

Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten

von H. Kozur⁺)

Zusammenfassung

Die Inneren Westkarpaten werden auf das Gebiet südlich der Marceany-Lubenik-Linie beschränkt. Nördlich dieser tektonischen Linie und südlich der Pieninischen Klippenzone liegen die Zentralen Westkarpaten. In den Zentralen Westkarpaten lassen sich starke Faltungen und Metamorphose varistische (wahrscheinlich sudetischen) Alters beobachten und auch varistische Granite sind hier verbreitet. In den Inneren Westkarpaten gab es keine sudetischen oder jüngere varistische orogene Bewegungen. In der südlichen Einheit der Inneren Westkarpaten (Bükk-, Uppony- und Szendrő-Gebirge) läßt sich keine varistische Orogenese erkennen. In der nördlichen Einheit (Gemeriden-Paläozoikum und Meliata-Gruppe) können im Gemeriden-Paläozoikum bretonische orogene Bewegungen und epizönale Metamorphose nicht ausgeschlossen werden.

Die stratigraphische Abfolge des südlichen Teils der Inneren Westkarpaten vom Mitteldevon bis zur Obertrias (? Jura) wird diskutiert. Die tektonische Entwicklung der Trias des Igaler Troges und des Bükk-Gebirges scheint mit einer breiten Riftstruktur verbunden zu sein. Die Bruchbewegungen vor der Riftbildung begannen im Pelson. Im Karn sind in diesem Gebiet Tiefwassersedimente mit Flyschcharakter weit verbreitet. Die Entwicklung der Meliata-Trias ist mit derjenigen des Bükk-Gebirges verbunden. Die Telekes-Einheit des Rudabanya-Gebirges ist eine

⁺) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol.Dr.sc.Heinz Kozur,
Staatliche Museen, Schloß Elisabethenburg, DDR-61 Meiningen

Deckenstruktur (Rudabanya-Decke). Das Mecsek/Villany-Gebiet und seine nordöstlichste Fortsetzung zum Apuseni-Gebirge sind Teil einer tektonischen Einheit, die südöstlich des Igaler Troges und damit eindeutig südlich der Westkarpaten liegt. Das terrigene Material, das im Oberladin, Karn (und möglicherweise im Rhät und Lias) in den Igaler Trog sowie das Ablagerungsgebiet der Bükk-Trias und der Meliata-Gruppe geschüttet wurde, stammt von dieser tektonischen Einheit. Das Villany- und Mecsek-Gebirge sowie das nördliche Apuseni-Gebirge besitzen keine "nördlichen" Trias- und Jurafaunen. Im nördlichen Apuseni-Gebirge kommen *Pseudofurnishius murcianus*, *Lutkevichinella egeleri*, *Leviella sohni*, *Theelia tubercula* und andere südliche Elemente vor, die typisch für das Oberladin und Karn der dinarischen und westmediterranen Faunenprovinz sind. Die möglichen Wanderwege der "nördlichen Elemente" werden diskutiert.

Summary

The Inner West Carpathians are restricted to the region south of the Margecany-Lubenik line. North of this tectonic line and south of the Pieniny Klippen Belt the Central West Carpathians are situated. In the Central West Carpathians strong folding and metamorphosis of Hercynian age (most probably connected with the Sudetic phase) as well as Hercynian granites can be observed. In the Inner West Carpathians no Sudetic or younger Hercynian phases can be observed. In the southern unit of the Inner West Carpathians (Bükk, Uppony and Szendro Mountains) no Hercynian orogenesis was present. In the northern unit (Gemic Paleozoic and Meliata group) Bretonic orogenetic movements and epizonal metamorphosis cannot be excluded in the Gemic paleozoic.

