

Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern

Von ERHARD REITZ, THOMAS DANECK & HUBERT MILLER*)

Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

*Salzburg
Hohe Tauern
Jungproterozoikum
Untere Schieferhülle
Acritarchen
Systematik*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 151*

Inhalt

Zusammenfassung	751
Abstract	751
1. Einleitung	751
2. Fundschichten	752
3. Untersuchungsverfahren und Fossilbefund	753
4. Folgerungen für Stratigraphie und Gebirgsbau am Nordrand des Tauernfensters	756
5. Systematische Übersicht der Funde	756
Literatur	760

Zusammenfassung

Aus Schwarzphylliten zwischen der Gerlosplatte und dem Farmbichl konnten gut erhaltene Acritarchen und filamentöse Hüllen, die wahrscheinlich Cyanobakterien zuzuordnen sind, isoliert werden. Die Mikrofossilien sind identisch mit den aus oberriphäischen und untervendischen Gesteinsabfolgen in Skandinavien, der Sowietunion und Nordamerika beschriebenen Formen. Es bestehen auch ziemlich gute Beziehungen zwischen dem hier untersuchten Material und den gleichaltrigen Phylliten des Habachtals.

Aufgrund dieser Übereinstimmung wurde die tektonische Stellung der Phyllite nördlich des Farmbichls neu diskutiert; vier mögliche Deutungen werden miteinander verglichen.

Abstract

Phyllites between Gerlosplatte and Farmbichl have yielded well preserved organic-walled, planctonic microfossils (acritarchs) and filamentous sheaths of probable cyanobacteria. The microfossils are identical to form-taxa reported from Upper Riphean and Lower Vendian rock sequences in Scandinavia, the Soviet Union and North America. There is also a fairly good correlation between the present material and those from the time-equivalent Habachphyllites from the Habachtal.

For this reason it has been necessary to discuss the tectonical position of the phyllites north of the Farmbichl; we present four possible interpretations.

1. Einleitung

Jungpräkambrische Mikrofossilien sind in den letzten drei Jahrzehnten von zahlreichen Stellen weltweit nachgewiesen und beschrieben worden. Formen benthischer als auch planktonischer Lebensweise sind vertreten. Diese letzteren finden sich überwiegend in klastischen Gesteinen, insbesondere in Peliten. Erstere treten in der Regel in der karbonatisch-kieseligen Fazies der Stromatolithe auf.

Durchweg sind diese Phytoplanktonen mit ihrer organischen Hülle erhalten. Sie erscheinen vom mittleren Proterozoikum ab in marinen Sedimenten weltweit (VIDAL & KNOLL, 1983; PFLUG & REITZ, 1988). Aus dem oberen Riphäikum, etwa von der Zeitmarke 850 Ma an aufwärts, werden die Vorkommen besonders zahlreich. Die Spektren sind von da ab auch wesentlich reichhaltiger an Arten und Individuen. Diese Entwicklung ist nicht nur von paläobiologischer, sondern auch von biostratigraphischer Bedeutung. Denn die Acritarchen-Spektren des Zeitabschnittes Oberriphäikum-Untervendium unterscheiden sich deutlich von älteren und jüngeren Straten.

Während die Datierung der metamorphen Teile der mesozoischen Alpen schon seit einigen Jahrzehnten soweit feststeht, daß paläogeographische Rekonstruktionen und paläotektonische Deutungen sinnvoll sind (FRASL, 1953, 1958), trifft dies für die prämesozoischen Anteile überhaupt nicht zu. Die Vielfalt der petrographisch kaum unterscheidbaren metaklastischen und metavulkanischen Serien voralpidischer Zyklen im und

*) Anschrift der Autoren: Dr. ERHARD REITZ, cand. geol. THOMAS DANECK, Prof. Dr. HUBERT MILLER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München.

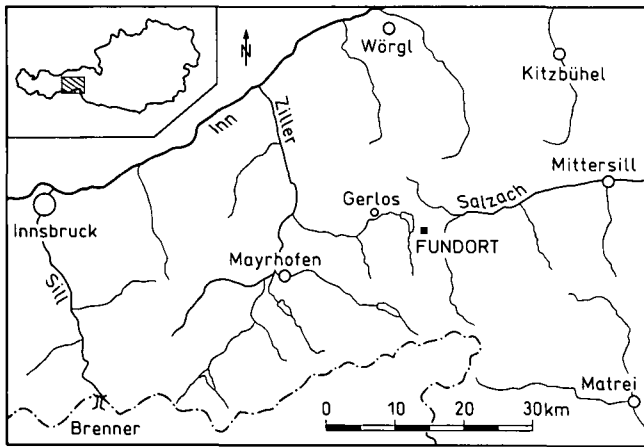


Abb. 1.
Geographischer Überblick.

rund um das Tauernfenster ist bisher kaum datiert. Alterszuordnungen werden oft auf Grund tektonischer Spekulationen vorgenommen anstatt umgekehrt.

Conodontenfunde (z.B. HÖLL & MAUCHER, 1967) waren eher eine Seltenheit. Im Innern des Tauernfensters ist vor kurzem erstmals die Datierung der bislang auf Grund großfazieller Überlegungen meist als altpaläozoisch gedeuteten Habachserie als jungproterozoisch

(Grenzbereich Riphäikum/Vendium) gelungen (REITZ & HÖLL, 1988). In der vorliegenden Arbeit wird eine weitere biostratigraphische Einstufung von Phylliten vorgestellt, die mit den „Habachphylliten“ tektonisch parallelisierbar sind.

Das Programm mikropaläontologischer Datierungsversuche an Metaklastiten des Tauernfensters wird von uns fortgesetzt.

2. Fundschichten

Die hier erstmals biostratigraphisch datierten Phyllite bilden ein linsenförmiges Vorkommen zwischen dem Wildgerlostal und Krimml (Abb. 1). Ihre größte Mächtigkeit erreichen sie nördlich des Farmbichls zwischen Breiter Scharte und Kleiner Scharte. Nach Osten und Westen dünnen sie rasch aus (Abb. 2).

