

Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone (Österreich)

Von HELMUT HEINISCH, WOLFGANG SPRENGER & KARSTEN WEDDIGE*)

Mit 4 Abbildungen

Salzburg
Tirol
Kitzbüheler Alpen
Nördliche Grauwackenzone
Stratigraphie
Conodonten
Paläozoikum
Basaltvulkanismus
Plattentektonik
Kaledonische Orogenese



IGCP-Project No. 5
Correlation
of Prevariscan and Variscan Events
of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 122, 123

Inhalt

Zusammenfassung	163
Abstract	164
1. Einführung	164
2. Die Gliederung der Wildschönauer Schiefer in Formationen	165
2.1. Löhnersbach-Formation	165
2.2. Klingler Kar-Formation	165
2.2.1. Untere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge)	166
2.2.2. Mittlere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge)	168
2.2.3. Obere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Tuffitschiefer-Wechselfolge und Metavulkanite)	168
2.3. Schattberg-Formation	168
3. Die Alterseinstufung der Klingler Kar-Formation	168
3.1. Conodontengewinnung	168
3.2. Conodontenfauna aus der Unteren Klingler Kar-Formation	169
3.3. Conodontenfauna aus der Mittleren Klingler Kar-Formation	169
3.4. Conodontenfauna aus der Oberen Klingler Kar-Formation	169
4. Schlußfolgerungen	170
Dank	172
Literatur	172

Zusammenfassung

Aus dem Westteil der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See liegen neue stratigraphische Daten vor. Sie stammen aus einem Bereich, in dem schwachgradig metamorphe Wildschönauer Schiefer auftreten, die bisher als fossilleer galten. Innerhalb einer mächtigen Wechselfolge aus Tonschiefern, Phylliten, Metasiltsteinen, Metasandsteinen und Metabrekzien findet sich eine geringmächtige, bunte Serie aus Carbonaten, Tonschiefern, Lyditen, Schwarzschiefern, Metavulkaniten und Metavulkanklastiten, für die der Name „Klingler Kar-Formation“ eingeführt wird.

Die Carbonate enthalten Conodonten, die eine Datierung auf den Zeitraum vom Obersilur (Přidolium) bis zum oberen Unter-

devon (Zlichovium) erlauben. Damit wird der stratigraphische Umfang der monotonen Wildschönauer Schiefer insgesamt neu festgelegt. Der Anteil der Wildschönauer Schiefer im Liegenden der Klingler Kar-Formation, die „Löhnersbach-Formation“, reicht vom oberen Ordovizium bis in das Obersilur (Přidolium) und ist durch distale Turbidite gekennzeichnet. Der Anteil im Hangenden der Klingler Kar-Formation, als „Schattberg-Formation“ definiert, beginnt etwa im Mitteldevon, reicht vermutlich bis in das Karbon und enthält proximale Turbidite.

Der basische Vulkanismus der Kitzbüheler Grauwackenzone, der in der Klingler Kar-Formation auftritt, ist also entgegen der bisherigen Meinung nicht dem tieferen Ordovizium zuzuweisen, sondern setzt im oberen Unterdevon ein. Deshalb müssen alle geotektonischen Hypothesen grundlegend revidiert werden, die auf einem ordovizischen Alter dieses basischen Vulkanismus aufbauten. Die stratigraphisch-fazielle Gesamtentwicklung im Untersuchungsgebiet enthält keine Hinweise auf einen kaledonischen Orogenzyklus im alpinen Altpaläozoikum. Vielmehr deutet sie auf ein passives Randbecken in Nachbarschaft zu einem stabilen Kontinent hin, das vom ausgehenden Ordovizium bis mindestens in das Mitteldevon hinein existierte.

*) Anschriften der Verfasser: Priv.-Doz. Dr. HELMUT HEINISCH, Dipl.-Geol. WOLFGANG SPRENGER, Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München, Luisenstraße 37, D-8000 München 2; Dr. KARSTEN WEDDIGE, Institut für Paläontologie und Historische Geologie der Universität München, Richard Wagner-Straße 10, D-8000 München 2.

Abstract

New stratigraphic data from the western part of the Northern Graywacke Zone between Kitzbühel and Zell am See are presented. They originate from an area, where low-grade metamorphic "Wildschönauer Schiefer" occur, which until now were regarded as being unfossiliferous. Within the large sequence of alternating shales, phyllites, metasilstones, metasandstones and metabreccias a thin coloured intercalation of carbonates, shales, lydites, black shales, metavolcanics and metavolcaniclastics was found, now defined as "Klingler Kar-Formation".

The carbonates contain conodonts, which enable the dating of the Klingler Kar-Formation as Upper Silurian (Pridolium) to late Lower Devonian (Zlichovium). Therefore the stratigraphical range of the monotonous Wildschönauer Schiefer sequence has to be redefined. The underlying part of the sequence, below the Klingler Kar-Formation, now named as "Löhnersbach-Formation", which is characterized by distal turbidites, extends from the Upper Ordovician to the Upper Silurian (Pridolium). The overlying part, the "Schattberg-Formation", with its characteristics of proximal turbidites, starts at about Middle Devonian and presumably extends to the Carboniferous.

In contradiction to previous opinions the basic volcanism in the Kitzbühel Graywacke Zone, which is represented by the Klingler Kar-Formation, can no longer be regarded as early Ordovician. It really evolved during the late Lower Devonian. All geotectonical hypotheses based on an Ordovician age of the basic volcanism must be revised fundamentally. The stratigraphy and facies development of the studied area does not refer to any Caledonian orogenic cycle during Alpine Early Paleozoic. More likely it indicates a passive marginal basin adjacent to a stable continent persisting from late Ordovician to at least Middle Devonian times.

1. Einführung

Das Arbeitsgebiet liegt im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See. Es ist Teil des paläozoischen Basements der Ostalpen und nimmt im Grundkonzept der alpinen Deckentektonik eine oberostalpine Position ein (TOLLMANN, 1973). Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurden umfangreiche geologische Geländeaufnahmen auf den Kartenblättern 123 Zell am See und 122 Kitzbühel der Geologischen Karte der Republik Österreich im Maßstab 1 : 50.000 durchgeführt (Abb. 1).

Ein besonderes Problem bildete hierbei die Kartierung der schwachgradig metamorphen Wildschönauer Schiefer. Diese mehrere 1000 m mächtige Wechselfolge aus klastischen Gesteinen (Tonschiefer, Phyllite, Metasilsteine, Metasandsteine etc.) bedeckt eine Fläche von etwa 400 km². Ihr stratigraphischer Umfang war bisher weitgehend offen.

Nach der gültigen Literaturauffassung (MOSTLER, 1970, 1984; COLINS, HOSCHEK & MOSTLER, 1980) beginnt die Sedimentation der Wildschönauer Schiefer im ausgehenden Kambrium oder tieferen Ordovizium und reicht maximal bis in das Silur hinauf. Die mächtige, als „eugeosynklinal“ bezeichnete Abfolge der „tieferen Wildschönauer Schiefer“ vorwiegend ordovizischen Alters wird einer geringmächtigen „miogeosynklinalen“ Abfolge der „höheren Wildschönauer Schiefer“ silurischen Alters gegenübergestellt (MOSTLER, 1970; OBERHAUSER, 1980).

Besondere Bedeutung erlangt die Frage der Altersstellung der Klastika auch wegen der konkordant eingeschalteten Metavulkanite. Es handelt sich einerseits um saure Metavulkanite (Blasseneck-Porphyroide), die in der Steirischen Grauwackenzone von FLAJS & SCHÖN-

LAUB (1976) als oberordovizisch eingestuft werden konnten (Wende Caradoc/Ashgill). Im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone fehlen exakte Daten. Sicher ist lediglich, daß diese sauren Metavulkanite mit gut erhaltenen Igimbritkennzeichen von Gesteinen des Silurs überlagert werden (MOSTLER, 1970; HEINISCH, 1980).

Zum anderen kommen basaltische Metavulkanite vor, die in ein petrographisch buntes Spektrum von Gesteinstypen unterteilt werden können (Metapillowbasalte, vielfältige Metapyroklastika, epiklastisch umgelagerte Metavulkanit-Äquivalente). Auch zahlreiche, meist konkordant intrudierte Gänge gabbroider Zusammensetzung, die innerhalb der Wildschönauer Schiefer auftreten, sind diesem basaltischen Vulkanismus zuzurechnen. Die Altersstellung dieser dem Volumen nach bedeutendsten basaltischen Gesteine des alpinen Paläozoikums konnte bisher an keiner Stelle direkt abgesichert werden. In der Literatur wurde allgemein ein „tiefordovizisches Alter“ angenommen (MOSTLER, 1984). Diese stratigraphische Position im Liegenden der oberordovizischen Porphyroide folgerten die bisherigen Bearbeiter aus Geländeaufnahmen und Analogieschlüssen.

