sequences like the main sequence of the LPV occur in the axial part of the basin and are bevelled sideways and northwards, with special modalities for each type of submarine basinal bottom features.

In the basin axis the main sequence changes from a 80 m thick sequence in the Zoppe section to 11 m in the Livinallongo Valley district, that is to say 16 km north-westwards but then it keeps this 11 m-thickness. Northwards the LPV is mixed with pelagic sediments, but is still coarse-grained; finally it is reduced to some argillaceous green beds of subaerial cineritic origin with a mixture of hydrodynamically deposited plagioclase crystals.

The metric strata of crystal-lithic tuffites observed in the north-eastern sections (Pian di Buoi, San Marco) are characterized by a group of various volcanic lithic elements which are oxidized and sometimes rounded. Such tuffites have already been described in the western Carnic Alps (Monte Rigoladis section; CROS, 1979). They also occur at the base of the LPV, in the northern Sappada section. The south-eastern origin of the LPV sequence is different from the first type sequence with which it is mixed in the eastern Dolomites.

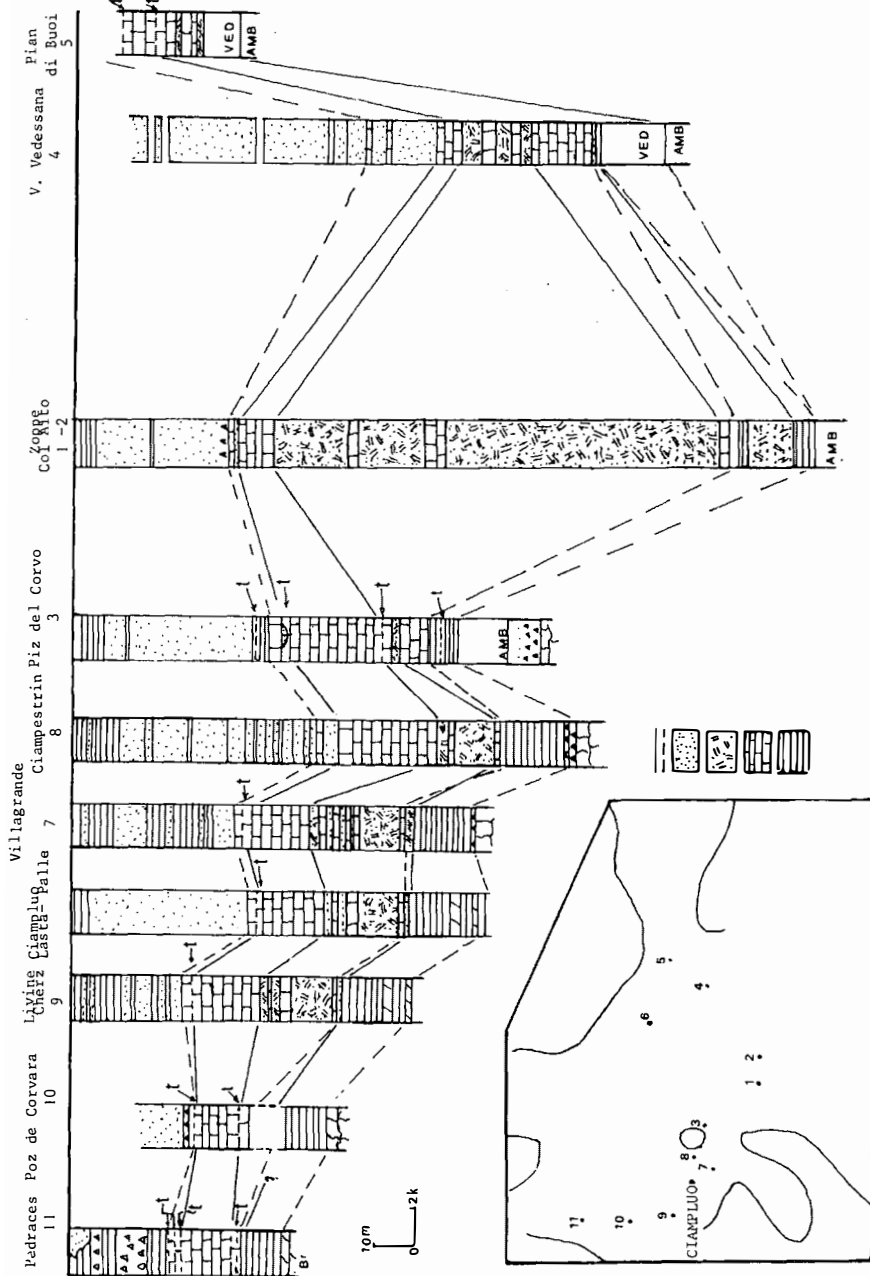


Fig. 5: Lithologic correlations in the Livinallongo pelagic and tuffitic basin. The sections are lined up on the basis of the summital terrigenous and pelagic Aquatona Formation; especially the Zoppe Member. The continuous correlation lines point out the boundaries of the tuffitic units. The dashed lines point out the biofacies boundaries. Symbols: 1: Plattenkalk; 2: nodular limestones (Knollenkalk); 3: lower pietra verde; 4: upper pietra verde.

Repartition and origin of the upper pietra verde sequences

The successive tuffitic sequences are 0.3-10 m thick, with an average of 2 m (fig. 8 B).

The coarse and fine-grained tuffites display a distinct paleogeographical extension. The coarse material occurs essentially in the western part of the basin, mainly in the south-western part, between the Passo Gardena paleo-relief to the north-west, the marmolada to the south-west and the Piz del Corvo paleorelief to the south-east (fig. 8 B). The fine material is present in the whole western basin area, in the same quantity as the coarse one; it is dominant in the south, reduced to the north. The fine tuffitic facies itself occurs in the southern and eastern areas, except for some scarce thin beds.

We may add the disappearance of the UPV in the north-eastern sections, though eastwards there is another tuffitic deposit centre in the Carnic Alps (LAGNY, 1974). This repartition is controlled by the volcanic activity of an eruptive centre along the southern boundary of the basin, the pyroclastic supply of which had been accumulated in the southern Cadore and the nearby Carnic Alps. The hydrodynamic dispersion around this centre had been effective along two syngenetic transverse tectonic troughs separated by paleoreliefs: the Piz del Corvo westwards, and the Tiarfin mount eastwards (cf. fig. 8 B).

A second subsidiary origin had occurred around a northeastern volcanic centre marked by a coarse tuffitic supply during the upper pietra verde stage.

b) Role of the carbonate shallow bottoms in the pelagic basin: the case of the Cernerà - Piz del Corvo positive area (fig. 7)

The carbonate mountains of the Monte Crot and the Cernerà - Piz del Corvo have played a complex paleogeographical role in the differential occurrence of the two pietra verde units. They are situated north of the Civetta platform (FOIS & GAETANI, 1980) with which they were connected in the Anisian time.