Bisherige Detailkartierungen des Gebietes durch DIETIKER (1938), THIELE (1974) und SCHMIDEGG (1979) ordnen diese Gesteine tektonisch dem Deckensystem der Oberen Schieferhülle zu und betrachten sie als das Liegende der permischen Wustkogel-Serie. So deutet sie DIETIKER als Karbon, SCHMIDEGG allgemein als Paläozoikum. FRASL (1953) erkennt den tektonischen Bau der Unteren Schieferhülle im Bereich der Krimmler Gneiswalze und bezeichnet die Phyllite nördlich des Farm-

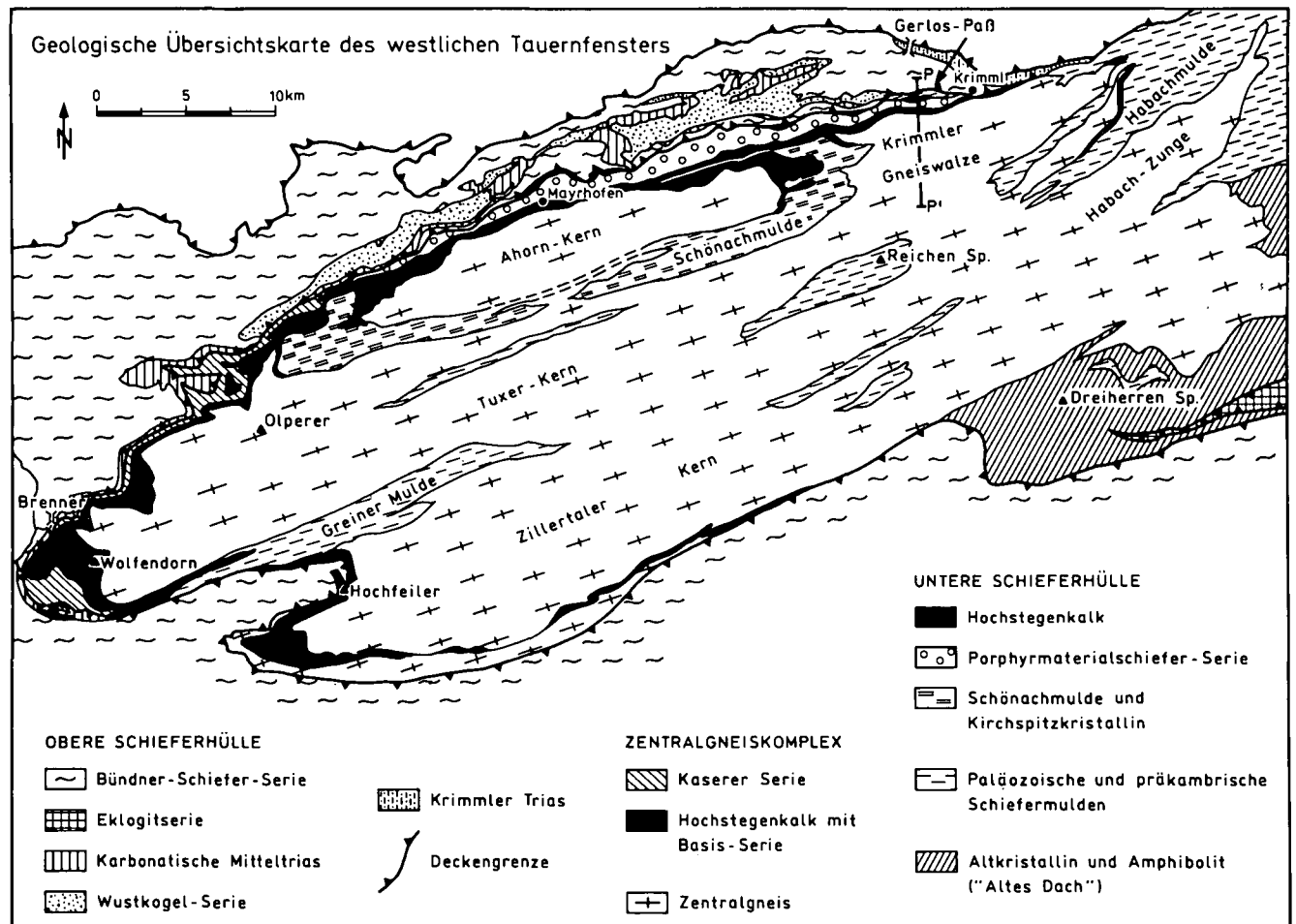


Abb. 2.
Geologische Übersichtskarte des westlichen Tauernfensters.
Verändert nach FRISCH (1977), unter Berücksichtigung von MILLER et al. (1984), TOLLMANN (1977), THIELE (1974) und LAMMERER (1986).
Verlauf der Schönachmulde nach frdl. mdl. Mitt. durch Dipl. Geol. F. SENGL.
Pfeil südlich des Gerlospasses = Fundort; P—P = Profile der Abb. 5.

Tabelle 1.
Modalbestand der Fundschichten.

Schliff-Nr.	Quarz	Feldspat	Graphit	Hellglimmer	Chlorit	Erz	Akzessorien
880704-1	39,1	1,8	34,7	17,9	0,6	4,9	1,0
880704-2a	29,5	2,4	30,4	32,8	2,2	1,6	1,1
880704-2b	39,2	3,2	28,0	25,9	0,9	1,7	1,5

bichls in FRASL (1958) als Teil seiner Habachserie. THIELE (1974, 1980) weist auf die Ähnlichkeit der Gesteine mit der Unteren Schieferhülle hin und spricht sie als Habachphyllite an, stellt sie aber dennoch zum Dekkensystem der Oberen Schieferhülle. FRISCH (1977) sieht in seiner Betrachtung über den Internbau der Venedigerdecke wie FRASL in den graphitischen Phylliten den überfalteten Nordteil der Habachmulde, die er als Tauchstruktur deutet.

Durch die geringe Verwitterungsresistenz der Phyllite bedingt entstehen charakteristische Rinnen auf beiden Hangeiten, die sich in Lokalnamen wie Blauer Graben und Blaubachgraben widerspiegeln. Die Phyllite sind von eintönig grauer Farbe mit matt seidig glänzenden Schieferungsflächen. Die feinblättrige, ebenflächige Paralleltexur geht einher mit lepidoblastischem Gefüge. Dieses Gefüge beherrscht auch das Dünnschliffbild, wobei in einigen Bereichen Krenulations-Schieferung deutlich erkennbar ist (Abb. 3).