Ausgehend von der genannten Altersabfolge zwischen basischen und sauren Metavulkaniten wurde für das alpine Altpaläozoikum eine größere Anzahl plattentektonischer Modelle entworfen. Das Spektrum der Hypothesen reicht von einer Inselbogensituation auf ozeanischer Kruste (LOESCHKE, 1977), der eines aktiven Kontinentalrandes mit „back-arc spreading“ (HÖLL & MAUCHER, 1976), einer durch fortschreitende Dehnungstektonik zerbrechenden präkambrischen kontinentalen Kruste (COLINS, HOSCHEK & MOSTLER, 1980) bis zur Bildung einer echten ozeanischen Kruste (Taphrogeosynklinalstadium sensu MOSTLER, 1984). In der bisher letzten Modellbildung wurde schließlich von FRISCH, NEUBAUER & SATIR (1984) ein komplexer Ereignisablauf von Krustendehnung und Ozeanbodenbildung im ausgehenden Präkambrium (700–480 Ma), kaledonischer Subduktion und Kollision (480–460 Ma), erneuter Krustendehnung und Ozeanbodenbildung (Mittelordovizium bis tieferen Karbon) und abschließender variszischer Subduktion und Kollision (Karbon, Perm) entworfen.

Wichtigster Diskussionspunkt der in ihrer Aussage stark divergierenden geotektonischen Modelle ist die Frage der Existenz eines kompletten kaledonischen Orogenzyklus im alpinen Paläozoikum (vgl. HEINISCH & SCHMIDT, 1976; HEINISCH, 1986).

Neben der Beurteilung der geotektonischen Aussagekraft der Metavulkanite nach geochemischen Gesichtspunkten ist für die Entwicklung derartiger synoptischer Modelle eine zuverlässige Alterseinstufung der Metavulkanite und der mächtigen klastischen Metasedimente unabdingbare Voraussetzung. Daher haben die im Rahmen dieser Arbeit vorzustellenden neuen biostratigraphischen Daten entscheidende Auswirkungen auf die bestehenden geotektonischen Hypothesen zum alpinen Paläozoikum.

Die Daten zur Stratigraphie und Fazies stammen nur aus einem kleinen Teilraum des neu bearbeiteten Gebietes; weiterführende Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen. Der engere Untersuchungsraum liegt im Einzugsgebiet des Löhnersbach-Grabens zwischen Saalbach und Viehhofen (Abb. 1, 2).

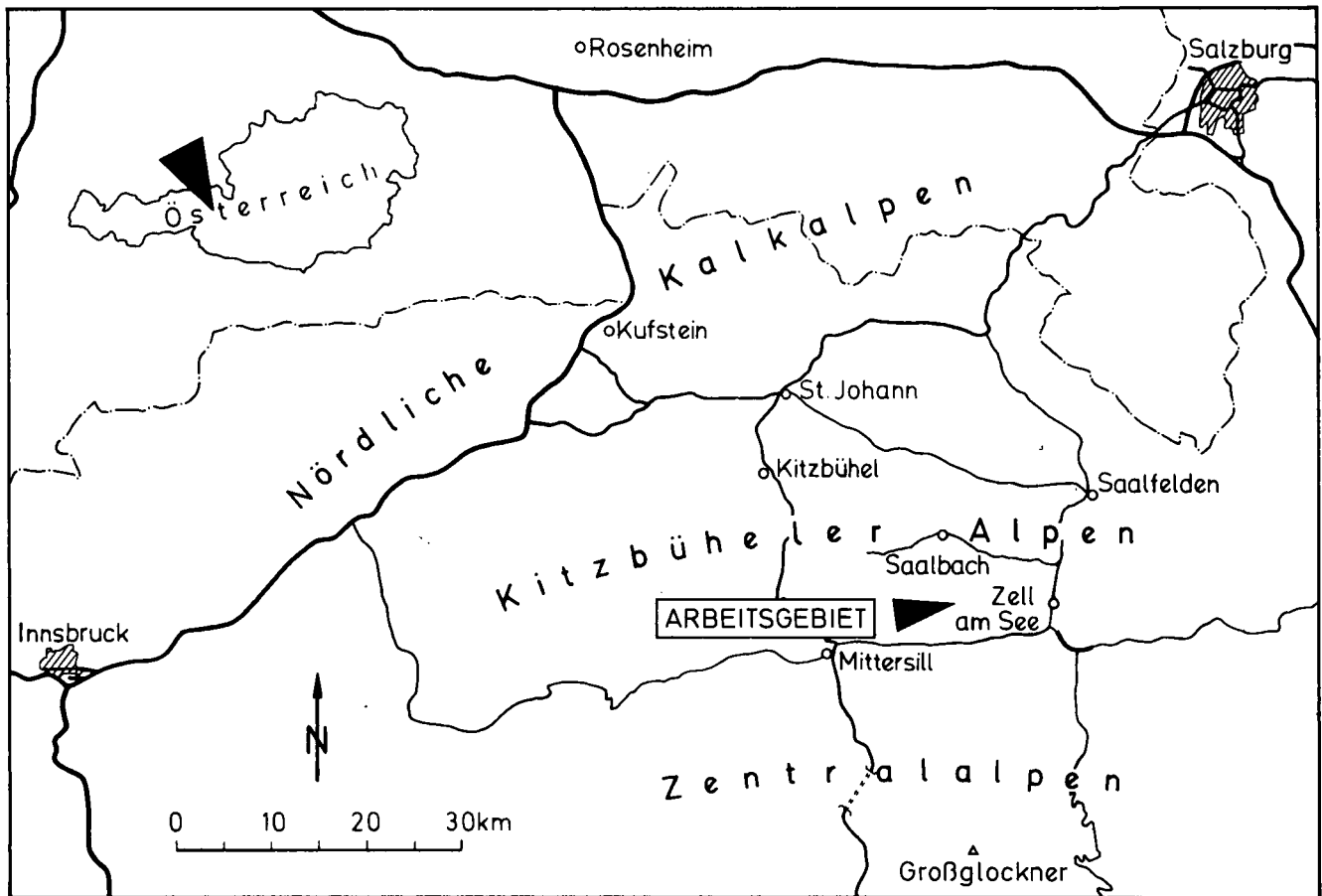


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes.

2. Die Gliederung der Wildschönauer Schiefer in Formationen

Im Arbeitsgebiet sind drei lithologisch-fazielle Großeinheiten zu unterscheiden, die Löhnersbach-Formation, die Klingler Kar-Formation und die Schattberg-Formation.

Wie aufgrund der neuen biostratigraphischen Daten noch zu zeigen sein wird, läßt sich die bisher übliche Untergliederung der Wildschönauer Schiefer in „Tiefere Wildschönauer Schiefer“ und „Höhere Wildschönauer Schiefer“ (MOSTLER, 1970, 1984) im Arbeitsgebiet nicht anwenden, da die dort auftretenden Metasiliciklastika eine deutlich abweichende stratigraphische Reichweite haben. Zur Vermeidung einer Begriffsverwirrung war es daher notwendig, neue Formationsbegriffe einzuführen. Die petrographischen Detaildaten zur Definition der neuen Formationsmerkmale für die Wildschönauer Schiefer in der Umgebung des Klingler Kares sind in einer gesonderten Arbeit enthalten (HEINISCH & SPRENGER, 1987), sodaß an dieser Stelle eine petrographische Kurzcharakteristik ausreicht.

2.1. Löhnersbach-Formation

Die Löhnersbach-Formation besteht aus einer Wechselfolge von Tonschiefern, Phylliten, Metasiltsteinen und Metasandsteinen, wobei der Anteil der Metasandstein-Lagen im Mittel etwa 50 % erreicht. Weite Bereiche sind aber auch von dünnplattigen, gebänder-

ten Metasiltstein-Folgen beherrscht. Die Bankmächtigkeiten liegen im Zentimeter- bis Dezimeterbereich. Die einzelnen Sedimentationszyklen zeigen eine grobe, scharf einsetzende Basis und bestehen aus BOUMA-Sequenzen unterschiedlicher Vollständigkeit. Reliktisch erhaltene Sedimentstrukturen (Gradierung, ripple cross-lamination, laminierte Feinschichtung, convolute bedding, etc. erlauben nach MIDDLETON & HAMPTON (1973) erlauben die Interpretation der Löhnersbach-Formation als Bildung distaler Turbidite (HEINISCH, 1986). Die fossilereeren Metaklastika haben Kennzeichen, wie sie heute auf den distalen Teilen von Tiefsee-Rinnenfächern anzutreffen sind (WALKER & MUTTI, 1973; PICKERING, 1983).