The detailed analysis of the relationship between the biogenous carbonate facies in the northern part of the Cernerà mount and the adjacent Livinallongo pelagic and tuffitic sequences supports the heteropical restoration of this area along the western side of the positive submarine Cernerà - Piz del Corvo paleorelief. The carbonate foothill, called Punta di Zonia, is the north-western continuation of the upper biogenous limestones of the Cernerà mount. This formation is not accurately dated in the Cernerà mount itself, but it is bevelled westwards under the basic Upper Ladinian tuffites of the Fernazza Formation, outcropping westwards on the southern flank of the Monte Pore (fig. 7 A). From east to west, this carbonate tongue of platform facies changes laterally to a bioclastic and biogenous bedded limestone with *Tubi-phytes* etc. ... The bevelled end of this outcrop shows exceptionally two successive fossiliferous levels with ammonites (fig. 7 B). The first one is an unsorted brachiopods-lamellibranchs-crinoidal phosphatized biosparite with ammonites of the *Aploceras avisianus* zone (*Aploceras avisianus* (MOJS.), *Proarcestes pannonicus*, *Ceratites hungaricus* (MOJS.), determined by R. ASSERETO); this bed locally marks the *avisianus-reitzi* zone, usually placed either at the top of the Illyrian substage (ZAPFE, 1974) or at the base of the Fassanian (KOZUR, 1974; BALOGH, 1981). The second fossiliferous level is a biomicrite with ammonites of the *curionii* zone (*Protrachy-*

ceras cf. *recubarensis* (MOJS.), *Pr.* cf. *gortani* PISA, *Megaphyllites* cf. *jarbas* (MUNSTER), *Sagoceras* cf. *walteri* MOJS., *Epigymnites* *melleri* (MOJS.), *Monophyllites* cf. *wengenensis* (KLIPSTEIN), *Sturia* *semiradiata* MOJS., *Ptychites* cf. *ulhigi* MOJS., determined by H. RIEBER). These strata are therefore passing laterally to the basin facies, they contain two thin tuffitic beds on both bottom and top of the median subnodular limestone. The upward pinch along this lateral facies change is hidden by scree. It is likely that both the LKK and the MKK units grade laterally to the fossiliferous facies. Therefore, the upper carbonate strata building the top of the Cerneria mount and its western foothill (Pian di Passaliou) with *Diplopora annulata* and associated tidal facies had been developed above the Aniso-Ladinian, here "blended", discontinuity surface; it is well preserved in the Piz del Corvo area, but may only be conceived in this western part (fig. 7 C) because of this local Ladinian carbonate overlap.

This complex paleorelief hindered the tuffitic supply coming from the south, but was still an active biogenous area on the opposite side, during part of the Livinallongo Formation. This paleogeographical change explains the various thicknesses and decreasing modalities of the tuffitic sequences.

Finally, in spite of the lack of outcrops, we believe that a row of complex paleoreliefs formed a paleogeographical sill between the Civetta southern area and the Piz da Peres northern area, dividing the basin into two parts. This would explain the occurrence of some resedimented calcarenites in the MKK of the Chers an Andraz region (high Livinallongo Valley) and of the Poz de Corvara (high Badià Valley) areas (fig. 8).

It is also suggested that this transverse paleostructure is also the source of supply for the breccias and limestone blocks embedded in the Fernazza stromes and accumulated on the northern side of the Valley (Varda, Monte Sief) during the Upper Ladinian platform breakdown. All these outcrops lie far away from any other possible sources (CROS, 1974).

This working hypothesis may also explain the occurrence of the LPV only eastward and the UPV sequences only westward in the northern part of the basin (fig. 4).

2. Sedimentology of the volcanogenic series

a) The pyroturbidites of the "lower pietra verde" (LPV)

The submarine pyroclastic flows (subaqueous pyroclastic flows of FISKE, 1963)

The author has given a petrographical and sequential definition of the submarine pyroclastic flows still considered as a useful pattern and methodological reference. Here the so-called pyroturbidites are large accumulations of many tuffitic sequences made of non-welded particles, pumiceous and fine breccias (3-60 m thick). They alternate with ordinary turbidites and cineritic "ash-fall" deposits. FISKE (1963) defined three types dependent on the relative content of diverse lithic elements, of angular pumiceous elements, and of acid glass chards. The composition and facies changes support the eruptive event interpretation; a pyroturbiditic succession helps to define a volcanic stage. According to the kind of flow, the volcanogenic dynamics may be related to three contrasting types of underwater eruptions coming

from either a powerful phreatic eruption or an eruption of vesiculating magma; finally it may be an explosive desintegration of a homogenous body of lavas, such as a dome, or lava flows entering water. The remnants of submarine volcanoes may be detected by the coarsest breccias.

We shall use the name pyroturbidite in a descriptive way for a thick volcanoclastic sequence with a coarse or breccious base and graded-bedded structure. Its compositions shows vertical facies changes. From a genetic point of view, our pyroturbidite was born during a submarine or a subaerial eruptive event in a marine environment.

The main characters of a pyroturbidite evolve and are interpreted by a combination of the volcanic dynamism and the basinal hydrodynamism, resulting from the relative paleogeographical disposition of the volcanic centre and of the final deposit-centre.

Examples of pyroturbidites (the main sequence of the lower pietra verde)

The LPV main sequence consists of a basal intraformational breccia, a coarse crystal-tuffitic banded lower part (fig. 6 A), a thick vitric cineritic fine tuffite with typical chards of acid vesiculated glass (HEIKEN, 1972) and, finally, a very fine radiolarian-rich tuffite, the top of which exhibits ripples and convoluted laminations.

The supply must have been rapid and characterizes the deeper parts of the basin away from the volcanic centre. This pyroturbiditic sequence, mainly of vitroclastic character, is followed by microsequences of pelagic-tuffitic composition with a crystal-rich tuffitic basis and graded-bedding. These beds may be bioturbated or bioclastic; their upper half is banded and pelagic.

Taking into account the pyroturbiditic evolution and the huge volume (more than one cubic kilometre for the main sequence) of pyroclastic material, we think that it resulted from one important eruption.

The impossibility of detecting its position inside the outcropping Ladinian basinal deposits leads to placing the volcanic centre nearer to the south but outside the Dolomites.

The submarine transport along the pelagic basins' slopes by density currents caused the pyroturbidite; the following reworking fo the top of the sequence mixed with subaerial cineritic supply fallen down in the basin and on the nearby platforms, caused the microsequences.

Various pyroturbidite types occurring in the Livinallongo Formation (Dolomites and Carnic Alps)

Apart from the crystal-vitric pyroturbidite from Cadore we found another type of sequence in the western Carnic Alps; it is characterized by the frequency of both altered and non-altered lithic elements in the whole succession. This pyroturbidite, already mentioned above, forms a 23 m thick unit, corresponding to the LPV lithostratigraphic unit. At its base it shows 5 m of breccious conglomeratic tuffite made up of platform limestone elements, overcrowding a few pelagic and various volcanic lithic elements, such as acid and intermediate lavas, with glassy or microlithic textures; some have an ignimbritic character. The second very coarse facies is roughly bedded and more or less cemented, probably in relation to the different frequency of the squeezed and altered pumiceous lapilli; it is rich in lithic elements

(15 m). The third facies is a 3 m thick crystal and fine tuffitic pietra verde.