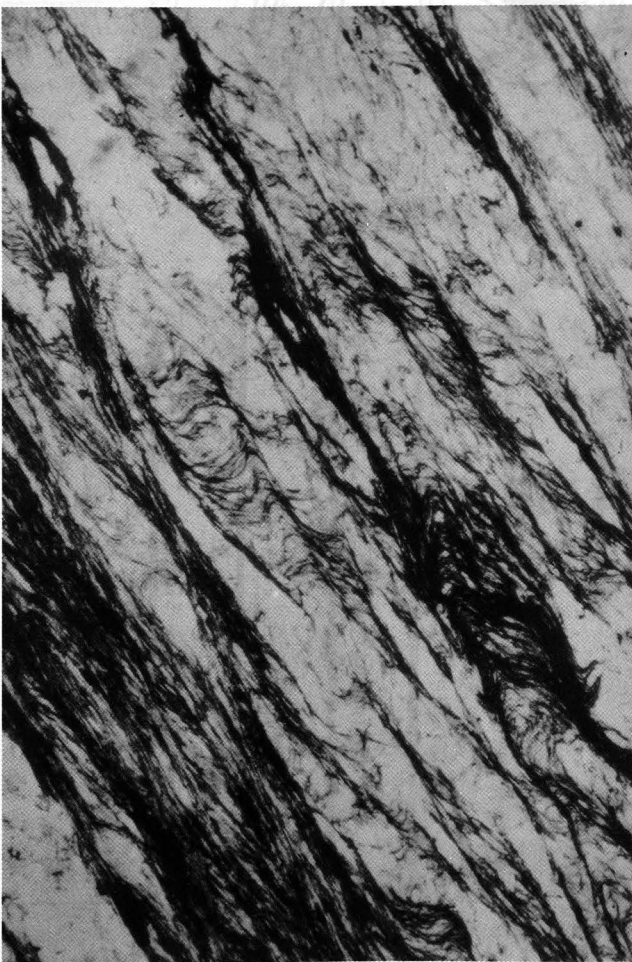


Abb. 3.
Überlagerung einer älteren Schieferung durch die das heutige Gefüge prägende jüngere.

Das metamorphe Gefüge wird durch dunkle Lagen aus Graphit zusammen mit etwas Hellglimmer und Chlorit bedingt, zwischen denen elongierte Quarz- und Feldspatkörner angereichert sind. U.d.M. läßt sich Graphit nicht immer eindeutig von anderen xenomorphen Opak-Mineralen unterscheiden. Im Quarz finden sich öfters helizitische Graphitpigmentierungen, die auf eine Drehung während des Kristallwachstums schließen lassen. Der Feldspat, meist Albit-Oligoklas, ist oft unverzwilligt, gelegentlich sind Schachbrettalbite und Albitzwillinge ausgebildet. Teilweise ist er serizitisiert. Akzessorisch treten Apatit, hypidiomorphes Erz, Zirkon und Rutil auf.

3. Untersuchungsverfahren und Fossilbefund

Die Mikroflora wurden nach dem bei PFLUG & REITZ (1988) und REITZ & HÖLL (1988) beschriebenen Untersuchungsverfahren isoliert. Die Erhaltung der Acritarchen und der Algenfilamente erwies sich in der Regel als günstig. Die Farben der Hüllen variieren zwischen dunkelgrau und schwarz. Demzufolge scheint die organische Metamorphose deutlich geringer gewesen zu sein als bei den opak-schwarzen Mikrofossilien aus den Phylliten des Habachtals (REITZ & HÖLL, 1988). Dies zeigt sich auch in der körperlichen Erhaltung der Mikroflora. Während in den Phylliten aus dem Habachtal keine großen organischen Hüllen gefunden wurden, also solche, die 50 µm Körpergröße überschreiten, finden sich hier noch Individuen mit einem Durchmesser bis zu 120 µm in kompletter Erhaltung. Auch große Algenfilamente sind hier noch mit Längen von bis zu 120 µm vertreten. Im großen und ganzen ist der Grad der organischen Metamorphose mit derjenigen vergleichbar, wie man sie in den Weiler Schieferungen der Nordvogesen vorfand (REITZ & WICKERT, 1989). Die hier untersuchten Proben der Phyllite nördlich des Farmbichls enthalten ein typisch jungpräkambrisches Planktonspektrum, in dem sowohl Acritarchen als auch Algenfilamente reichlich vertreten sind (Abb. 4). Insgesamt konnten die folgenden Genera und Spezies identifiziert werden (Taf. 1):

Leiosphaeridia asperata (NAUMOVA) LINDGREN 1982

Leiosphaeridia sp. EISENACK 1958

Kildinosphaera cf. *chagrinata* VIDAL 1983

Trachysphaeridium sp. TIMOFEEV 1966

Nucellosphaeridium sp. TIMOFEEV 1963

Octoedryxium truncatum (RUDAVSKAYA) VIDAL 1976

„Vasenförmige Mikrofossilien“ syn. *Melanocyrrillium*
BLOESTER 1980

Eomycetopsis spp. SCHOPF 1968

Syphonophycus spp. SCHOPF 1968

Der Befund stimmt gut mit den oberripphäischen und untervendischen Spektren der Russischen Tafel und

von Skandinavien überein (TIMOVEEF, 1969; ASEVA in VELIKANOV et al., 1983; VIDAL, 1981). Außerdem zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den Funden aus dem Habachtal, die auch ein oberrhiphaisches bis untervendisches Alter erkennen lassen.

Allerdings sind die Spektren aus dem Habachtal nicht in so vollständigem Umfang erhalten. Das liegt möglicherweise an der höheren Metamorphose der Phyllite im Habachtal. Es entspricht der Erfahrung, daß dünnwandige und größere Mikrofossilien (>50 µm) durch höhere Metamorphose und starke Umkristallisa-

tion zerstört werden können. Folglich finden sich in Gesteinen der oberen Grünschiefer- und tiefen Amphibolitfazies Mikrofossilien nur noch spärlich. In Gesteinen niedriggradiger Grünschieferfazies kann demgegenüber die zehn- bis zwanzigfache Menge an Individuen erhalten sein.