Die stratigraphische Basis der Löhnersbach-Formation bilden geringmächtige, epiklastisch umgelagerte Porphyroidlagen, die als Äquivalente der Blasseneck-Porphyroide angesehen und daher dem Ordovizium zugewiesen werden. Die Obergrenze der Formation ist durch die überlagernde Klingler Kar-Formation gegeben. Die monotonen Turbiditfolgen der Löhnersbach-Formation erreichen eine Mächtigkeit von maximal 1300 m. Als Typlokalität können die Abfolgen im südlichen Teil des Löhnersbach-Tales gelten.

2.2. Klingler Kar-Formation

Inmitten der umrahmenden, insgesamt mehrere 1000 m mächtigen, lithologisch eintönigen Wildschönauer Schiefer stellen die Gesteine des Klingler Kares eine auffällige Besonderheit dar. Es findet sich eine et-

wa 50 m mächtige, bunte Abfolge von Lyditen, Metacarbonatgesteinen und Metasiliciklastika, welche im Hangenden mit 5–35 m mächtigen Metavulkanitlagen unterschiedlicher Petrographie verzahnt. Somit erreicht diese Gesteinsassoziation unter Einbeziehung der Metavulkanite eine Gesamtmächtigkeit von höchstens 80 m.

Die Gesamtfolge erweist sich als ausgezeichneter lithologischer Leithorizont, obwohl sich formationsintern die einzelnen Schichtglieder häufig faziell vertreten und ihre Mächtigkeit rasch ändern. Auch hinsichtlich der faziellen Eigenschaften erscheint es angebracht, diese Folge als eigene Einheit abzugrenzen. Sie wird deshalb als Klingler Kar-Formation definiert.

Die Typlokalität ist das Klingler Kar, das sich nördlich der Gipfel des Hochkogels und Zirkkogels im Talschluß des Löhnersbach-Grabens, zwischen der Klingler Hochalm und dem Klamm-Bach erstreckt (Abb. 2). Der Gesteinsverband der Klingler Kar-Formation bildet eine morphologische Steilstufe, die durch mehrere Bachrinnen gegliedert wird, und liegt annähernd horizontal. Im Rahmen einer geologischen Kartierung im Maßstab 1 : 5000 wurden von SPRENGER (1985) sieben Detailprofile aufgenommen (Abb. 2, 3). Die Profile 1–6 sind über eine laterale Entfernung von 800 m verteilt, wobei der Abstand zwischen den einzelnen Profilen 100 m bis

200 m beträgt. Profil 7 liegt etwas weiter entfernt (500 m N' Profil 6). Ein Bündel von Vertikalstörungen versetzt die Abfolge, doch bleiben die Versatzbeträge an den einzelnen Störungsflächen gering (Meterbereich). Außerdem gibt es keine Anzeichen für inverse Lagerung.

Wie der Profilvergleich zeigt, ändern sich Einzelheiten der Lithologie in lateraler Richtung rasch (Abb. 3). Mit Hilfe der faunistischen Daten und durch die Verfolgung lithologisch vergleichbarer Horizonte (Metapillowbasalt-Lagen, Lydite) gelang es, eine Parallelisierung innerhalb der sieben Profile vorzunehmen.

Generalisiert dargestellt läßt sich in der lithologischen Entwicklung der Klingler Kar-Formation eine Gliederung in drei Untereinheiten ablesen:

2.2.1. Untere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge)

Über Tonschiefern und Metasilsteinen, die dem Liegendkomplex aus Wildschönauer Schiefern vom Faziestyp der Löhnersbach-Formation angehören, treten Lyditlagen mit eingeschalteten Schwarzschieferhorizonten auf (Abb. 3). An die Lydite und Schwarzschiefer ist eine Kiesvererzung gebunden. Die Lydite sind mit einzelnen Kalkmarmorbänken vergesellschaftet, die faziell

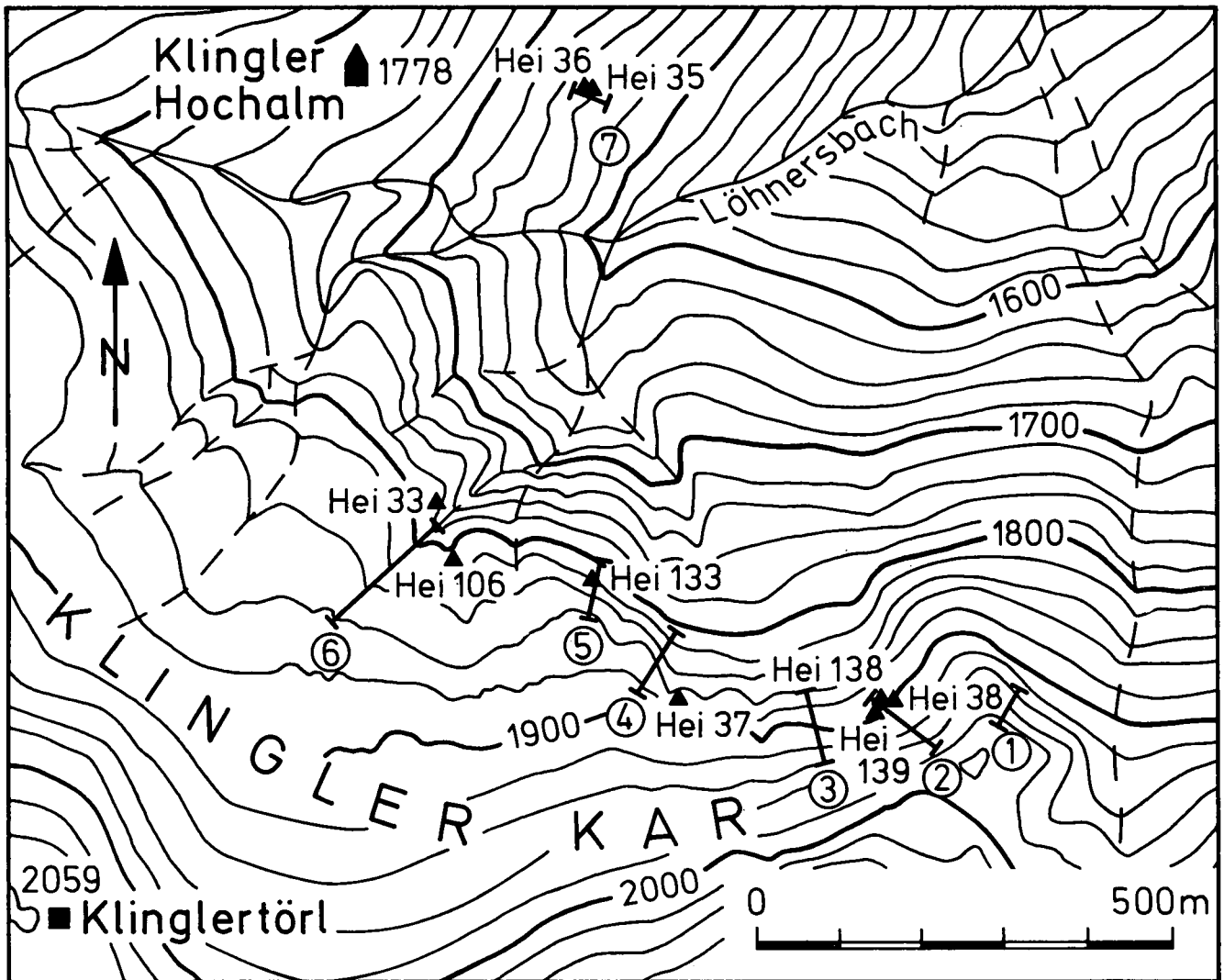


Abb. 2: Lage der stratigraphischen Profile und der fündigen Conodontenproben im Einzugsgebiet des Löhnersbach-Grabens zwischen Saalbach und Viehhofen, ÖK 1 : 50.000, Blatt 123 Zell am See.