This sequence has a more proximal character than the first one, but it is still deposited in a pelagic trough between two paleoreliefs as shown by the overlying MKK (13 m thick). The sequence is thinner northward in the Sappada area and is divided into two subsequences enriched in crystal-vitric pietra verde. The metre-thick beds of LPV from the north-eastern Cadore are analogous but finer; they constitute a distal outcrop of this special pyro-turbiditic supply.

The supposed volcanic centre had to be very near in a southward direction; the volcanic environment was different both in paleogeographical position (subaerial to littoral) and pyroclastic to lavic composition.

A third type of sequence has already been described in the central Carnic Alps, in the Dierico trough, between Paularo und Tolmezzo (Prov. of Udine; CROS & FRYSSALAKIS, 1982). This pyroturbidite, unknown in the Dolomites, is made up of a very coarse conglomeratic breccia (3 m) with platform limestone elements and various acid and basic (spilitic lavas) or ignimbritic elements. These latter volcanic elements are frequent in the forthcoming breccia (5 m). The sequence is then formed mainly by a 30 m thick, very coarse dark green tuffite, either of pumiceous lapilli or of mixed pumiceous-crystal facies. The top of the sequence is made up by the classical, already described, medium to very fine pietra verde facies.

The pelagic deposits of "Plattenkalk" type cover this sequence. The nature of the lithic elements, the frequency of pumiceous lapilli and the occurrence of ignimbritic elements throughout the coarse facies point out the explosive phreatic and subaerial activity of the eruptive centre. It was complex and situated along a northern, emerged basement ridge.

In all these examples, the pyroturbidites may be interpreted in paleogeographical and volcanological terms. If we take into account the relative distance of the centre, the sea-bottom irregularities, the sequences should be formed by more or less coarse of fine pyroclastic material, enriched in diverse types of particles. Each pyroturbidite defined in the paleogeographical framework suggests the precise conditions of an important eruptive event. Laterally it is replaced by a classical turbidite, if the reworking conditions were dominating against the pyroclastic accumulation. These reworking conditions are the driving forces in the distal and shallower areas of the basin. Finally the replacement in the pelagic realm of the pyroturbidites and derived turbidites by the subaerially transported cineritic beds, often heavily bentonitized, complements our knowledge of the basin bottom topography and the eruption chronology very well.

The interpretation of the two pyroturbidites found in the Dolomites may be summarized as follows: The first type suggests a very strong explosive eruption-phase, mainly subaerial but forming a thick pyroclastic sheet surrounding continuously the centre and situated mainly or totally in the marine environment.

The second type may characterize the volcanic lava effusion and then the pyroclastic explosion and explain the occurrence of ignimbrites and abundant ash-fall sedimentation; that suggests the subaerial activity of an emerged centre in a platform environment. These two different centres seem to be synchronous and situated on the same southern volcanogenic ridge though not at the same distance from the actual outcrops.

b) The turbidites of the upper pietra verde (fig. 6 B)

These UPV sequences result from a second volcanogenic stage and cannot be the mere reworking of an older pyroclastic deposit. Their stratigraphical repartition and volume, the occurrence of various levels of accretionary lapilli suggest a succession of minor eruptive events. The turbiditic character of the sequences in the Villagrande section were recognized many years ago (BASELLE & SACERDOTI, 1965). It is less evident for the sequences of the Ciampestrin section.

Nevertheless it is still visible by a precise sequential analysis. In the latter section the sequences, 0,3-10 m thick with an average of 2 m, show a basal coarse facies and an upper fine facies with frequent granulometric breaks between them. The pelagic interbeds are scarce and thin. These sequences were laid down by a channel deposition, supplying the tuffitic sedimentation of the whole narrow basin, then accumulated in its deeper parts. At the same time the pelagic-tuffitic alternations of Villagrande type are made of coarse crystal-tuffitic material, discontinuously deposited in a lateral area near the previous channel.

The occurrence of coarse conglomeratic channel deposits, isolated on the Piz del Corvo paleorelief-flank suggests the possibility and proximity of a molasse-like traction transport near the shallower marine turbulent range around this submarine discontinuous paleorelief or sill.

The reconstruction of the volcanic dynamics and magmatism linked to the turbiditic pyroclastic deposition of the UPV is more difficult because of the better fractionation of the pyroclastic supply during transport. The numerous sequences alternate in varying manner depending on the bottom morphology. Then two divergent supply centres seem to have mixed their material. We suppose the first and main centre to be southward, out of the pelagic basin and associated with a basement ridge, delivering a terrigenous synchronous supply. It seems to have furnished mainly fine material suggesting some distances from the centre to the Zoppe area. On the other hand the north-western subsidiary centre explains the coarse tuffitic supply mixed with the fine one; it may be nearer.

Finally, as supposed by FISKE (1963), many small eruptive events extending for a long time followed by intrabasinal reworking may explain the sequential disposition.

Nevertheless, the petrographical analysis of the crystals and lithic elements allow some detailed definition. The occurrence of acid lavas and ignimbritic lithic elements mixed with fine pyroclastic particles indicates the subaerial way of eruption before reworking. The same applies for the lenticular pumiceous lapilli facies. The pyroclastic activity of the two previous centres continued during the Upper Ladinian deposition of the Zoppe tuffitic member.

The latter terrigenous tuffitic sequences show an epiclastic coarse facies south of the Dolomites; they are fine and of limited extension with a more pyroclastic character in the central Livinallongo Valley; they are again coarse-grained and of epiclastic terrigenous nature in the northern Val Badia (Pedraces). This Upper Ladinian evolution testifies the tectonic and eruptive evolution of a southern volcanogenic basement ridge (CROS, 1979). We ought to point out now the role of a northern ridge which gives evidence of the complex Ladinian paleogeography (CROS, 1982).