Andererseits können auch Faziesunterschiede eine erhebliche Rolle in der Zusammensetzung der Spektren spielen. So sind erfahrungsgemäß die Spektren der küstennahen Flachwasserfazies artenarm, Spektren der offenen marinen Fazies artenreicher (VIDAL & KNOLL,

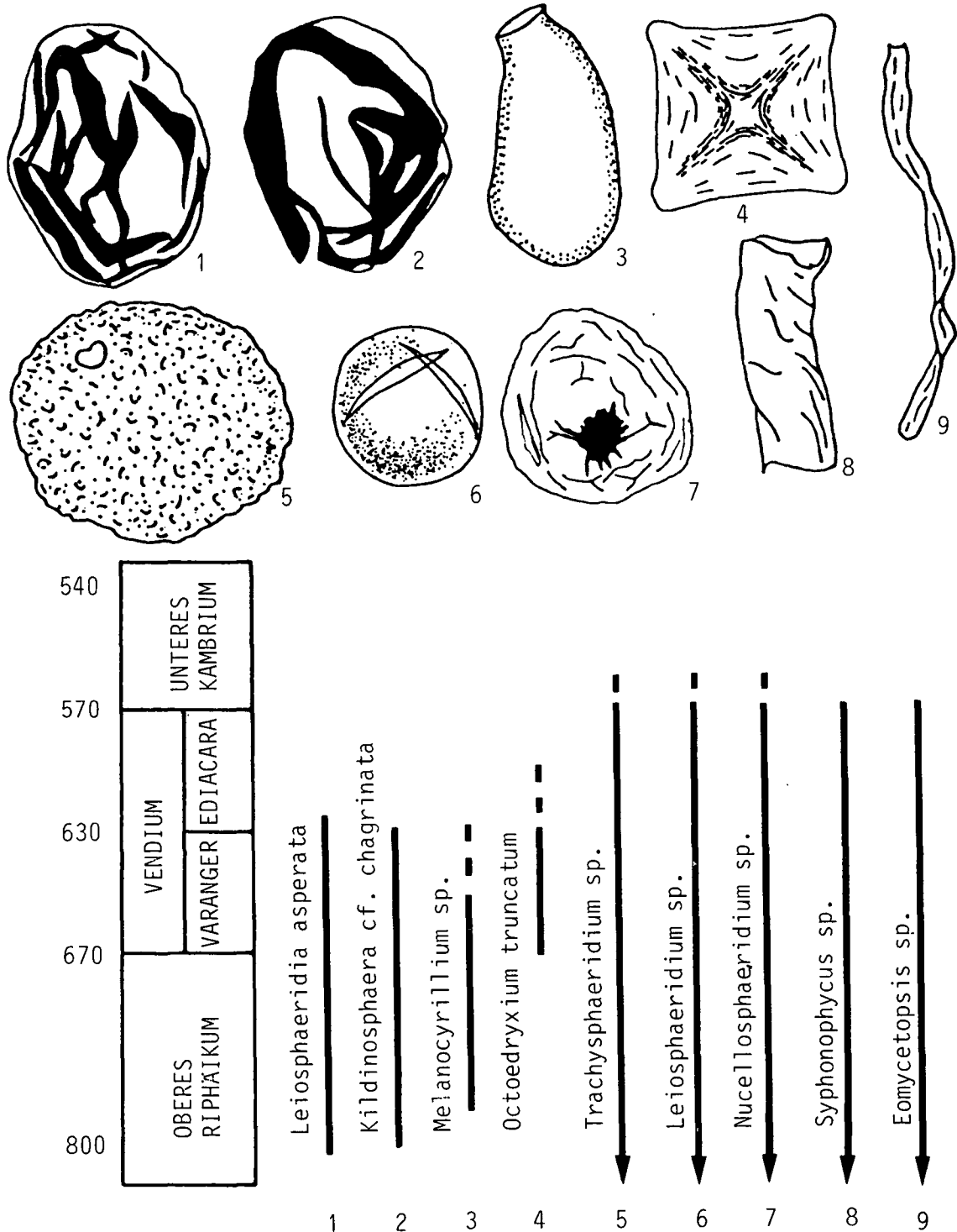


Abb. 4.
Stratigraphische Reichweite der jungproterozoischen Mikrofossilien aus dem untersuchten Vorkommen.
Zonierung nach VIDAL & KNOLL (1983) und KNOLL & SWETT (1987).
Linke Spalte = Alter in Millionen Jahren nach HARLAND et al. (1982).