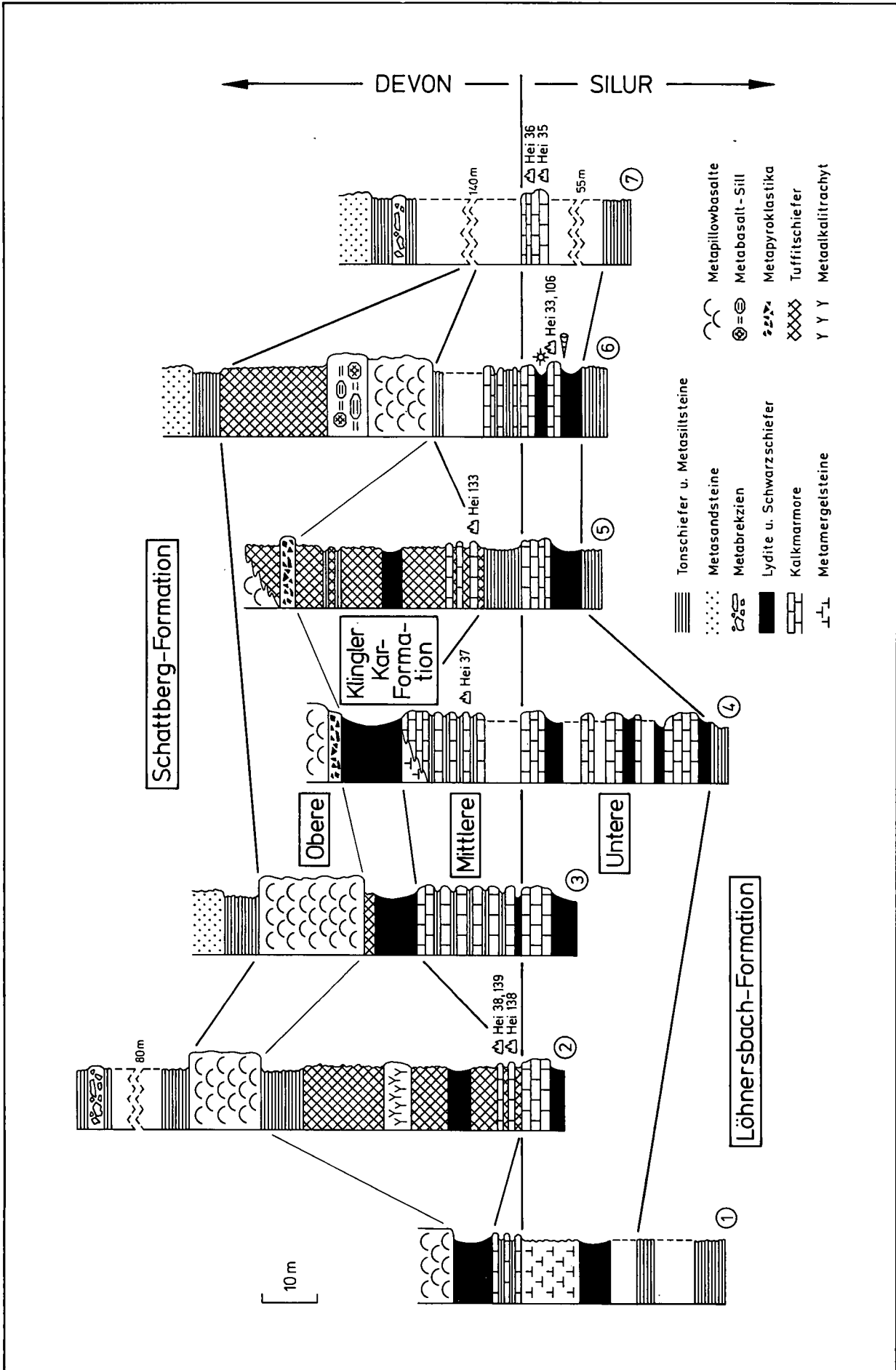


Abb. 3: Stratigraphische Profile durch die Klingler Kar-Formation.

auch durch Metamergelsteine vertreten werden können. Dieser erste Profilabschnitt bezeichnet als Kalkmarmor-Lydit-Wechselfolge die Untere Klingler Kar-Formation. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 10 m und 35 m. Mehrere Marmorlagen enthalten Conodonten (Hei 33, Hei 35, Hei 36, Hei 106), aber auch relativ gut erhaltene Orthocerenschille, die im Profil 6 und auf den Schichtflächen von Lesesteinen unterhalb der Profile 5 und 6 gefunden wurden (Abb. 3). Die Lydite enthalten nicht näher bestimmbare Reste von Radiolarien.

2.2.2. Mittlere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Tonschiefer-Wechselfolge)

Es folgt ein Abschnitt mit rhythmischem, scharfem Wechsel zwischen relativ gleichmäßig gebankten, dünnplattigen Kalkmarmoren und dünnen Tonschiefer- bzw. Metamergelstein-Lagen (Bankmächtigkeiten 0,5 cm–10 cm). Diese Wechselfolge ist nur in einem Teil der Profile mit einer Mächtigkeit von 5 m bis 16 m aufgeschlossen (Abb. 3). In einer Kalkmarmorprobe (Hei 37) gelang der Nachweis von Conodonten. Ansonsten sind keine Fossilien enthalten.

2.2.3. Obere Klingler Kar-Formation (Kalkmarmor-Tuffitschiefer-Wechselfolge und Metavulkanite)

Schließlich folgt in der Klingler Kar-Formation eine vulkanogene Fazies. Sie setzt mit epiklastischen Tuffitschiefern ein, welche von pyroklastischen Brekzien und Pillowlaven überlagert werden. Die Tuffitschiefer sind von grüner oder violetter Farbe und haben häufig eine reliktsche Bänderung. Aufgrund identischer Petrographie und Geochemie sind diese Vulkanite als Äquivalente einer benachbarten, mächtigen basaltischen Vulkanprovinz zu betrachten (HEINISCH, 1986). In den unteren 10 m der vulkanogenen Fazies treten konkordant eingelagert wenige Zentimeter mächtige, reinweiße Kalkmarmorbändchen auf, welche eine für die Altersdatierung wichtige Conodontenfauna geliefert haben (Hei 38, 133, 138, 139).

Über einem Lydit-Schwarzschiefer-Horizont von 2 m bis 10 m Mächtigkeit, der lediglich in den Profilen 6 und 7 fehlt, setzen in allen Profilen durchgehend vulkanogene Gesteine ein, wobei Tuffitschiefer zunächst dominieren. Im Profil 2 findet sich innerhalb dieser Tuffitschiefer ein alkalitrachytische Lage. Gelegentlich sind Tonschiefer zwischengeschaltet. Metabasaltlaven schließen die bunte vulkanogene Folge ab. Sie zeigen zum Teil Pillowstrukturen. Vereinzelt sind basaltische Pyroklastika nachweisbar (metamorphe Lapillituffe und Aschentuffe), die mit den Metabasaltlaven lateral verzahnen können. In Profil 6 findet sich ein Metabasalt-Sill. Die Metavulkanit-Folge im Hangenden des Lydit-Schwarzschiefer-Horizonts umfaßt Mächtigkeiten zwischen 5 m und 35 m (Abb. 3).

2.3. Schattberg-Formation

Die Schattberg-Formation stellt die stratigraphisch höchste im Arbeitsgebiet erfaßbare Einheit dar. Ähnlich wie bei der Löhnersbach-Formation handelt es sich wiederum um eine Wechselfolge aus Tonschiefern, Phylliten, Metasiltsteinen und Metasandsteinen. Allerdings erreicht der Anteil der Metasandstein-Lagen Wer-

te über 80 % und die Bankmächtigkeiten steigen bis zu mehreren Metern an. Als Einschaltungen finden sich Metamikrokonglomerate. In einer Entfernung von 90 m (wahre Mächtigkeit) über dem Top der Klingler Kar-Formation tritt eine Metabrekzien-Lage auf, die einzelne Komponenten bis zu 80 cm Kantenlänge enthält (Abb. 3). Die gesamte Abfolge ist fossilieer.

Aufgrund der sedimentologisch verwertbaren Reliktgefüge ist die Schattberg-Formation als Turbiditsequenz zu interpretieren (HEINISCH, 1986). Ihre Ablagerung erfolgte in proximalen Teilen von Tiefsee-Rinnenfächern. Die gröberklastischen Einschaltungen entsprechen Rinnensedimenten in den Transportkanälen des submarinen Fächers („channeled facies“ sensu WALKER & MUTTI, 1973).

Bis in die Gipfellagen der Höhenzüge des Pinzgauer Spaziergangs ist die Schattberg-Formation in einer Gesamtmächtigkeit von etwa 450 m erhalten. Es ist anzunehmen, daß ein beträchtlicher Anteil erosiv entfernt wurde und mit einer insgesamt deutlich höheren Gesamtmächtigkeit zu rechnen ist.

3. Die Alterseinstufung der Klingler Kar-Formation

3.1. Conodontengewinnung

Innerhalb der Klingler Kar-Formation an der Typlokalität im Talschluß des Löhnersbach-Tales wurden 23 Karbonatgesteinslagen beprobt. Davon waren 9 Proben fündig, wobei 5 Proben stratigraphisch verwertbare Faunen lieferten.

Als Probenemengen wurden in der Regel etwa 3 kg in Teilmengen von je 1 kg in fünfprozentiger Essigsäure aufgelöst. Lediglich bei Dolomitproben wurde fallweise die etwas aggressivere Ameisensäure verwendet. Vor dem ausgeschlammten, säureunlöslichen Rückstand wurden drei Siebfractionen (0,06–0,1 mm, 0,1–0,25 mm, 0,25–0,5 mm) einer Schwereretrennung mit Bromoform unterzogen.