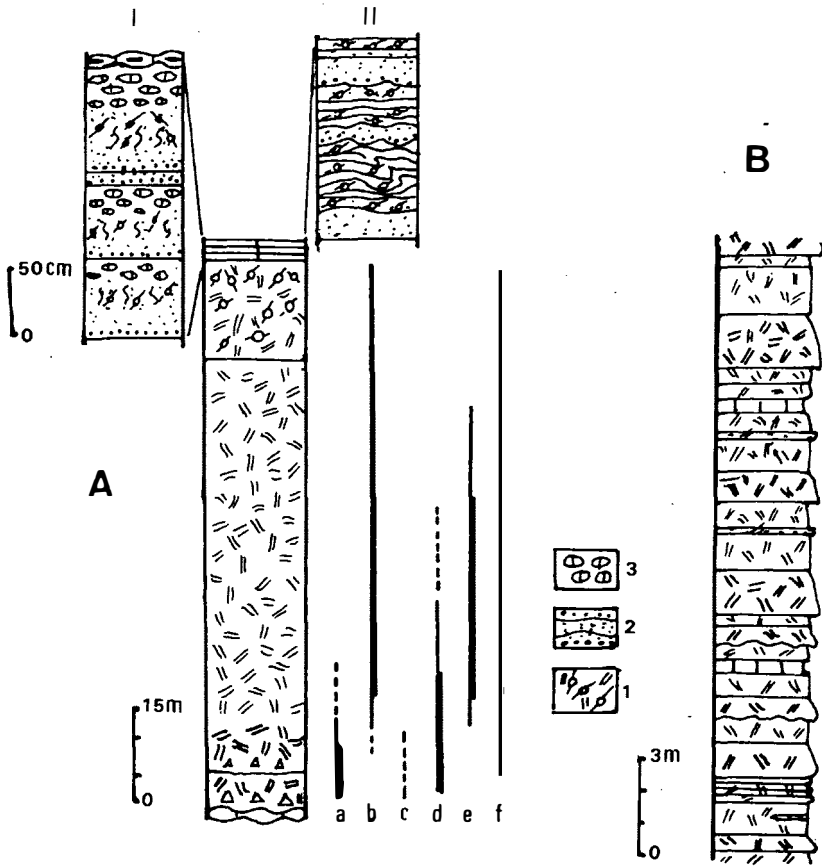


Fig. 6:

Sequential composition of the pietra verde tuffitic units. A: second "main sequence" of the LPV as a pyroturbidite type (Zoppe section). Diagramme: a: lapilli and coarse vitric tephra; b: fine ashes; c: volcanic lithic elements; d: crystals; e: glass shards; f: matrice. B: turbidites of the UPV (Ciampestrin section). Symbols: 1: very fine pietra verde with radiolarians; 2: graded microcycles; 3: calcareous nodules.

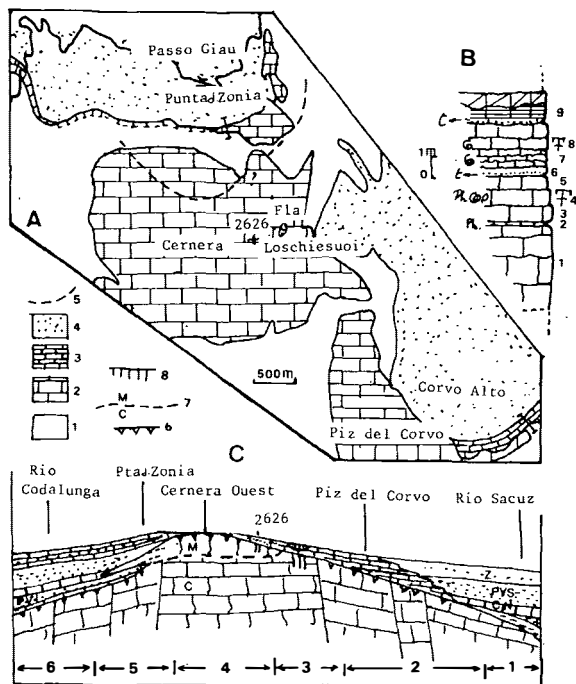


Fig. 7:

Complicated paleorelief structure of the Cernera - Piz del Corvo massive. A: localization and lithologic sketch.

Symbols: 1: scree and unstudied formation; 2: carbonate biogenous platform facies of Anisian and Ladinian age (beside the dashed line corresponding to the supposed boundary between the two isopic formations on either side of a hidden discontinuity); 3: Livinallongo Formation; 4: acid tuffites of the Zoppe Member and Wengen basic tuffites; 5: supposed Ladinian carbonate boundary; 6: subaerial erosional discontinuity; 7: Anisian-Ladinian carbonate superposition (C: Contrin Formation, M: Marmolada Formation); 8: clastic dykes in Anisian carbonates.

B: fossiliferous section of the Punta di Zonia foothill at the end of the heteropic tongue of the platform slope sequence passing to the basin deposits.

Facies of the strata: 1: dolomitic limestone, supposed to be of Anisian age and of typical platform facies; 2: phosphatized dark bioclastic limestone (10 cm); 3: fine bioclastic limestone (1 m); 4: coquina-phosphatized biosparite with ammonites of the avisianus zone (0.8 m); 5: grey limestone going from biosparite to biomicrite; 6: thin, green tuffitic level; 7 and 8: grey, subnodular micritic limestones with ammonites of the curionii zone (7: 1.3 m and an upper fossiliferous bed, 8: of 0.2 m), covered by a micritic facies (0.9 m); 9: second thin tuffitic level covered by a Plattenkalk-like banded facies, upper part dolomitized.

C: schematic cross-section of the complex paleorelief before the Zoppe Member tuffitic deposition. 1: transgressive onlap of the Livinallongo Formation; 2: lithologic bevelling of the tuffitic units and transition to the onlapping units; 3: discontinuity surface with clastic dykes covered by the Zoppe Member; 4: Lower Ladinian heteropic superposition above the Anisian dolomite ("hidden discontinuity"); 5: heteropic changes from the Lower Ladinian platform slope to the Livinallongo basinal sequences; 6: basinal sequences from Ciamepestrin.

III PALEOGEOGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY OF THE PELAGIC CALCAREOUS SERIES

1. Lateral facies change, meaning of the calcareous facies

a) Review of the various bathymetric interpretations of the pelagic facies

The bathymetrical interpretation of the heteropical relations between biogenous platform facies and pelagic basin facies is quite different among geologists. Some favour the deep marine model (BOSELLINI & ROSSI, 1974; GAETANI et al., 1981), others support the shallow marine model (CROS, 1974).

An answer may be found by the analysis of pelagic sediments. Recent studies of Aniso-Ladinian deposits (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974, 1976; BECHSTÄDT et al., 1976, 1978) taking into account the micropaleontological content, have proposed a bathymetric evolution from 100 m in the Upper Anisian time to more than 500 m in the Lower Ladinian. On the contrary, jointed facies and microfaunal analysis of the heteropical carbonate platform and adjacent basin deposits of Upper Triassic age (HOHENEGGER & LOBITZER, 1971; LOBITZER, 1975), for instance, have favoured a shallow, perhaps 70 m deep, environment for the transitional bioturbated pelagic facies. ZORN (1970) has proposed a shallow marine origin for the laminated, non-bioturbated, euxinic facies of the Middle Triassic of Lombardy, but the author points out that this might not be the same for the pelagic facies of the Dolomites owing to the steep slopes of the Ladinian reefs.