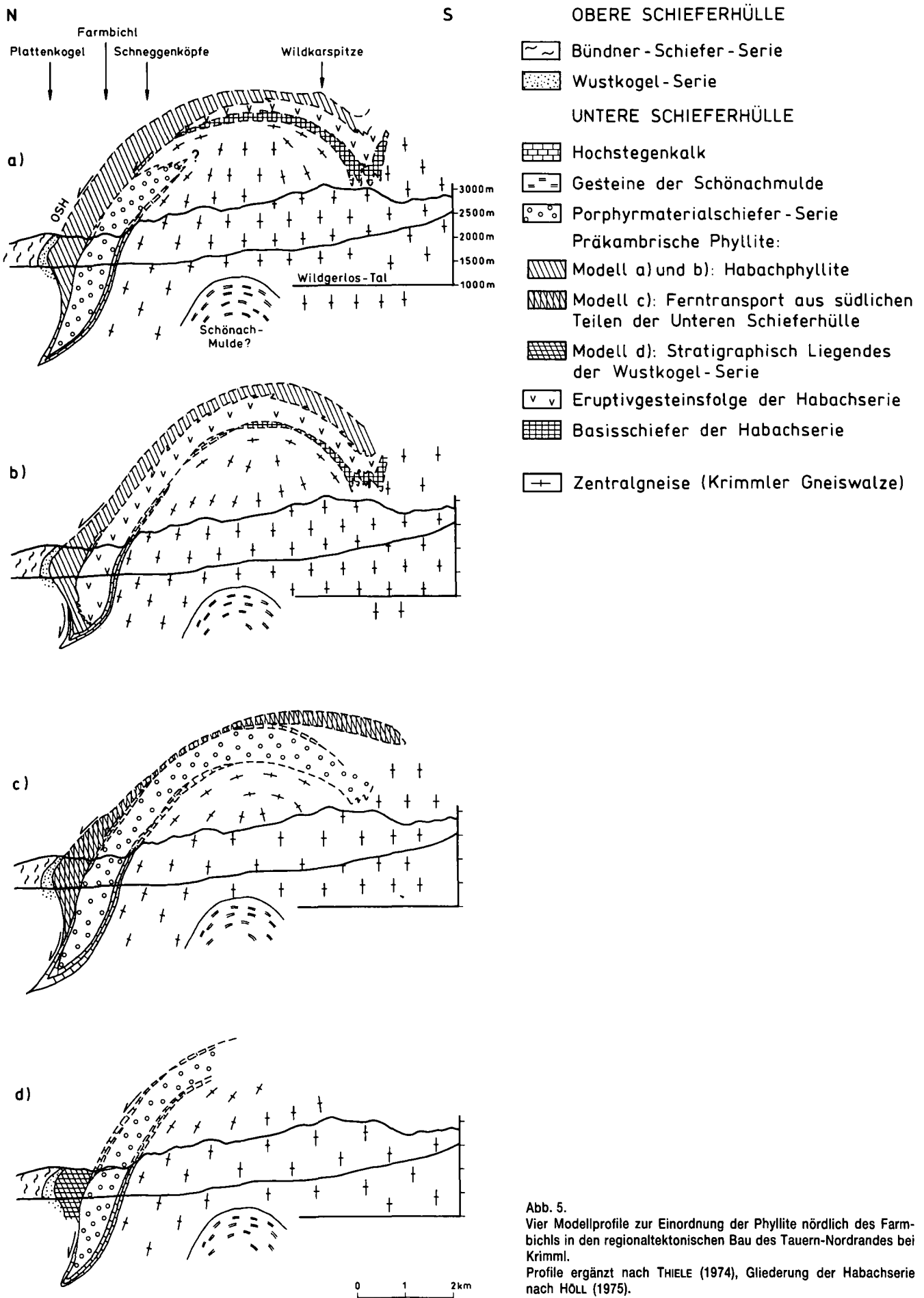


Abb. 5.
 Vier Modellprofile zur Einordnung der Phyllite nördlich des Farmbichls in den regionaltektonischen Bau des Tauern-Nordrandes bei Krimml.
 Profile ergänzt nach THIELE (1974), Gliederung der Habachserie nach HÖLL (1975).

1983). In ersterer haben die Individuen unterdurchschnittliche und meist einheitliche Körpergrößen (>30 µm), während in der offeneren Fazies die Größe der Individuen stark variiert.

In den vorliegenden Spektren streuen die Größen der sphaeromorphen Acritarchen zwischen 30 und 60 µm. Nur wenige Exemplare erreichen Körpergrößen von über 100 µm. Daneben treten häufig filamentöse Mikrofossilien im Spektrum auf. Die Filamente deuten sich als autochthone, möglicherweise benthische Lebensformen der Cyanobakterien (KNOLL & SWETT, 1985). Der Fossilbefund spricht insgesamt eher für flachmarine, möglicherweise küstennahe Ablagerungen.

4. Folgerungen für Stratigraphie und Gebirgsbau am Nordrand des Tauernfensters

Im Norden schließt die Wustkogel-Serie der Oberen Schieferhülle (Glocknerdecke) an die hier beschriebenen Phyllite an. Im Süden trennt ein wenige Meter mächtiger Span aus (?) oberjurassischem Hochstegenkalk die Phyllite von der (?) paläozoischen Porphyrmaterialschiefer-Serie.

Die Einordnung der Phyllite in die tektonische Situation am Gerlos-Paß muß aufgrund der Fossilfunde neu diskutiert werden. Es werden vier Deutungsmöglichkeiten vorgestellt (Abb. 5).

Modell ①

Die Phyllite nördlich des Farmbichls stellen den nach Norden überschlagenen und meist tektonisch unterdrückten Teil einer Habachmulden-Tauchstruktur dar. Sie entsprechen also den Habachphylliten der Habachmulde.

Die Porphyrmaterialschiefer-Serie bildet eine eigenständige Tauchstruktur, die von Hochstegenkalk ummantelt wird, wie von MILLER et al. (1984) für weiter westlich gelegene Gebiete vorgeschlagen wurde. Das Problem dieses Modells liegt darin, daß eine zur Porphyrmaterialschiefer-Serie gehörende Mulde zwischen Habachmulde und Schönachmulde nicht vorhanden ist, was aus Symmetriegründen im Bereich der Krimmler Gneiswalze zu erwarten wäre. Außerdem fehlen in dem postulierten Nordflügel der Tauchstruktur der Habachmulde die übrigen für die Habachserie charakteristischen Schichtglieder (Basisschiefer und Eruptivgesteinsfolge nach der Gliederung durch HÖLL 1975).

Modell ②

Dieses Modell unterscheidet sich von Modell ① nur bezüglich der Stellung der Porphyrmaterialschiefer-Serie. Sie wird hier als Teil der Habachserie angesehen, wie dies im Untersulzbachtal von STEYRER (1983) vermutet wurde.

Damit ergibt sich eine tektonisch einheitliche Situation vom Wimmertal bis zum Hollersbachtal mit dem Abtauchen des Ahornkerns, der Schönachmulden-Tauchstruktur, der Krimmler Gneiswalze und der hier vermuteten Habachmulden-Tauchstruktur nach Osten. Einer solchen, in das regionaltektonische Bild gut passenden Deutung widerspricht der schmale Hochstegenkalkspan zwischen den Phylliten nördlich des

Farmbichls und der Porphyrmaterialschiefer-Serie. Wegen dieser, mit dem Modell nicht in Einklang zu bringenden Tatsache wird von dieser Deutungsmöglichkeit Abstand genommen.

Modell ③

Hier wird von einer Tauchstruktur der Porphyrmaterialschiefer-Serie ausgegangen, die ihre südliche Fortsetzung in der Habachmulde haben könnte. Die Phyllite nördlich des Farmbichls werden dagegen, vor allem wegen des in Modell ② diskutierten Hochstegenkalk-Spans als paläogeographisch südlich der Habachmulde gelegene, aber unter ähnlichen Sedimentationsbedingungen abgelagerte Gesteinseinheit gedeutet. Durch den Ferntransport aus südlichen Teilen der Unteren Schieferhülle wurden sie während der alpidischen Orogenese tektonisch stark reduziert.