Da trotz Schwereretrennung hohe Rückstandsmengen anfielen, war in vielen Fällen eine weitere Anreicherung mit dem Magnetscheider notwendig. Die Conodonten sammeln sich in der unmagnetischen Fraktion, wobei ein Anreicherungsfaktor von etwa 10 : 1 erreicht werden kann.

Dennoch mußten in der Regel noch große Mengen Rückstand unter dem Binokular bei 25- bis 40-facher Vergrößerung ausgelesen werden. Die höffigste Kornfraktion war diejenige zwischen 0,1–0,25 mm. Einzelne, meist gut erhaltene Exemplare traten auch in der Fraktion zwischen 0,25–0,5 mm auf. Neben nicht mehr verwertbaren Splintern fanden sich auch kleine, zum Teil juvenile Formen in der Fraktion zwischen 0,06–0,1 mm. Der Erhaltungszustand ist generell als schlecht zu bezeichnen, da eine zweiphasige schwachgradige Metamorphose und mehrfache Tektonisierungen über die Gesteine hinweggingen. Wie bereits von SCHÖNLAUB (1979) für Conodonten des alpinen Altpaläozoikums dargestellt, verändert sich in Abhängigkeit vom Metamorphosegrad die Farbe. Nach dem Color-Alteration-Index (CAI) von EPSTEIN, EPSTEIN & HARRIS (1977) schwanken die vorliegenden Conodontenfarben von CAI 5 bis 8 und erreichen damit die höchsten für Conodonten verträglichen Metamorphosegrade. In die-

sem Erhaltungszustand sind die Conodontenelemente durch Umkristallisation, Torsion und Scherung so deformiert, daß die aufgefundenen Reste nicht immer sicher diagnostizierbar sind.

3.2. Conodontenfauna aus der Unteren Klingler Kar-Formation

Die Conodonten aus den Kalkmarmoren der Unteren Klingler Kar-Formation sind sehr selten, klein und fragmentarisch, aber bei einem CAI von 5–6 verhältnismäßig gut erhalten. Vier von neun Conodontenproben waren nach aufwendiger Auslesearbeit fündig und erlauben eine sichere Alterseinstufung.

- Conodontenprobe Hei 33
Lokalität: NW-Rand der Löhnersbach-Schlucht auf Höhe 1780 m, 20 m NW' Profil 6 (vgl. Abb. 2).
Die Fundschicht besteht aus einem dunkelgrauen, dichten, dünnplattigen Kalkmarmor, der umkristallisierte Orthocerreste enthält.
Es fanden sich einzelne nicht näher bestimmbare Splitter von *Ozarkodina* sp. und von astförmigen Conodonten (*Plectospathodus extensus* RHODES 1953 ?).
Ein Alter von Silur bis Unterdevon wird für wahrscheinlich gehalten.
- Conodontenprobe Hei 106
Lokalität: Bacheinschnitt SE' der Löhnersbach-Schlucht auf Höhe 1810 m, 50 m SE' Profil 6 (vgl. Abb. 2).
Der mittelgraue, teilweise hell geflammte Kalkmarmor hat Bankmächtigkeiten zwischen 10 cm und 1,5 m.
Vier Conodontenbruchstücke sind erhalten:
Ozarkodina inclinatus inclinatus (RHODES 1953)
Plectospathodus extensus RHODES 1953
Neopriodontus sp. (= *N. latidentatus* WALLISER 1964 ?)
Hindeodella sp.
Diese Fauna wird in das Ludlowium bis tiefere Unterdevon eingestuft.
- Conodontenprobe Hei 35
Lokalität: Oberhalb des Weges von der Klingler Grundalm in das Klingler Kar, an der W-Seite des Löhnersbaches, ca. 300 m E' der Klingler Hochalm, Höhe 1650 m, Profil 7 (vgl. Abb. 2).
Hellgraue, geflammte Kalkmarmorbänke von Dezimeter-Mächtigkeit wechseln mit dünnen, dunklen Metamergelsteinen ab. Stellenweise sind die Kalkmarmore kieselig.
Die Conodontenfauna ist relativ reichhaltig:
Ozarkodina inclinatus inclinatus (RHODES 1953)
Hindeodella equidentata RHODES 1953
Neopriodontus bicurvatus (BRANSON & MEHL 1933)
Ozarkodina media WALLISER 1957
Plectospathodus extensus RHODES 1953
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL 1933).
Diese sechs Conodonten bilden nach WALLISER (1964) einen Conodonten-Apparat. Außerdem fanden sich:
Ozarkodina eosteinhornensis (WALLISER 1964)
Ozarkodina typica BRANSON & MEHL 1933
Hindeodella sp.
Ligonodina sp.
Belodella sp.
Panderodus sp.
Das Alter der Fauna läßt sich wegen des Auftretens des Index-Leitfossils auf die *eosteinhornensis*-Zone (Přidolium, Obersilur) einengen.
- Conodontenprobe Hei 36
Lokalität: wie Hei 35, 80 cm im Hangenden, stratigraphisch über Hei 36, Profil 7 (vgl. Abb. 2).
Der Kalkmarmor ist dunkelgrau, dicht, mit einer gut ausgebildeten Bankung im 50 cm-Bereich.
Es wurden stark umkristallisierte Bruchstücke (CAI 6) gefunden:
Ozarkodina sp. (= *inclinatus inclinatus* RHODES 1953)
Neopriodontus sp. (= *bicurvatus* BRANSON & MEHL 1933 ?)
Ozarkodina sp. (= *media* WALLISER 1957 ?)
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL 1933).

Die wenigen, schlecht erhaltenen Exemplare dieser Fauna deuten eine ähnliche stratigraphische Position wie Hei 35 an (Obersilur bis Unterdevon).

Insgesamt stammen anscheinend alle bis jetzt aus der Unteren Klingler Kar-Formation erhaltenen Conodonten, wie die eine sicher datierbare Fauna (Hei 35), aus der *eosteinhornensis*-Conodontenzone des höchsten Silurium (Přidolium). Es ist deshalb möglich, daß der lithologische Wechsel von der Unteren zur Mittleren Klingler Kar-Formation mit der Grenze Silur/Devon korrespondiert.

3.3. Conodontenfauna aus der Mittleren Klingler Kar-Formation

Obwohl die Conodontenausbeute dieser Subformation bisher äußerst dürftig war – nur eine von zehn Proben war fündig – haben die wenigen gefundenen, schlecht erhaltenen Bruchstücke (CAI = 6) einen deutlichen Hinweis auf das Alter der Fundschicht geliefert.

- Conodontenprobe Hei 37
Lokalität: Bacheinschnitt SE' der Löhnersbach-Schlucht auf Höhe 1880 m, 60 m SE' Profil 4 (vgl. Abb. 2).
Es handelt sich um eine gut gebankte Kalkmarmor-Metamergelstein-Tonschiefer-Wechselfolge; die dichten, grauen Kalkmarmorbänken wittern cremefarben an, Bankmächtigkeiten zwischen 2 cm und 10 cm treten auf.
Folgende Conodontenbruchstücke wurden gefunden:
Icriodus sp., ex gr. *I. woschmidti* ZIEGLER 1960
Ozarkodina remscheidensis (ZIEGLER 1960)
Hindeodella sp.
Acodina sp.
unbestimmbare Fragmente
Das *Icriodus*-Bruchstück, das mit Sicherheit von einem Conodonten der Formenreihe *I. woschmidti* ZIEGLER 1960 – *I. postwoschmidti* MASHKOVA 1968 – *I. n. sp.* A SCHÖNLAUB 1985 – *I. steinachensis* AL-RAWI 1977 stammt, weist tieferes Unterdevon (Lochkovium bis unteres Pragium) nach.

3.4. Conodontenfauna aus der Oberen Klingler Kar-Formation

Innerhalb der Tuffitschiefer im oberen Teil der Klingler Kar-Formation sind Kalkmarmorbändchen eingeschaltet. Sie haben eine verhältnismäßig umfangreiche, umkristallisierten, kleinwüchsigen und größtenteils weißen Conodontenelementen (CAI = 6 bis 8) geliefert. Alle vier beprobten Kalkmarmor-Lagen waren fündig.