The bathymetric interpretation especially given about the red nodular limestones with ammonites of Hallstatt type is marked by the same divergent opinions (see BERNOULLI & JENKYNS, 1974).

b) Role of the bioturbation in the pelagic facies changes

The structures of the grey nodular limestones ("Knollenkalk") of the Lower Ladinian are known well (ROSSI, 1965); the same applies for dark banded limestones ("Plattenkalk"), also called calcareo-siliceous rhythmites (ROSSI, 1964). These pelagic facies are quite different in their colour and diagenetic compaction. We shall emphasize here the importance of the bioturbation frequency and related diagenetic effects for the pelagic facies evolution of the "Knollenkalk" type and the "Vedessana" type facies. On the other hand, the dark to black Plattenkalk type facies shows fine banded or laminated undisturbed structures except for scarce transitions (bioturbated Plattenkalk, showing bioturbated calcareous grey sandwich between laminated facies). For comparison we ought to point out the well-known bioturbation structures in the pelagic Jurassic and Cretaceous sediments (see ELMI, 1981) and especially in the condensed facies and omission surfaces (BROMLEY, 1975). They have been much less described and interpreted in the Ladinian pelagic facies. Nevertheless, this discrimination between two different biofacies may be very important. The careful correlations of the lithological tuffitic and pelagic units support such an attempt to recognize the paleogeographical repartition of the bioturbation effect. The lithological condensation, classically attributed to the nodular limestones, seems to be of the same order of magnitude for the Plattenkalk and the Vedessana type facies.

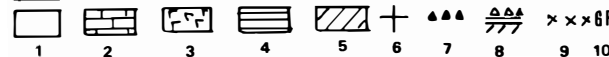
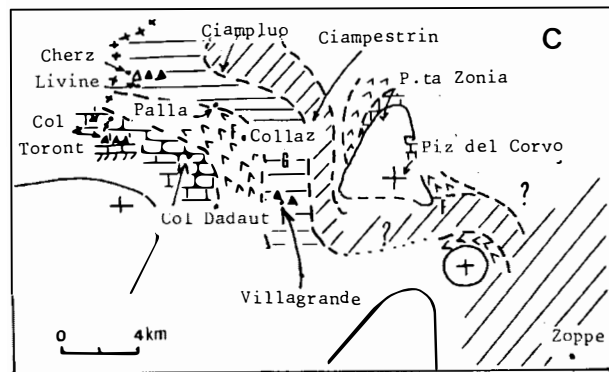
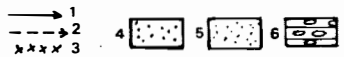
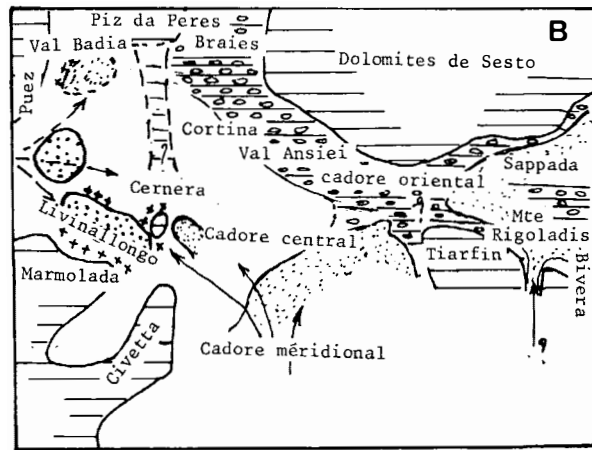
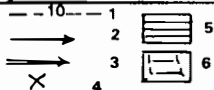
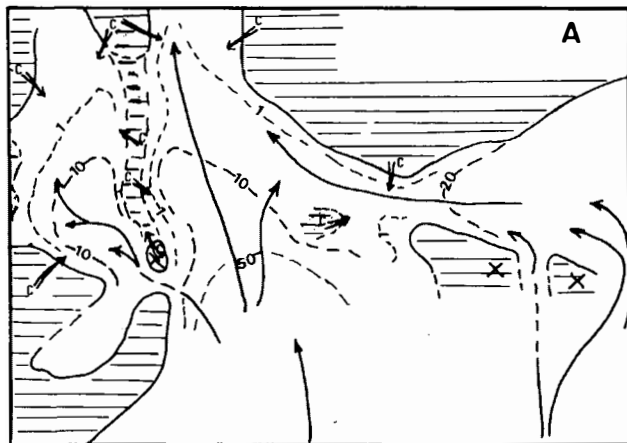


Fig. 8:

Paleogeographical map of the LPV (A) and UPV(B,C) distribution. A: the thin arrows show the supposed marine way of supply; the thick arrows point out the bioclastic resedimentation from adjacent occurring or supposed platforms. Symbols: 1: main thickness lines of the LPV (main sequence); 2: way of pyroturbiditic transport; 3: calcarenite resedimentation; 4, 5, 6: supposed (6) or proved (4) paleorelief or sills and adjacent platforms (5). B: UPV heteropy.

Symbols: 1: supposed way of tuffitic supply from a southern volcanic centre; 2: from a north-western centre; 3: megabreccia of the Fernazza Formation; 4: fine upper pietra verde; 5: coarser upper pietra verde; 6: nodular limestone of the upper Knollenkalk (UKK) in the north-eastern Dolomites and western Carnic Alps.

C: local repartition of the various upper pietra verde and heteropic upper Plattenkalk around the Marmolada / Cernera - Piz del Corvo and Monte Crot massives.

Symbols: 1 and 6: paleoreliefs; 2: calcareous pelagic sediments; 3: bevelled tuffitic UPV sequences; 4: Villagrande type sequences; 5: Ciamestrin type sequences; 7: intraformational breccias; 8: Aniso-Ladinian discordance (CROS, 1974) and associated polygenic breccias; 9: erosion zones of the Livinalongo Formation during the Upper Ladinian Fernazza deposit-stage; 10: C: coarse tuffitic facies; F: fine tuffitic facies.

c) Biofacies zonation in a recent marine basin

RHOADS & MORSE (1971) and BYERS (1977) have emphasized the biotic evolution of the sea-bottom communities in restricted or stagnant marine basins. This repartition of the benthic shelled epifaunas and the activity of resistant infaunas are arranged along a bathymetric profile and may be recognized in the fossil records. Their repartition in such basins is quite different compared with the open sea basins. The occurrence of a submarine sill is crucial for the water stagnation. So the dissolved oxygen originally present is removed by oxidation of organic matter (BYERS, 1977). The water column in an enclosed basin shows a tripartite layering (fig. 9) and the biofacies changes result from this oxygen-content-variation. The author applies this biofacies pattern of euxinic basins to some paleozoic North American series. The restricted water circulation induces the localization of an "erobic biofacies" in the shallow water turbulent realm, which is well mixed by surface-waves and currents. The aerobic biofacies is characterized by calcareous epifaunas and strongly bioturbated sediments in subtidal shelf depths. The deeper "dys-aerobic biofacies" may be determined by a dissolved oxygen content decreasing in quiet water.

There is no bottom calcareous epifauna but the sediment is bioturbated due to the activity of resistant infauna. The depth extension of the biofacies is defined by the lowering of the oxygen content under 0.2 ml/l. Under this biofacies boundary the "anaerobic" zone has no benthos at all, the sediment is undisturbed. The fine, dark mud and pelagic shells settle from suspension. The laminae are well preserved and often enriched in organic matter. BYERS (1977) calls the dysaerobic zone "pycnocline", but we shall not use this term because we are not able to determine any salinity or density stratification; we infer only an oxygen content evolution.