Modell ④

Diese „klassische“ Lösung betrachtet die Phyllite nördlich des Farmbichls als stratigraphisch Liegendes der Wustkogel-Serie der Oberen Schieferhülle. Dem widerspricht die stratigraphische Äquivalenz zu den Phylliten der Habachserie sowie ein Hiatus innerhalb der Oberen Schieferhülle, der dann fast das gesamte Paläozoikum umfassen würde.

Die Suche nach einer einfachen Lösung, die gleichzeitig am wenigsten Widersprüche mit sich bringt, veranlaßt uns, Modell ① als wahrscheinlichsten Bauplan anzunehmen. Etwas komplizierter, da eine bisher in der Literatur nicht beschriebene tektonische Einheit postulierend, ist Modell ③. Modell ② ist unserer Meinung nach abzulehnen, da es den „Deckenscheider“ Hochstegenkalk nicht berücksichtigt. Modell ④ wäre tektonisch besonders einfach, ist aber wegen des dabei implizierten Fehlens jeglichen altpaläozoischen und karbonen Untergrundes der Wustkogel-Serie unwahrscheinlich.

Das von VAVRA (1989, S. 13) als karbonisch bestimmte Alter saurer Metavulkanite der „Peitingalm-Formation“ des Habachtals widerspricht Modell ① nicht. Für die neben dem Habachphyllit im Gerlosgebiet gelegenen Porphyrmaterialschiefer wurde jungpaläozoisches Alter bereits vermutet (MILLER et al., 1984). Möglicherweise ist auch im Habachtal der proterozoische „Habachphyllit“ von den jungpaläozoischen Metavulkaniten tektonisch getrennt. Der „Deckenscheider“ Hochstegenkalk ist südlich des Gerlospasses erhalten, im Habachtal mag er eben fehlen.

5. Systematische Übersicht der Funde

Gruppe ACritarcha DOWNIE, EVITT & SARJEANT 1963
Genus *Leiosphaeridia* EISENACK 1958

Leiosphaeridia asperata (NAUMOVA) LINDGREN 1982

(Tafel 1, Fig. 1–2,4,7)

Kennzeichnung: Dünnwandige, organische Hülle mit glatter Oberfläche. Diese ist meist durch Kompression deformiert und weist daher deutlich entwickelte Falten auf. Größe im Durchmesser zwischen 27 und 100 µm streuend.

Bemerkungen: Die Spezies *Leiosphaeridia asperata* ist identisch mit *Kildinella hyperboreica* TIMOFEEV (emend. VIDAL & SIEDLECKA, 1983).

Vorkommen: Oberriphäikum und Vendium, weltweit.

***Leiosphaeridia* sp.**

(Tafel 1, Fig. 16)

Kennzeichnung: Dünnwandige, kugelige Hülle mit glatter Oberfläche und sekundären Falten. Größe im Durchmesser zwischen 20 und 45 μm , meistens im Bereich 25–30 μm .

Vorkommen: Riphäikum bis Kambrium, weltweit.

Genus *Kildinosphaera* VIDAL 1983

***Kildinosphaera* cf. *chagrinata* VIDAL 1983**

(Tafel 1, Fig. 3,8)

Kennzeichnung: Sphaerische, widerstandsfähige, organische Hülle mit meist feingranulat ausgebildeter Außenwand. Größe im Durchmesser zwischen 25 und 70 μm .

Bemerkungen: Die Spezies *Kildinosphaera chagrinata* ist identisch mit *Kildinosphaera sinica* TIMOFEEV (emend. VIDAL & SIEDLECKA, 1983).

Vorkommen: Oberriphäikum und Vendium, weltweit.

Genus *Trachysphaeridium* TIMOFEEV 1966

***Trachysphaeridium* sp.**

(Tafel 1, Fig. 5–6,13–14)

Kennzeichnung: Linsenförmige Hüllen von kreisrundem bis ovalem Umriss. Größe im Durchmesser zwischen 35 und 80 μm . Die Außenwand ist meist dick und kompakt ausgebildet. Bei fast allen beobachteten Exemplaren war eine kreisrunde Öffnung in der Außenwand zu beobachten. VIDAL & FORD (1985) haben eine solche Öffnung bei *Trachysphaeridium laminarium* festgestellt und als exzystische Öffnung interpretiert.

Vorkommen: Riphäikum bis unteres Kambrium, weltweit.

Genus *Nucellosphaeridium* TIMOFEEV 1963

***Nucellosphaeridium* sp.**

(Tafel 1, Fig. 15)

Kennzeichnung: Körper sphaeroidisch bis linsenförmig. Größe im Durchmesser zwischen 30 und 80 μm . Im Innern der Hülle sind dunkle, runde bis subangulate exzentrische eingelagerte Einschlusskörper erhalten. Oberflächentextur der Hülle glatt bis feingranulat. Runzeln und Falten sind häufig vorhanden.

Vorkommen: Riphäikum bis unteres Kambrium, weltweit.

Genus *Octoedryxium* RUDAVSKAYA 1973

***Octoedryxium truncatum* (RUDAVSKAYA) VIDAL 1976**

(Tafel 1, Fig. 10–12)

Kennzeichnung: Octaedrische Zyste mit einfacher, glatter und z.T. poröser Wand. Der Körper besitzt ein schwammiges Gewebe. Größe im Durchmesser von 15–80 μm (\varnothing 30–40 μm).

Vorkommen: Bisher nur aus dem Untervendium der osteuropäischen Tafel, Sibiriens, Skandinaviens, Ostgrönlands und Mitteleuropas bekannt.

PROTISTA, incertae sedis

„Vasenförmige Mikrofossilien“

syn. *Melanocyrrillium* BLOESER 1980

(Tafel 1, Fig. 17–18)

Eine stratigraphisch wichtige Gruppe von jungproteozoischen Mikrofossilien mit organischer Hülle bilden die „vasenförmigen Mikrofossilien“. BLOESER et al. (1977) unterscheiden zwei morphologisch unterschiedliche Typen dieser Mikrofossilien, nämlich den „flask-shaped“-Typ und den „tear-shaped“-Typ. Während in den Phylliten im Habachtal überwiegend Mikrofossilien vom „tear-shaped“-Typ beobachtet wurden (REITZ & HÖLL, 1988) fanden sich in den Phylliten südlich der Gerlosplatte überwiegend solche vom „flask-shaped“-Typ. Mikrofossilien vom „flask-shaped“-Typ sind zwischen 50 und 140 μm lang (\varnothing 90 μm) und mindestens zweimal so lang wie breit. Es sind flaschenförmige organische Hüllen, die sich über einer rundlichen Basisfläche etwas ausweiten und eine charakteristische apikale Öffnung aufweisen.