- Conodontenprobe Hei 133
Lokalität: Klingler Kar, Felsvorsprünge 250 m SE' der Löhnersbach-Schlucht, 1820 m Höhe, unterhalb eines kleinen, baumbestandenen Überhangs, Profil 5 (vgl. Abb. 2).
Weiße, verfaltete, zum Teil auch boudinierte Kalkmarmorbändchen liegen in enger Wechsellagerung mit grün-violetten Tuffitschiefern vor; sie erreichen in den Faltenkernen Mächtigkeiten bis 10 cm, sonst bis 2 cm.
Folgende Conodonten haben die kräftige Deformation überdauert:
Ozarkodina sp.
Belodella sp.
unbestimmbare Conodontenfragmente
Das Alter der Fundschicht kann nur als Silur bis Devon bestimmt werden. Die Lithologie ist vollkommen identisch mit den drei folgenden Proben.
- Conodontenprobe Hei 138
Lokalität: E-Teil des Klingler Kares, steiler Hangbereich, Höhe 1890 m, 80 cm unterhalb Hei 38, Profil 2 (vgl. Abb. 2).
Diese grauweiß geflammte, 5 cm mächtige Marmorlage stellt, ebenso wie Hei 133, das tiefste Karbonatband innerhalb der grün-violetten Tuffitschiefer dar.

Folgende Fauna wurde bestimmt:

Pandorinellina steinhornensis steinhornensis (ZIEGLER 1956)
Pandorinellina sp., ex gr. *P. exigua* (PHILIP 1966)
? *Ozarkodina carinthiaca* (SCHULZE 1968)
Hindeodella sp.
Lonchodina sp.
Neopanderodus sp.
Plectospathodus sp.
Belodella sp.
Fischschuppen

Trotz der schlechten Erhaltung kann die Fauna der *gronbergi-* bis *inversus*-Conodontenzone zugeordnet werden. Das Alter der Fundschicht ist demnach oberes Zlichovium bis unteres Dalejium.

○ Conodontenprobe Hei 38

Lokalität: Ostteil des Klingler Kares, steiler Hangbereich, Höhe 1890 m, Profil 2 (vgl. Abb. 2).

Die Probe Hei 38 entstammt der obersten von drei reinweißen, dichten Kalkmarmorlagen von 2 cm bis 10 cm Mächtigkeit, welche isoliert in grün-violette Tuffitschiefer eingeschaltet sind.

Es konnten folgende Arten bestimmt werden:

Polygnathus serotinus TELFORD 1975
Polygnathus cooperi KLAPPER 1971
? *Polygnathus laticostatus* KLAPPER & JOHNSON 1975
(= juvenil)
Polygnathus cf. *pugiunculus* MAWSON 1984
Hindeodella sp.
Angulodus sp.
Ozarkodina sp.
Belodella sp.

Polygnathus serotinus leitet im oberen Unterdevon und tiefsten Mitteldevon (Dalejium bis unterstes Eifelium). Die in offener Nomenklatur bestimmten *Polygnathus*-Arten erscheinen etwas fremdartig. Wenn nicht Deformierungen dafür verantwortlich zu machen sind, dann besteht eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit Formen, die MAWSON (1984) vom oberen Unterdevon Australiens beschrieben hat.

○ Conodontenprobe Hei 139

Lokalität: E-Teil des Klingler Kares, steiler Hangbereich, Höhe 1890 m, 4 m neben Hei 38, Profil 2 (vgl. Abb. 2).

Die reinweiße, 1 cm mächtige Kalkmarmorlage befindet sich etwa im Niveau von Probe Hei 38, ist aber durch eine Zone geringfügiger Durchbewegung abgetrennt. Sie liegt ebenfalls konkordant innerhalb grün-violetter Tuffitschiefer. Folgende Conodonten sind enthalten:

Polygnathus serotinus TELFORD 1975
? *Polygnathus cooperi* KLAPPER 1971
? *Polygnathus inversus* KLAPPER & JOHNSON 1975
? *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (ZIEGLER 1956)
Hindeodella sp.
Ozarkodina sp.
Plectospathodus sp.
Belodella sp.

Wegen *Polygnathus serotinus* ist ebenso wie bei Hei 38 ein Alter vom Dalejium bis zum tiefsten Eifelium sicher. Die schwer identifizierbaren begleitenden Formen deuten aber auf die untere *serotinus*-Zone (unteres Dalejium) hin.

Da die dünnen, conodontenführenden Marmorlagen direkt den basalen Tuffitschiefern zwischengelagert sind, konnte jetzt erstmals der Zeitpunkt des Einsetzens des basaltischen Vulkanismus klar belegt werden. Er liegt innerhalb des oberen Unterdevons, sehr wahrscheinlich innerhalb des Zlichovium.

4. Schlußfolgerungen

Die beschriebenen Profile durch die Klingler Kar-Formation bilden einen ersten stratigraphischen Fixpunkt innerhalb eines großen fossiliferen Gebietes. Aus dieser Tatsache ergeben sich unter Einbeziehung der petrographischen Neubearbeitung der Wildschönauer Schiefer (HEINISCH, 1986) in vielfältiger Hinsicht Konse-

quenzen für die Interpretation des Paläozoikums der Kitzbüheler Grauwackenzone:

① Fazies

Als stratigraphisch tiefste Einheit stellt die Löhnersbach-Formation eine klastische Beckenfazies dar, die durch distale Turbidite beherrscht wird. Die Sedimente entsprechen dem Faziestyp D nach WALKER & MUTTI (1973). Vom ausgehenden Ordovizium bis in das höhere Silur akkumulierten Mächtigkeiten bis zu 1300 m (Abb. 4). Die Ablagerungen können distalen Teilen von Tiefsee-Rinnenfächern zugewiesen werden. Das marine Becken bezog seinen Schutt aus einem in Abtragung befindlichen Kontinentgebiet. Es ist von einer hohen Sedimentationsrate auszugehen, bathymetrische Aussagen können nicht getroffen werden.

Die Klingler Kar-Formation zeigt völlig gegensätzliche Faziesmerkmale. Bei geringer Mächtigkeit von 50–80 m umfaßt sie eine vergleichsweise lange Zeitspanne vom jüngsten Silur (Pridolium) bis mindestens in das oberste Unterdevon (Zlichovium). Unter Stagnation der Zufuhr siliciklastischer Sedimente bildet sich aus dem Faziesbereich distaler Turbidite eine pelagische Tiefschwelle heraus, die kaum mehr von Suspensionsströmen erreicht wird. Es kommt zur Ablagerung von Carbonaten, Schwarzschiefern und Lyditen.

In der Unteren Klingler Kar-Formation dominieren bankige, kondensierte Cephalopodenkalke, im Wechsel mit Lyditen. Sie reicht stratigraphisch vom Pridolium bis an die Wende Silur/Devon.

Die Mittlere Klingler Kar-Formation ist durch einen geringfügigen Anstieg von tonigem Detritus gekennzeichnet, welcher zur Ausbildung von Tonschiefer-Metamergelstein-Wechselfolgen führt. Dieser Abschnitt hat eine stratigraphische Reichweite von der Wende Silur/Devon bis Ende Pragium (= Gedinne, Siegen).

In der Oberen Klingler Kar-Formation setzt der Vulkanismus ein. Zum basischen Vulkanismus gibt es lokal alkalitrachytische Vorphasen. Als erste Zeugen vulkanischer Tätigkeit finden sich turbiditisch angelieferte Tuffitlagen. Diesen Tuffiten sind dünne Kalkmarmorlagen zwischengeschaltet, die ein gleichzeitiges Andauern der Carbonatsedimentation in den basalen Teilen der Oberen Klingler Kar-Formation belegen. Diese Kalkmarmorlagen bilden den obersten stratigraphischen Fixpunkt (oberstes Unterdevon, Zlichovium bis Dalejium = Emsium). Ab diesem Zeitpunkt verändert sich die Geometrie des Meeresbeckens. Durch submarine Vulkanbauten tritt eine Versteilung des Reliefs ein. Pillowlavaströme greifen schließlich über die Fazieszone der Klingler Kar-Formation hinweg und beenden die Existenz der pelagischen Tiefschwelle.