The stratigraphic succession of the southern unit of the Inner West Carpathians from the Middle Devonian up to the Upper Triassic (? Jurassic) is discussed. The tectonic development of the Triassic of the Igal trough and the Bükk Mountains seems to be related to a broad rift structure. The pre-rift faulting began in the Pelsonian. In the Carnian deep water sediments of flysch character are widely distributed in this area. The development of the Meliata Triassic is clearly related to the Bükk Triassic. The Telekes Unit of the Rudabanya Mountains is a nappe structure (Rudabanya nappe). The Mecsek/Villany region and its northeastern continuation to the Apuseni Mountains are part of a tectonic unit that lies SE of the Igal trough and therefore clearly south of the West Carpathians. The terrigenous material that was deposited in the Upper Ladinian, Carnian (and possibly in the Rhaetian and Liassic) of the Igal trough, the Bükk Mountains and the Meliata group derived from this tectonic unit. The Villany and Mecsek Mountains as well as the northern Apuseni Mountains have no "northern" Triassic and Jurassic faunas. In the northern Apuseni Mountains *Pseudofurnishius murcianus*, *Lutkevichinella egeleri*, *Leviella sohni*, *Theelia tubercula* and other southern elements typical for the

Upper Ladinian and Carnian of the Dinaric and Westmediterranean faunal provinces occur. The possible migration routes of the "northern" elements are discussed.

Danksagung

Für großzügige Unterstützung der Arbeit möchte ich folgenden Damen und Herren recht herzlich danken: Prof. Dr. K. BALOGH, Budapest, Prof. Dr. J. FÜLÖP, Budapest, Dr. S. KOVÁCS, Budapest, Dr. E. MIRĂUȚA, Bukarest, Dr. R. MOCK, Bratislava, Prof. Dr. H. MOSTLER, Innsbruck, Dr. E. NAGY, Budapest, Prof. Dr. D. PATRULIUS, Bukarest, Prof. Dr. E. VÉGH, Budapest.

Die Klärung der geologischen Entwicklung des südlichen Teils der Inneren Westkarpaten während des Paläozoikums und des tieferen Mesozoikums ist entscheidend wichtig für das Verständnis der geologischen Entwicklung der Westkarpaten und von Teilen des Untergrundes des Pannonischen Beckens. Die Inneren Westkarpaten werden hier auf den Bereich südlich der Margecany-Lubenik-Linie (Gemerische Narbe) beschränkt. Bükk-Gebirge (einschließlich seiner südlichen Fortsetzung, die von jüngeren Sedimenten überlagert ist), Uppony- und Szendrő-Gebirge bilden die südliche Einheit, das Gemeriden-Paläozoikum und die überwiegend mesozoische Meliata-Gruppe die nördliche Einheit der Inneren Westkarpaten. Die bei D. ANDRUSOV; J. BYSTRICKÝ et O. FUSÁN (1973) ebenfalls zu den Inneren Westkarpaten gestellten autochthonen bis parautochthonen Einheiten des Tatricums und Veporicums sowie das sicher ursprünglich zwischen diesen beiden Einheiten gelegene Fatricum werden hier zu den Zentralen Westkarpaten gestellt. Ihre voralpidische tektonische Vorgeschichte unterscheidet sich grundsätzlich von derjenigen der Inneren Westkarpaten s.str. Die Zentralen Westkarpaten unterlagen starken varistischen Faltungen und Metamorphose und stellenweise sind varistische Granite häufig. Faltung und Metamorphose standen wahrscheinlich im Zusammenhang mit der sudetischen Phase (D. ANDRUSOV 1968).

Stärkere bretonische orogene Bewegungen sind nicht auszuschließen. In der südlichen Einheit der Inneren Westkarpaten treten dagegen weder varistische Faltungen noch varistische Metamorphose auf (vgl. H. KOZUR et R. MOCK 1979). In der nördlichen Einheit der Inneren Westkarpaten können sudetische und jüngere varistische Faltungen und Metamorphose ausgeschlossen werden (vgl. H. KOZUR, R. MOCK et H. MOSTLER 1976). Bretonische oder reussische orogene Bewegungen und Metamorphose lassen sich beim gegenwärtigen Kenntnisstand weder eindeutig beweisen noch ausschließen, da noch keine präzisen Altersangaben aus der Gelnica- und der Rakovec-Gruppe vorliegen.