Bathymetric extension of the dysaerobic facies (pycnocline of BYERS, 1977) in some recent marine basins

We do not want to give too much emphasis to the bathymetric extension of the biofacies realms in various recent marine basins; we ought to refer to RHOADS & MORSE (1971) and BYERS (1977) for a biofacies interpretation. BYERS claims that the dysaerobic zone of the Black Sea extends from 50 m to 150 m depth, but that may be much less in small epicontinental shallow silled basins. RHOADS & MORSE emphasize that, if the sills are deeper and the marginal basins more "open" oceanward, for instance like some basins of the California Gulf, the dysaerobic zone is more expanded, the lower boundary or water mixing depth is situated near the sill depth (500-700 m); such a depth of the anaerobiose boundary may characterize the ocean margin. This euxinic model of biofacies evolution seems to be well applicable to the Ladinian pelagic basin of the Dolomites.

2. Sedimentological interpretation of the biofacies changes

a) Bathymetric variations of the dysaerobic zone

The vertical stratigraphic evolution from one biofacies to another may be interpreted either by a variation of the depth of part of the basin alone, with a constant biofacies boundary, or by a twofold variation of the basin-

depth and the zonal extension. The bathymetry of the lower boundary of the dysaerobic realm may change with the water circulation pattern in the basin and above the sills, which are outside the outcropping basin (fig. 9).

The Ladinian transgression is a general process in the Alps and we point out its importance in our paleogeographical reconstruction. The beginning transgression invaded the deformed and eroded Upper Anisian carbonate platforms; this caused shallow marine aerobic and dysaerobic water layers and a shallow anaerobiose boundary. During the transgression, the increasing depth of the basin and sills, especially of eustatic origin (BRANDNER, 1978), led to a deeper anaerobiose boundary in the Ladinian basin and so, we shall see, to a greater extension of the bioturbated nodular limestones.

b) Application of the biofacies pattern to the Dolomites Ladinian basin

Three successive stages of evolution may be recognized:

First stage:

The vertical rapid transition from the platform or from the Upper Anisian pelagic basin to the Livinallongo Formation is generally and locally associated with tectonic breccias (CROS, 1974; LAGNY, 1974): That is the first stage of the Ladinian transgression. The dark lower Plattenkalk, sometimes bituminous, is always deposited, except in the north-eastern Cadore where the bioturbated Vedessana facies occurs. The influence of the adjacent carbonate platform is marked by bioclastic resedimented facies in the southern and northern basin areas. The terrigenous supply still occurs in the north-east. This means a bathymetric gradient; the north-eastern basin bottom was shallower. Nevertheless, the anerobic boundary is not supposed to be deep, since the Plattenkalk biofacies outcropping in the north-western area, adjacent to the Cernerera Mount (Monte Pore slope) lies on a dark Dasycladaceae-rich facies. This lower unit is bevelled on the Cernerera - Piz del Corco Upper Anisian paleorelief. These anaerobic conditions were the rule in a semi-closed, irregular basin coming from the tectonic evolution of the Contrin (or Upper Serla) platform before the transgression.

The first tuffitic LPV deposits have been quickly and largely supplied into this deeper pelagic basin (less than 100 m deep) by proturbiditic volcanic events.

Second stage:

The nodular limestone biofacies units LKK and MKK are extended through the whole basin during the second main pyroturbidite of the LPV. The bioclastic resedimentation coming from the adjacent platforms remained effective only southward and north-westward, but the fine terrigenous supply stopped everywhere.

Locally, in the n° 4, 5, 6 sections, the LKK covers either directly another dysaerobic shallow facies (of Vedessana type) or an aerobic Plattenkalk intercalation, which brings out in relief the locally shorter and later formed passage under the anaerobiose boundary in this north-eastern part of the basin during the end of the first stage: this first stage of deepening occurred here later than elsewhere. As we have seen, the bioturbated LKK deposition is generalized under the main sequence of the LPV (80 m thick); so we have supposed a phase of deepening of the dysaerobic conditions.

This second pelagic stage of dysaerobic biofacies lasted for a long time during the LKK and the MKK sedimentation. The aerobic biogenous algal environment still occurred on the adjacent Ladinian platforms and locally settled once more on the top of the Cernerera paleorelief. During that time the slightly

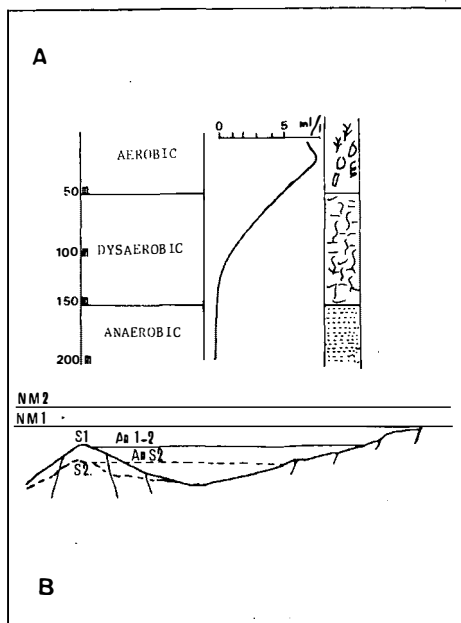
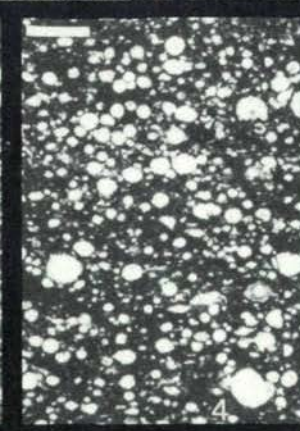
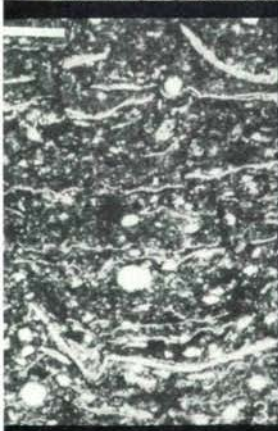


Fig. 9:

Biofacies repartition pattern in a basin closed by a submarine sill.
 A: biofacies stratification (BYERS, 1977, modified) for the Black Sea.
 B: sketch of the supposed evolution of the sea level driven either by a eustatic control (NM1, NM2) or by a sill depth increase (S1, S2).