Folgende Punkte sprechen für ein pelagisches Faziesmilieu der Klingler Kar-Formation:

- die im Vergleich zu den anderen Formationen geringe Sedimentationsrate;
- das Vorkommen von kondensierten Cephalopodenkalken mit Anreicherung von in Tiefschwellenfazies bevorzugt auftretenden Makro- und Mikrofossilien (Orthoceren, Conodonten);
- das Auftreten von Lyditen (mit erhaltenen Radiolarienresten);
- das Auftreten von Schwarzschiefern mit Kiesvererzung als Hinweis auf euxinische Fazies in abgeschnürten Kleinbecken innerhalb der Tiefschwelle;
- die Gesamtassoziation von mitkritischen Kalken, Mergeln, Tonschiefern, Kalk-Tonschiefer- bzw. Kalk-

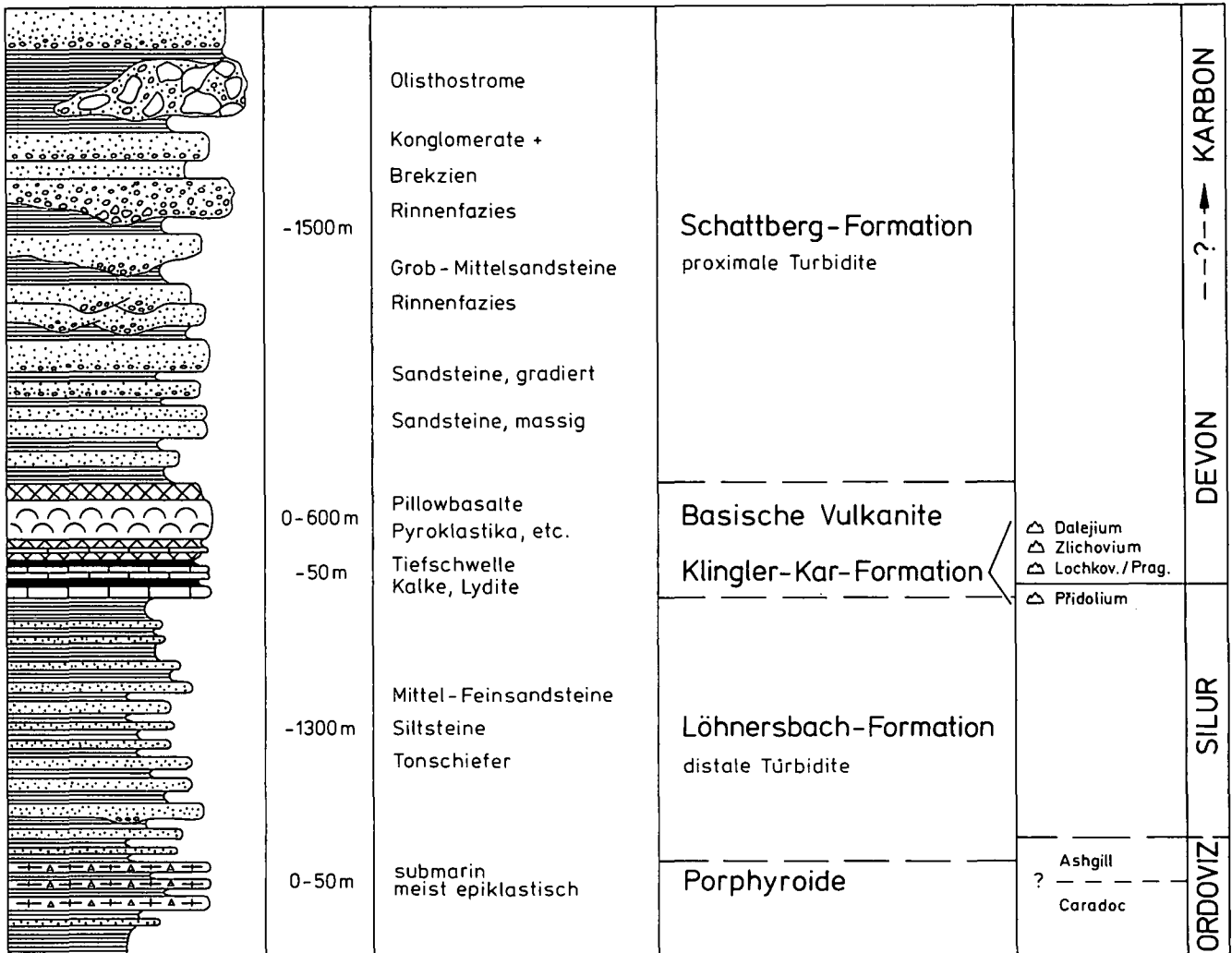


Abb. 4: Schematisierte Interpretation der Faziesentwicklung der Wildschönauer Schiefer, welche ein deutliches „coarsening upwards“ zeigt. Die neue Formationsgliederung wurde nach Daten aus HEINISCH (1986) auf die weitere Umgebung des Arbeitsgebietes übertragen.

Mergel-Wechselfolgen, Lyditen und Schwarzschiefern mit Pillowlaven.

Mit dem Einsetzen der Schattberg-Formation ändert sich das Sedimentationsgeschehen erneut markant: mächtige klastische Sedimentfolgen mit eingeschaltetem Grobanteil (Mikrokonglomerate, Brekzien) überlagern die Klingler Kar-Tiefschwelle und die Äquivalente des basaltischen Vulkanismus. Die Klastika sind als proximale Turbiditsequenzen zu deuten, die lokal in Rinnenfazies vorliegen. Sie werden den proximalen Teilen von Tiefsee-Rinnenfächern zugeordnet und entsprechen dem Faziestyp C nach WALKER & MUTTI (1973). Es ist davon auszugehen, daß syndimentäre Bruchtektonik das Meeresbecken umgestaltete und Resedimentationsvorgänge abliefen.

Die Schattberg-Formation ist stratigraphisch nur nach unten durch die Daten aus der Klingler Kar-Formation abgrenzbar und dürfte demnach etwa im Mitteldevon einsetzen. Es ist plausibel, eine stratigraphische Reichweite bis in das Karbon anzunehmen. Während im hier betrachteten Arbeitsgebiet nur Mächtigkeiten von etwa 450 m erhalten sind, könnten in benachbarten Bereichen bis zu 1500 m mächtige Klastika in der Fazies proximaler Turbidite nachgewiesen werden (HEINISCH, 1986).

Für die fazielle Entwicklung des Ablagerungsraumes der Wildschönauer Schiefer ergibt sich das Bild eines

typischen „coarsening upwards“, unterbrochen von der Sonderentwicklung der Klingler Kar-Tiefschwelle und einer kurzzeitig aktiven basaltischen Vulkanprovinz (Abb. 4).

② Stratigraphie

Mit Hilfe der beschriebenen Profile läßt sich erstmals der Beginn des basaltischen Vulkanismus in der Kitzbüheler Grauwackenzone klar stratigraphisch fassen. Die Daten sind deshalb besonders beweiskräftig, weil die Datierung durch Carbonatlagen erfolgte, die basalen Tuffitlagen direkt zwischengeschaltet sind. Diese Tuffitlagen stellen epiklastisch umgelagerte, allochthone Vulkanklastite dar, die nur über kurze Distanzen lateral transportiert worden sein dürften. Im Hangenden sind unmittelbare Faziesübergänge zu autochthonen Vulkaniten, wie Pillowlaven, Pillowbrekzien und anderen Pyroklastika, festzustellen. Für die Alkalitrachytlage, welche den basalen Tuffitlagen eingeschaltet ist, kann ebenfalls eine stratigraphische Untergrenze angegeben werden. Offen bleibt für die Vulkanitfolgen die stratigraphische Obergrenze.

Die vulkanogene Fazies ist nach den Ergebnissen der Kartierung in ihrer Gesamtheit als ein Äquivalent der mächtigen basaltischen Abfolgen in der Kitzbüheler Grauwackenzone zu verstehen. Diese basaltischen Vulkanite wurden bisher als ordovizisch betrachtet. Da die

nun vorliegende stratigraphische Datierung von räumlich eng benachbarten Profilen stammt, muß offenbleiben, ob der basaltische Vulkanismus in der Kitzbüheler Grauwackenzone überall synchron einsetzte. Dieses Problem wird derzeit an weiteren Lokalitäten untersucht. Solange keine gegenteiligen Daten vorliegen, erscheint es allerdings sinnvoll, von einer Ausbreitung des basaltischen Vulkanismus mit geringmächtigen alkalitrachytischen Vorphasen im höchsten Unterdevon auszugehen. Dies widerspricht völlig der bisher gültigen Modellvorstellung. Der basaltische Vulkanismus kann damit nicht als Vorphase des weitverbreiteten oberordovizischen Porphyroid-Vulkanismus interpretiert werden, sondern stellt ein vollkommen eigenständiges magmatisches Ereignis dar.

Die vergleichsweise einfachen, nur geringfügig durch Vertikalversätze beeinträchtigten Lagerungsverhältnisse erlauben es, die Klingler Kar-Formation als Leithorizont lateral weiterzuverfolgen. Die neuen Daten bilden damit auch den entscheidenden Schlüssel zum Verständnis des geologischen Baustils in der Kitzbüheler Grauwackenzone.

Weiterhin ergibt sich eine vom bisherigen Modellbild völlig abweichende stratigraphische Reichweite der Wildschönauer Schiefer. Die Annahme, daß der Großteil der Wildschönauer Schiefer ordovizischen Alters sei, führte zum geodynamischen Modell einer Eugeosynklinalphase (MOSTLER, 1970) bzw. eines Taphrogeosynklinalstadiums (MOSTLER, 1984) im tieferen und mittleren Ordovizium, das schließlich in die Bildung ozeanischer Kruste einmündete.