Im folgenden sollen einige wichtige Aspekte der geologischen Entwicklung der südlichen Einheit der Inneren Westkarpaten aufgezeigt werden, wobei auch Beziehungen zur nördlichen Einheit sowie zum südlichen Vorland der Westkarpaten diskutiert werden. Wie neuere Conodontenfunde (H. KOZUR et R. MOCK 1977a und unpublizierte Daten aus dem Szendrő-Gebirge) zeigen, stimmt die paläozoische Abfolge im Szendrő- und Uppony-Gebirge weitgehend überein. Über vielfach massigen Kalken folgt jeweils eine Wechsellagerung von Schiefen (deren Anteil nach dem Hangenden zunimmt), Kalken, z.T. auch Sandsteinen und Kieselschiefen. Im Uppony-Gebirge konnten diese Schichten in das untere Oberdevon bis Visé eingestuft werden (vgl. H. KOZUR et R. MOCK 1977a). Im Szendrő-Gebirge wurden in diesem Komplex in einer Probe Conodonten des Visé nachgewiesen. Bisher wurde dieser Komplex hier in das Liegende mitteldevonischer korallenführender Kalke eingestuft. Es ist zu erwarten, daß auch im Szendrő-Gebirge der gesamte Bereich vom tieferen Oberdevon bis zum Visé in der oben genannten Wechsellagerung enthalten ist. Die unterlagernden massigen Kalken führen im Szendrő-Gebirge an einigen Stellen Korallen, die nach MIHÁLY (1978) in das Mitteldevon eingestuft werden können. Die gleiche Einstufung kann für die fossilfreien

massigen Kalke des Uppony-Gebirges angenommen werden, da sie unmittelbar unterhalb des fossilbelegten Oberdevons liegen. Über der Schiefer-Kalk-Wechsellagerung folgen im Uppony-Gebirge Schiefer und Kieselschiefer, die nur noch im basalen Teil ganz vereinzelt geringmächtige Kalkbänke enthalten. Aus der obersten dünnen Kalkbank im unteren Teil dieser Abfolge wurde eine mittelkarbonische Conodontenfauna nachgewiesen. Die gleiche Conodontenfauna tritt auch im Eisenbahneinschnitt Nr. 1 bei Nagyvisnyó (Benennung der Aufschlüsse nach K. BALOGH 1964) auf. Damit kann die Ansicht von K. BALOGH (1964) bestätigt werden, daß die Schichtenfolge des Uppony-Gebirges das unmittelbare Liegende der Schichtenfolge des Bükk-Gebirges darstellt. Die von K. BALOGH (1964) aufgezeigte stratigraphische Abfolge der permischen und triassischen Schichten wurde durch die mikropaläontologischen Untersuchungen bei H. KOZUR et R. MOCK (1977b) bestätigt, wobei gleichzeitig mit Hilfe von Conodonten einige Präzisierungen der Alterseinstufungen vorgenommen werden konnten. Die stratigraphisch jüngsten im Bükk-Gebirge nachgewiesenen Schichten gehören zum Sevat (Obernor). Nach den Verhältnissen im Rudabanya-Gebirge und in der Meliata-Gruppe der Südslowakei ist jedoch anzunehmen, daß auch Rhät und Jura im Bükk-Gebirge abgelagert, aber später wieder abgetragen wurden. Gerölle dieses sicher ebenfalls anchimetamorphen Juras sollten sich in den Gosaukonglomeraten am Südrand des Uppony-Gebirges nachweisen lassen. Im Rudabanya-Gebirge konnte S. KOVÁCS über conodontenführenden norischen Kalken eine ziemlich mächtige feinklastische Folge (Schiefer, kieselige Schiefer, vereinzelt Kieselschiefer) nachweisen. Obwohl bisher aus dieser Abfolge keine Fossilien untersucht wurden, ist ein rhätisch-unterjurassisches Alter nach der geologischen Situation sehr wahrscheinlich. In der Meliata-Gruppe tritt in der Lokalität Honce über karnischen Schiefen und tualischen bis norischen Kalken eine Abfolge von dunklen fleckigen Schiefen und Fleckenmergeln auf, die im unteren Teil einzelne geringmächtige Quarzite enthält, und nach oben in eine Schiefer-Kieselschiefer-Wechsellagerung übergeht, die von hellen, kristallinen "Tithon-Kalken" überlagert wird. In dieser Abfolge wurden in einer Probe jurassische Radiolarien nachgewiesen, so daß hier oberhalb der norischen Kalke Rhät und Jura folgen dürfte. Ausgehend von der weitgehenden Übereinstimmung der Bükk und Meliata-Obertrias kann man vermuten, daß auch das Rhät und der Jura im Bükk-Gebirge eine ähnliche Ausbildung zeigten, wie in der Meliata-Gruppe der Lokalität Honce.