Die biologische Zugehörigkeit dieser Mikrofossilien ist strittig. BLOESER et al. (1977) deuten solche Funde aus der Chuar Group (Grand Canyon, Arizona) als Chitinozoa. FAIRCHILD et al. (1978) vergleichen ihre Funde aus dem Jungpräkambrum von Brasilien mit Tintiniden.

Wie dem auch sei, diese oberproteozoischen vasenförmigen Mikrofossilien dürften heterotrophe Einzeller repräsentieren, die planktonisch in den jungpräkambrischen, küstennahen Schelfen lebten. Es ist kein Vorkommen dieser Gruppe bekannt, das älter als 800 M.J. ist (HOFMANN, 1987). Andererseits sind in Schichten jünger als Untervendium (650 M.J.) noch keine vasenförmigen Mikrofossilien nachgewiesen worden. Daher gelten diese Mikrofossilien als zuverlässige Leitfossilien für den Zeitabschnitt Oberriphäikum–Untervendium.

Phylum CYANOPHYTA

Klasse CYANOPHYCEAE

Ordnung NOSTOCALES

Familie OSCILLATORIACEAE

DUMORTIER & KIRCHNER 1898

Genus *Eomycetopsis* SCHOPF 1968

emend. KNOLL & GOLUBIC 1979

***Eomycetopsis* spp.**

(Tafel 1, Fig. 9)

Kennzeichnung: Einfache, röhrenförmige Filamente, ohne Septen, meist verdreht und verdrückt erhalten.

1–9 µm breit (Ø 4,5 µm); einzelne Filamente können eine Länge von bis zu 150 µm erreichen; einzeln oder büschelweise vertreten.

Vorkommen: Mittleres Riphäikum bis Vendium, weltweit.

kommen können Längen von über 300 µm beobachtet werden, das längste hier beobachtete Exemplar erreichte über 120 µm.

Vorkommen: Mittleres Riphäikum bis Vendium, weltweit.

Genus *Syphonophycus* SCHOPF 1968

Syphonophycus spp.

(Tafel 1, Fig. 19–21)

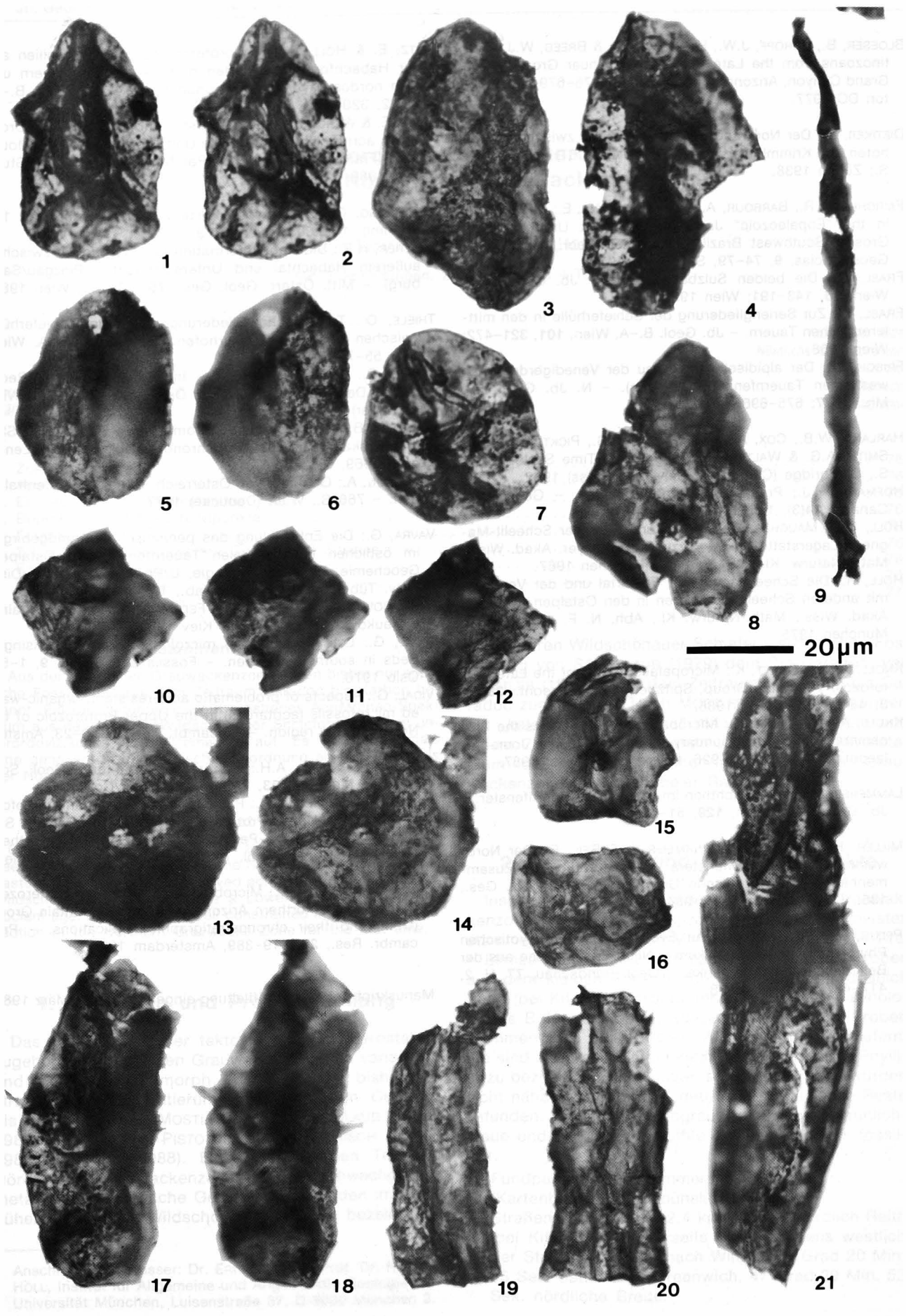
Kennzeichnung: Einfache, röhrenförmige Filamente, ohne Septen, meist verdreht und verdrückt erhalten. 15–50 µm breit (Ø 20 µm); in nichtmetamorphen Vor-

Dank

Vorliegende Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Az.: Ho 488/18-1) finanziell gefördert. Wir danken für diese Unterstützung.