Nach den neuen Daten akkumulieren die Hauptmächtigkeiten der Klastika erst wesentlich später, nämlich im Silur und Devon. Siliciklastika devonischen Alters mit den Kennzeichen proximaler Turbidite waren bisher weder im Gebiet der Kitzbüheler Grauwackenzone noch im übrigen ostalpinen Altpaläozoikum bekannt.

③ Paläogeographie, Geotektonik

Die grundlegende Veränderung in der Datenbasis macht eine gründliche Revision der geotektonischen Modelle notwendig. Im Arbeitsgebiet ist eine Ozeanbodenbildung nicht nachzuweisen (HEINISCH, HERTOGEN & SCHLAEGEL, 1987). Allerdings weist die Tiefschwellenfazies der Klingler Kar-Formation auf die Existenz eines offen-marinen Bereiches ab dem höchsten Silur hin. Der Hauptteil der klastischen Sedimente der Kitzbüheler Grauwackenzone trägt die eindeutigen Kennzeichen eines Randbeckens in Nähe eines Kontinentgebietes. Die Fazies kleinräumig verzahnender mariner Rinnenfächersysteme bleibt über lange erdgeschichtliche Zeiträume (Oberordovizium bis mindestens Mitteldevon, evtl. Karbon) konstant. Geotektonische Modelle, die von der Existenz einer ordovizischen ozeanischen Kruste sowie ordovizisch-silurischen Subduktionssystemen mit abschließender Kollisionsorogenese ausgehen, werden daher durch die neuen Daten aus der Kitzbüheler Grauwackenzone nicht gestützt.

Wildschönauer Schiefer in proximaler Flyschfazies (Schattberg-Formation) entwickeln sich im höheren Devon und reichen mit deutlichem „coarsening upwards“ möglicherweise bis in das Karbon hinauf. Dies zeigt, daß der wesentliche geotektonische Umbruch nicht einer im Ordovizium oder Silur ablaufenden kaledonischen Gebirgsbildung zugeordnet werden kann. Es ist wesentlich plausibler, den entscheidenden geotektonischen Wandel im alpinen Paläozoikum als Akt der va-

riszischen Orogenese zu sehen, wie es bereits von HEINISCH & SCHMIDT (1976) gefordert wurde.

Dank

Die vorliegende Arbeit stellt einen Teilaspekt des Forschungsprogrammes „Untersuchungen zum basischen Vulkanismus der Nördlichen Grauwackenzone“ dar und wurde aus Mitteln der DFG gefördert. Die Geologische Bundesanstalt Wien gewährte Zuschüsse zu den Geländearbeiten im Rahmen der geologischen Landesaufnahme Österreichs.

Literatur

- AL-RAWI, D.: Biostratigraphische Gliederung der Tentakuliten-Schichten des Frankenwaldes mit Conodonten und Tentakuliten (Unter- und Mittel-Devon, Bayern, Deutschland). – *Senckenbergiana lethaea*, **58**, 25–79, 7 Abb., 1 Tab., 8 Tab., Frankfurt a. M. 1977.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont studies No. 1, 2. – *Univ. Missouri Studies*, **8**, 168–259, Taf. 13–21, Columbia 1933.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. & MOSTLER, H.: Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 343–378, Wien 1980.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. & HARRIS, L. D.: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **995**, 27 S., Washington 1977.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 257–303, Wien 1976.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian–Variscan cycle. – *Geol. Rdsch.*, **73/1**, 47–68, Stuttgart 1984.
- HEINISCH, H.: Der ordovizische „Porphyroid-Vulkanismus“ der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Unveröff. Diss. Univ. München, 253 S., München 1980.
- HEINISCH, H.: Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – Unveröff. Habilitationsschrift, Fakultät für Geowiss. Univ. München, 291 S., München 1986.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 459–482, Stuttgart 1976.
- HEINISCH, H., HERTOGEN, H. & SCHLAEGEL, P.: REE- und Spurenelement-Daten von basaltischen Metavulkaniten aus dem ostalpinen Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone/Österreich. – In Vorbereitung 1987.
- HEINISCH, H. & SPRENGER, W.: Neue Daten zur Petrographie und Fazies der Wildschönauer Schiefer im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbüheler Grauwackenzone. – In Vorbereitung 1987.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: WOLF, K. H. (Ed.): *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*, 1–36, Amsterdam (Elsevier) 1976.
- HOSCHEK, G., KIRCHNER, E. Ch., MOSTLER, H. & SCHRAMM, J.-M.: Metamorphism in the Austroalpine Units between Innsbruck and Salzburg (Austria) – A synopsis. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 335–341, Wien 1980.
- KLAPPER, G.: Sequence within the conodont genus *Polygnathus* in the New Yorker lower Middle Devonian. – *Geologica et Palaeontologica*, **5**, 59–79, 1 Abb., 5 Tab., 3 Taf., Marburg/Lahn 1971.
- KLAPPER, G. & JOHNSON, D. B.: Sequence in conodont genus *Polygnathus* in Lower Devonian at Lone Mountain, Nevada. – *Geologica et Palaeontologica*, **9**, 65–77, 4 Abb., 3 Taf., Marburg/Lahn 1975.

- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: eine Arbeitshypothese. – Z. dt. geol. Ges., **128**, 185–207, Hannover 1977.
- MASHKOVA, T. V.: Konodonty roda *Icriodus* BRANSON & MEHL 1938, iz Borshchovskogo i Chortkovskogo gorizontov Podolii. – Dokl. Akad. Nauk. SSSR, **182**, 941–944, 1 Taf., Moskau 1968 (russisch).
- MAWSON, R.: Australian Devonian (Lochkovian – early Eifelian) Conodont Assemblages and Evolution. – Thesis (Earth Sciences Macquarie University): XIII+205 S., 22 Abb., 8 Tab., 28 Taf., North Ryde/Australien 1984.
- MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A.: Mechanics of flow and deposition: I. Turbidites and deep water sedimentation. – In: SEPM Pacific Short Course, 1–38, Los Angeles 1973.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festbd. Geol. Inst. 300 J.-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck 1970.
- MOSTLER, H.: Erfassung basischer Massengesteine im Raum Mittersill – Zell am See – Salzburg. – Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **5**, 105–115, Wien 1984.
- OBERHAUSER, R. (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs. – XIX+699 S., 164 Abb., Wien (Springer) 1980.
- PHILIP, G. M.: Middle Devonian conodonts from the Moore Creek Limestone, Northern New South Wales. – J. Proc. Roy. Soc. New South Wales, **100**, 151–161, 3 Taf., Sydney 1966.
- PICKERING, K. T.: Transitional submarine fan deposits from the late Precambrian Kongsfjord Formation submarine fan, NE Finnmark, N. Norway. – Sedimentology, **30**, 181–199, Oxford 1983.
- RHODES, F. H. T.: Some British Lower Palaeozoic conodont faunas. – Phil. Trans. Roy. Soc. London, **B237**, 261–334, 20 Abb., 4 Tab., Taf. 20–33, London 1953.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonts. – In: CHLUPAC, I., LUKES, P., PARIS, F. & SCHÖNLAUB, H. P.: The Lochkovian-Pragian Boundary in the Lower Devonian of the Barrandian Area (Czechoslovakia). – Jb. Geol. B.-A., **128/1**, 9–41, 17 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Wien 1985.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **130**, 133–245, 18 Abb., 18 Tab., 1 Karte, Taf. 16–20, Stuttgart 1968.
- SPRENGER, W.: Geologische Kartierung des oberen Löhnersbachtals und Untersuchungen zur Lithostratigraphie und Biostratigraphie im Westteil der Nördlichen Grauwackenzone (Salzburg, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. München, VIII+141 S., 68 Abb., 10 Tab., 3 Taf., 5 Anl., München 1985.
- TELFORD, P. G.: Lower and Middle Devonian conodonts from the Broken River Embayment North Queensland, Australia. – Spec. Pap. Palaeont., **15**, 1–96, 9 Abb., 6 Tab., 16 Taf., London 1975.
- TOLLMANN, A.: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – XXIII, 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke) 1973.
- WALKER, R. G. & MUTTI, E.: Turbidite facies and facies associations. – SEPM Pacific Short Course, 119–158, Los Angeles 1973.
- WALLISER, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **85**, 28–52, 3 Abb., 1 Tab., Taf. 1–3, Wiesbaden 1957.
- WALLISER, O. H.: Conodonten des Silurs. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 1–106, 10 Abb., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden 1964.
- ZIEGLER, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zоргensis-Kalk. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **84**, 93–106, 1 Tab., Taf. 6–7, Wiesbaden 1956.
- ZIEGLER, W.: Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). – Paläont. Z., **34**, 169–201, 2 Abb., 3 Tab., Taf. 13–15, Stuttgart 1960.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Jänner 1987.