Nach der kurz skizzierten stratigraphischen Abfolge, die besonders im Paläozoikum gegenüber den bisherigen Vorstellungen wesentlich präzisiert werden konnte, und den faziellen Ausbildungen läßt sich für den Zeitraum vom Mitteldevon bis zur obersten Trias (? Jura) folgende geologische Entwicklung der südlichen Einheit (Szendrő-, Uppony-, Bükk-Gebirge) der Inneren Westkarpaten rekonstruieren. Im Mitteldevon treten weit verbreitet mächtige massige Flachwasserkalke, z.T. wohl Riffkalke, auf. Im Oberdevon erfolgte eine Absenkung und es wurde eine Schiefer-Kalk-Wechselfolge abgelagert, die bis zum Visé reicht und im Szendrő-Gebirge stellenweise auch sandige Schüttungen enthält.

Innerhalb dieser Folge nimmt nach dem Hangenden der Anteil der feinklastischen Sedimente zu, so daß schließlich ein fließender Übergang in die mittelkarbonische Flyschentwicklung (Äquivalent des Hochwipfelflyschs der Karnischen Alpen) mit Schiefern und Kiesel-schiefern erfolgt. Anzeichen für initialen Vulkanismus können beobachtet werden. Die Flyschfolge endet im höheren Mittelkarbon mit einer Heraushebung ohne Faltung und Metamorphose, die im höheren Mittel-, und vor allem im Oberkarbon zur verbreiteten Ablagerung von Flachwasserkarbonaten mit Korallen und Fusuliniden führte. Die mitteldevonische bis karbonische Abfolge der südlichen Einheit der Inneren Westkarpaten stimmt weitgehend mit der Abfolge im Medvenica-Gebirge sowie in den östlichen Südalpen überein. Im Unterschied zu den Dinariden und östlichen Südalpen, wo marines Unterperm weit verbreitet ist, wurde bisher im Bükk-Gebirge und im Igaler Trog noch kein marines Unterperm belegt. Es ist unklar, ob marines Unterperm primär fehlt oder sekundär abgetragen wurde, wie das auch in den Südalpen und Dinariden häufig der Fall ist. Zumindest für den südwestlichen Igaler Trog ist ein primäres Vorhandensein von marinem Unterperm wahrscheinlicher als primäres Fehlen oder kontinentale Entwicklung des Unterperms. Mit der Ablagerung bunter terrestrisch-lagunärer (? mittelpermischer) Schichten, die weitgehend der Val-Gardena-Formation entsprechen, und dem darüber folgenden Übergang in marine dunkle oberpermische Kalke und Mergel besteht wieder volle Übereinstimmung mit der Entwicklung in den Dinariden und den östlichen Südalpen. Der Übergang zur Trias ist weitgehend kontinuierlich. Über dunklen oberpermischen Kalken folgen helle oolithische Kalke, die schon zur Untertrias gestellt wurden. Darüber liegt eine geringmächtige, aber markante Schieferlage, darüber folgen wiederum Kalke und schließlich Schiefer und Kalke. In den oolithischen Kalken zwischen den sicher oberpermischen dunklen Kalken und Mergeln und der oben genannten markanten Schieferlage wurden in einer Probe aus dem Sebesviz völgy Paraparchitacea nachgewiesen. Diese Ostracoden sprechen sehr für ein oberpermisches Alter der oolithischen Kalke unterhalb der Schieferlage. Gleichzeitig spricht das Fehlen stenohaliner mariner Ostracoden für leicht hypersalinare Bildungsbedingungen in diesem stratigraphischen Niveau. Bis zum Mittelanis hält die Sedimentation von vorwiegend karbonatischen Flachwassersedimenten an. Dann beginnt nach einer kurzen Emersionsphase im höheren Anis ein kräftiger saurer bis intermediärer Vulkanismus, der seinen Höhepunkt im Ladin hat. Während die Vulkanite anfangs wohl überwiegend subaerisch entstanden, waren die letzten Effusionen bereits submarin. Dann erfolgte eine rasche Absenkung, die im Karn zur Ablagerung mächtiger feinklastischer Sedimente (Schiefer, z.T. Sandsteine) mit Einschaltungen von Kiesel-schiefern und vereinzelten Kalken führte. Basische Vulkanite (z.T. mächtige Pillow-laven) sind häufig. Die karnischen Sedimente zeigen alle Merkmale von Tiefwassersedimenten in Flyschentwicklung (Laba-Phase). Anzeichen für submarine Rutschungen (Kalkolistolithe, intra-formationelle Breccien) sind weit verbreitet. Die Schüttung des terrigenen Materials erfolgte offensichtlich aus Süden oder Südosten (vgl. H. KOZUR et R. MOCK 1973, R. MOCK 1978). Im Nor kam es zu einer Heraushebung, wobei eine Gliederung in Schwel-