Plate 1: -

- 1: nodular limestone. The internodular diagenetic dark matrix does not cancel too much the original features. The vertical mixing of the micritic and shelly facies corresponds to a bioturbation effect. White line = 3 mm.
- 2: bioturbated hemipelagic limestone between nodular limestone beds in a "mixed-facies", characterizing the platform's outer edges, not modified by differential compaction. White line = 2 mm.
- 3: siliceous limestone "Plattenkalk" with *Daonella* and radiolarians non bioturbated. The compaction effect just enhances the original laminations. White line = 800 micrometres.
- 4: siliceous dark Plattenkalk with radiolarians non bioturbated. White line = 800 micrometres.
- 5: bioturbation feature (top: left), well individualized by the early cementation; an internal sediment fills the remnant void. Sample coming from a hemipelagic calcarenite ("Vedessana facies") supposed to be shallower than the lower nodular limestone. White line= 800 micrometres.
- 6: opened bioturbation feature (top left) well-marked by the early cementation and the internal sediment fills the lower void coming from a hemipelagic calcarenite (Vedessana facies), supposed to be of shallower origin than the lower nodular limestone. White line = 800 micrometres.
- 7: bioturbated *Daonella* biomicrite, MKK. White line = 800 micrometres.



deeper adjacent paleorelief (Piz del Corvo) was covered by the onlapping dysaerobic biofacies or passed laterally to the aerobic fossiliferous and algal limestones. This pattern supports the assertion that the nodular limestones were formed on quiet, very moderately deep bottoms, heteropic with an aerobic biofacies along moderate slopes. On the other hand we have seen that the permanence of basinal bioturbated biofacies during the long time of huge southern tuffitic supply (LPV) emphasizes the larger bathymetric extension of this second stage dysaerobic realm. This bathymetric increase is known in the whole Dolomites and Carnic Alps till the Dierico area (west of Pontebba) during the Lower Ladinian. We think that this deepening was moderate; we suggest, as a working hypothesis, a bathymetric value less than 300 m, which is not far from an average value of the depth of the dysaerobic zone in the Black Sea model, placed in a much too much continental position, and the Gulf of California model, placed in a much too much periocenic position. Of course, the depth supposed above would be that of the shallowest silts in the whole Ladinian basin.

Third stage:

It corresponds to the Upper Plattenkalk unit which indicates that the anaerobic, deeper conditions extended throughout the basin, even above the former bordering biogenous platforms or the local aerobic paleorelief.

The bioclastic resedimentation disappeared, except in the northwestern area. This is a new phase of the Ladinian transgression and deepening. But the dysaerobic "Knollenkalk" maintained during the turbiditic deposition of the UPV in the adjacent western Carnic Alps (cf. n° 4 section, Rigoladis and Rio Sappada sections cf. fig. 8). This predominant deepening during the third stage is associated with some tectonic instability of the platform outer part and basin transitions; this deepening follows a two-step-evolution in the central area, first with the occurrence of breccious strata in the UPK and then with the Fernazza breccia and olistostrome (CROS, 1974; VIEL, 1979) at the end of the uppermost Ladinian. Inside the basin these tectonic events are marked by intraformational fracturation or slumping deformation and brecciation, which proves the secondary effect of this tectonic phase (CROS, 1967).

GENERAL CONCLUSION

The stratigraphic study of the Livinallongo Formation points out the main lithologic tuffites and pelagic units already defined in the Italian Dolomites. The detailed description of the numerous facies and thickness-changes of the pietra verde and adjacent pelagic sediment points out the two stages of pyroclastic activity coming from a main southern centre which is supposed to have been outside the Dolomites. Some subsidiary centres supported distinct pyroclastic and epiclastic supplies coming first from the south-east and then from the north-west.

The paleogeographical distribution of the main tuffitic units depends on the basin bottom morphology and the adjacent platform development. The lower pyroturbidites accumulated intensively in the south-eastern part of the basin, up to the internal shallow bottom area of the Cernerla - Piz del Corvo, they are then scattered as an isopachous sheet (the "main sequence") in the deeper central-western Livinallongo areas; they disappear in the shallower northern and western areas where they are replaced by thin cineritic tephra beds. There is also a modification north-eastward by the mixing of two types of pyroturbidites of distinct origin. The bottom morphology had been modified during the upper volcanic stage, as shown by the turbiditic layers reparation. The tectonically shaped Dolomites basin caused a distinct turbiditic

dispersion pattern, compared with the adjacent western Carnic basin. Its eastern part is marked by a decrease of the tuffitic supply coming from the south. This region seems to be distinct from the eastern synchronous supply because of a gentle slope or sill connecting it with the Carnic Alps.

The pyroturbidites are caused by a few big eruptive events; the turbidites show a more continuous evolution. The comparison of several pyroturbidites along the whole Lower Ladinian basin might lead to a better definition of the intricate volcanogenic and paleogeographical evolutions.

The pelagic units correlation favours the relative bathymetric interpretation based on the bioclastic or breccious resedimentation and on the bioturbation.

The three aerobic, dysaerobic and anaerobic biofacies have a paleogeographical repartition which is deduced from the sedimentological model suggested by the comparison with recent silled marine euxinic basins.

The interpretation of the biofacies relationship supports the distinction of a three stages evolution of the Lower Ladinian transgression. The succession of bioturbated and unbioturbated biofacies may result from a progressive increase of the sill depth and of the proper depth of the enclosed pelagic basin.

The bathymetric environment suggested by the comparison with recent marine basins may increase from more than 50 m to 300 m for the grey nodular limestones, taking into account the heteropical relations in the Dolomites basin. This points out the paleogeographical importance of the submarine sills and associated emerged ridges, dividing the Ladinian basin and separating it from the open Triassic sea or ocean. The tectonic evolution of such paleogeographical lineaments may be deciphered by the terrigenous supply analysis, the nature and repartition of the littoral and continental facies surrounding the sills or ridges. The recognition of the pyroclastic centres' localization and their activity along or near these ridges ought to be an important progress in documenting us about the deep structural and magmatic evolution of this unstable marginal Ladinian basin.

REFERENCES

- ASSERETO, R. (1969): Sul significato stratigrafico della "zona ad avisianus" del Trias medio delle Alpi. - Boll. Soc. Geol. It., 88, 123-145, Roma.
- ASSERETO, R.; BRUSCA, C.; GAETANI, M. & F. JADOUL (1977): The Pb-Zn-mineralization in the Triassic of the Dolomites, geological history and genetic interpretation. - L'Industria Mineraria 28, 6, 367-408, Roma.
- ASSERETO, R. & G. PISA (1978): A propos d'une récente monographie de Ph. Lagny sur la géologie de la Conca di Sappada (Cadore nord-oriental, Italie). - Riv. Ital. Paleont. 84, 1, 93-120, Milano.
- BACELLE SCUDELER, L. (1972): Formazione di Livinallongo. - Boll. Serv. Serv. Geol. Ital. 92, 73-86, Roma.
- BACELLE, L. & M. SACERDOTI (1965): Una serie di strati di Livinallongo (Ladinico inferiore) nei pressi di Caprile (Dolomiti Bellunesi). - Studi Trent. Sc. Nat. A, 42, 113-162, Trento.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mittel-triadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 4, 5/6, 1-71, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & H. MOSTLER (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Zt. Dt. Geol. Ges. 127, 271-289, Hannover.
- BECHSTÄDT, T.; BRANDNER, R. & H. MOSTLER (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. - Geol. Rdsch. 65, 2, 616-648, Stuttgart.
- BECHSTÄDT, T.; BRANDNER, R.; MOSTLER, H. & K. SCHMIDT (1978): Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 56, 157-178, Stuttgart.
- BERNOULLI, D. & H.C. JENKYN (1974): Alpine Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. - DOTT, R.H. & R.H. SHAVER (Ed.), SEPM, Spec. Publ. 19, 129-160, Tulsa, Oklahoma.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, 314-354, Innsbruck.
- BYERS, C.W. (1977): Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. - SEPM, Spec. Publ. 25: "Deep water carbonate environments". COOK, H.E. & ENOS, P. (Ed.), 5-17, Tulsa, Oklahoma.
- CALLEGARI, E. & A. MONESE (1964): Il chimismo della "pietra verde" degli strati di Livinallongo (Dolomiti). Contributi allo studio petrogenetico della "pietra verde" ladinica. - Studi Trent. Sc. Nat. 43, 119-129, Trento.
- CROS, P. (1967): Hypothèse sur la genèse de brèches triasiques dans les Dolomites italiennes. - C.R. Acad. Sc. Paris, 264 (D), 793-796, Paris.
- CROS, P. (1971): Glissements sous-marins et passages de faciès dans le Carnien des Dolomites de Braies (Italie du Nord). - Bull. Soc. Géol. France, 7, XIII, 57-66, Paris.
- CROS, P. (1974): Evolution sédimentologique et paléostructurale de quelques plates-formes carbonatées biogènes (Trias des Dolomites italiennes). - Sc. Terre Nancy 19, 4, 299-379, Nancy.