Tafel 1

- Fig. 1–2,4,7: *Leisosphaeridia asperata* (NAUMOVA) LINDGREN
Fig. 3,8: *Kildinosphaera* cf. *chagrinata* VIDAL
Fig. 5–6, 13–14: *Trachysphaeridium* sp. TIMOFEEV
Fig. 9: *Eomycetopsis* sp. (SCHOPF) KNOLL & GOLUBIC
Fig. 10–12: *Octedryxium truncatum* (RUDAVSKAYA) VIDAL
Fig. 15: *Nucellosphaeridium* sp. TIMOFEEV
Fig. 16: *Leiosphaeridia* sp. EISENACK
Fig. 17–18: Vasenförmige Mikrofossilien (*Melanocyrrillium*) BLOESER
Fig. 19–21: *Syphonophycus* sp. SCHOPF



Literatur

- BLOESER, B., SCHOPF, J.W., HORODYSKI, R. & BREED, W.J.: Chitinozoans from the Late Precambrian Chuar Group of the Grand Canyon, Arizona. – *Science*, **195**, 676–679, Washington DC 1977.
- DIETIKER, H.: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerloostal, Tirol). – Diss. ETH Zürich, 131 S.; Zürich 1938.
- FAIRCHILD, T.R., BARBOUR, A.P. & HARALYI, N.L.E.: Microfossils in the "Eopaleozoic" Jacadigo Group at Urucum, Mato Grosso, Southwest Brazil. – *Bol. Inst. Geol., Instituto de Geociencias*, **9**, 74–79, São Paulo 1978.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachzungen. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **96**, 143–191; Wien 1953.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **101**, 321–472; Wien 1958.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1977**; 675–696, Stuttgart 1977.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LLEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. & WALTERS, R.: *A Geologic Time Scale*. – 131 S., Cambridge (Cambridge University Press) 1982.
- HOFMANN, H.J.: Precambrian biostratigraphy. – *Geoscience Canada*, **14**(3), 135–154, 1987.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – *Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl.* **1967/1**, 1–11; München 1967.
- HÖLL, R.: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – *Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abh. N. F.* **157**, 114 S., München 1975.
- KNOLL, A.H. & SWETT, K.: Micropalaeontology of the Late Proterozoic Veteranen Group, Spitzbergen. – *Palaeont.*, **28**, H. 3, 451–473, London 1985.
- KNOLL, A.H. & SWETT, K.: Micropalaeontology across the Precambrian-Cambrian boundary in Spitzbergen. – *Jour. Palaeont.*, **61**, H. 5, 898–926, Lawrence (Kansas) 1987.
- LAMMERER, B.: Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **129**, 51–67; Wien 1986.
- MILLER, H., LEDOUX, H., BRINKMEIER, I. & BEIL, F.: Der Nordwestrand des Tauernfensters – Stratigraphische Zusammenhänge und tektonische Grenzen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **135**, 627–644; Hannover 1984.
- PFLUG, H.D. & REITZ, E.: Zur Evolution des eukaryotischen Phytoplanktons im Riphäikum – Neue Erkenntnisse aus der Belt Serie von Nordamerika. – *Geol. Rundschau*, **77**, H. 2, 417–427, Stuttgart 1988.
- REITZ, E. & HÖLL, R.: Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 329–340; Wien 1988.
- REITZ, E. & WICKERT, F.: Uppermost Cambrian to earliest Ordovician acritarchs from the Ville Unit, Northern Vosges Mountains (France). – *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, H. 6, 375–384, Stuttgart 1989.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte von Österreich, Blatt 151 (Krimml), 1:50.000; Wien 1979.
- STEYRER, H.P.: Die Habachformation der Typlokalität zwischen äußerem Habachtal und Untersulzbachtal (Pinzgau/Salzburg). – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **76**, 69–100, Wien 1983.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – *Jb. Geol. B.-A. Wien*, **117**, 55–74; Wien 1974.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER, (Red.), (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 300–314; Wien (Springer) 1980.
- TIMOFEEV, B.V.: Proterozoic spheromorphs. – *Acad. Sci. USSR Inst. Prekambrian Geol. Geochronol.*, Nauka, 146 S., Leningrad 1969.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich. Band 1: Die Zentralalpen*. – 766 S.; Wien (Deuticke) 1977.
- VAVRA, G.: Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen. *Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie*. – Diss. Univ. Tübingen, 150 S., 10 Tab., Tübingen 1989.
- VELIKANOV, V.A., ASEVA, E.A. & FEDONKIN, M.A.: *Vend Ukrainy*. – *Naukova dumka*, 165 S., Kiev 1983.
- VIDAL, G.: Late Precambrian microfossils from the Visingsö Beds in southern Sweden. – *Fossils and Strata*, **9**, 1–58, Oslo 1976.
- VIDAL, G.: Aspects of problematic acid-resistant, organic-walled microfossils (acritarchs) in the Upper Proterozoic of the North Atlantic region. – *Precamb. Res.*, **15**, 9–23, Amsterdam 1981.
- VIDAL, G. & KNOLL, A.H.: Proterozoic Plankton. – *Geol. Soc. America Memoir*, **163**, 265–277, Boulder/Col. 1983.
- VIDAL, G. & SIEDLECKA, A.: Planctonic, acid-resistant microfossils from the Upper Proterozoic strata of the Barents Sea Region of Varanger Peninsula, East Finnmark, Northern Norway. – *Norges geol. Unders.*, **382**, 45–79, Trondheim 1983.
- VIDAL, G. & FORD, T.D.: Microbiotas from the Late Proterozoic Chuar Group (northern Arizona) and Uinta Mountain Group (Utha) and their chronostratigraphic implications. – *Precamb. Res.*, **28**, 319–389, Amsterdam 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 6. März 1989.