- CROS, P. (1976): Exemple d'interférence entre le démantèlement tectonique d'une plate-forme calcaire biogène et le volcanisme associé (Marmolada, Dolomites italiennes). - C.R. Somm. Soc. Géol. France, 219-221, Paris.
- CROS, P. (1979): Relations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apports terrigènes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques. - Riv. Ital. Paleont. 85, 3-4, 953-982, Milano.
- CROS, P. (1982): Découverte d'ignimbrites anisiennes et remaniement d'ignimbrites ladiniennes. Interprétation paléogéographique du Trias moyen des Alpes Carniques orientales (Italie et Autriche). - C.R. Acad. Sc. Paris 294, II, 911-914, Paris.
- CROS, P. & P. FREYTET (1981): Importance paléogéographique des crêtes calcaires et siliceuses continentales, en place et remaniées dans le Carnien des Alpes italiennes. - C.R. Acad. Sc. Paris 292, II, 737-741, Paris.
- CROS, P. & G. FRYSSALAKIS (1982): Un exemple de sédimentation volcano-génique en bassin pélagique: Trias moyen des Alpes Carniques orientales. - In: "Livre jubilaire G. Lucas", Mém. Soc. Géol. Univ. Dijon, 7, 139-152.
- CROS, P. & P. LAGNY (1969): Paléokarsts dans le Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques occidentales. Importance stratigraphique et paléogéographique. - Sc. Terre Nancy 14, 2, 139-195, Nancy.
- CROS, P. & P. LAGNY (1972): Die paleogeographische Bedeutung der pelagischen Ablagerungen in Anis und Ladin der westlichen Karnischen Alpen und der Dolomiten (Norditalien). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, 169-192, Innsbruck.
- FARABEGOLI, E.; PISA, G. & E. OTT (1977): Risultati preliminari sull'Anisico della Conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali). - Boll. Soc. Geol. Ital. 95, 659-703, Roma.
- FISKE, R. (1963): Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecoh Formation, Washington. - Geol. Soc. Am. Bull. 74, 391-406, New York.
- FISKE, R. & J. MATSUDA (1964): Submarine equivalents of ashflows in the Tokiwa formation, Japan. - Am. Journ. Sc. 262, 76-106, New Haven, Conn.
- FOIS, E. & M. GAETANI (1980): The northern margin of the Civetta buildup. Evolution during the Ladinian and the Carnian. - Riv. Ital. Paleont. 86, 469-542, Milano.
- GAETANI, M.; FOIS, E.; JADOUL, F. & A. NICORA (1981): Nature and evolution of Middle Triassic carbonate buildups in the Dolomites (Italy). - Marine Geol. 44, 25-57, Amsterdam.
- HEIKEN, L. (1972): Morphology and petrology of volcanic ashes. - Geol. Soc. Am. Bull. 83, 1161-1188, New York.
- HOHENEGGER, J. & H. LOBITZER (1971): Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen (Dachsteinkalk-Aflenzerkalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Steiermark). - Verh. Geol. B.-A. 3, 458-485, Wien.
- HOUËL, P. (1979): Etude des niveaux pélagiques et volcano-sédimentaires du Trias moyen des Dolomites italiennes (F. de Livinallongo - Pietra verde). - Thèse 3^e Cycle Univ Pierre et Marie Curie, 1-215, Paris.
- LAGNY, P. (1974): Emersion, karstification et sédimentation continentale au Trias moyen dans la région de Sappada (Province de Belluno, Italie). - Sc. Terre Nancy 19, 199-237, Nancy.

- LAPOINTE, P. (1981): Critères de reconnaissance des paléokarsts, application aux sondages carottés, . Thèse 3° Cycle Univ. Paris-Sud, 217 p., Paris.
- LOBITZER, H. (1975): Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk-Aflenzerkalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen). - Mitt. Geol. Ges. 66.-67. Bd., 75-91, Wien.
- NÖTH, L. (1929): Geologie des mittleren Cordevolgebietes zwischen Vallaza und Cencenighe (Dolomiten). - Jb. Geol.B.-A. LXXIX, 129-180, Wien.
- OGILVIE GORDON, M. (1934): Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. - Jb. Geol. B.-A. 84, 1-4, 559-615, Wien.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. - 284 p., Wien.
- PISA, G. (1974): Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma medio-triassica delle Alpi Carniche Sud-occidentale. - Mem. Soc. Geol. Ital. 13, 35-83, Roma.
- RHOADS, D.C. & J.W. MORSE (1971): Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. - *Lethaia* 4, 413-428, Oslo.
- ROSSI, D. (1962): Geologia della parte meridionale del gruppo della Marmolada. - Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. 25-26, 14, 1 B, 1-189, Trento.
- ROSSI, D. (1964): Introduzione allo studio degli strati di Livinallongo della regione dolomitica. Caratteristiche sedimentologiche delle ritmiti siliceo-calcare. - Acc. Naz. Lincei, Rend. Sc. Fis., Mat. Nat. VIII, 38, 6-18, Venezia.
- ROSSI, D. (1965): Contributo allo studio degli strati di Livinallongo. Calcari nodulari delle Dolomiti occidentali. - Acc. Naz. Lincei 7, 38, 1-16, Venezia.
- SZABO, I.; KOVACS, S.; LELKES, G. & A. SCHEFFER-ORAVECZ (1979): Stratigraphic investigation of a Pelsonian-Fassanian section at Felsöors (Balaton Highland, Hungary). - Riv. Ital. Paleont. 85, 3-4, 789-806, Milano.
- VIEL, G. (1979): Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). - Riv. Ital. Paleont. 85, 1, 85-125, 2, 297-352, Milano.
- ZORN, H: (1970): Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatore-Dolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen. - Schweiz. Paläont. Abh., 91-92, 17-90, Basel.