len (mit Flachwasserkalken) und Tröge (mit Hornsteinknollenkal-ken) bestehen blieb. Ob der karnische Vulkanismus noch bis zum Nor anhielt (K. BALOGH 1979), ist derzeit eine offene Frage. Wie die mittelkarbonische Flyschentwicklung wurde auch die kar-nische Flyschentwicklung durch eine Heraushebung ohne Faltung und Metamorphose beendet. Das Gebiet blieb dadurch hochmobil, schon im Rhät kam es offensichtlich wieder zu einer Absen-kung, und im Jura wurde wohl analog zu der Entwicklung in der Meliata-Gruppe die Tiefwasserentwicklung fortgesetzt. Die nahezu perfekte Übereinstimmung der Triasabfolge (und der mitteldevonischen bis oberpermischen Abfolge) der südlichen Einheit der Inneren Westkarpaten mit der Ausbildung im Medvenica-Gebirge läßt vermuten, daß auch im gesamten Igaler Trog vom Mitteldevon bis zur Obertrias eine ähnliche Ausbildung wie in diesen Gebie-ten herrschte.

Die eugeosynklinale Entwicklung in der Trias ist offensichtlich an jene Krustensegmente gebunden, die zur Zeit der varistischen Orogenese zwar eine eugeosynklinale Ausbildung, aber keine Fal-tung, Metamorphose und Granitbildung aufweisen (vgl. H. KOZUR et R. MOCK 1979). Dadurch blieb die Kruste in diesen Gebieten mobil und war hier wahrscheinlich auch dünner als in den vari-stisch gefalteten und metamorphen Gebieten (mit häufigen vari-stischen Graniten). Die tektonische Entwicklung in der Trias ist also eindeutig durch die varistische Entwicklung vorge-zeichnet. Sie läßt sich am besten durch das Aufsteigen eines Manteldiapirs bzw. unter Berücksichtigung des gesamten Igaler Troges als breite riftähnliche Bildung erklären. Der Beginn des Aufstiegs von Mantelmaterial führte zur Aufwölbung in der späteren Riftachse. Dadurch kam es zur Entstehung des Emersions-horizonts im höheren Anis des Bükk-Gebirges. Gleichzeitig erfolgte in den nördlichen Randbereichen eine Absenkung. So ist es zu erklären, daß etwa gleichzeitig mit der Heraushebung im Bereich des Bükk-Gebirges in der Rudabanya-Trias (Telekes-Einheit im Sinne von S. KOVÁCS) und in der Meliata-Gruppe im Pelson die Sedimentation der massigen hellen Karbonate beendet wurde und die Ablagerung von Rotkalken begann, die vermutlich in Wassertiefen zwischen 50 und 200 m gebildet wurden. Häufige Spaltenfüllungen mit pelsonischen Rotkalken in den unterlagern-ten hellen massigen Kalken (z.B. Lokalität Meliata in der Meliata-Gruppe und an mehreren Stellen im Telekes-Tal in der Telekes-Einheit der Rudabanya-Trias) zeigen eine erhöhte tek-tonische Aktivität und beginnende Bruchbildung ab dem Pelson an. In illyrischen Rotkalken im südlichen Verbreitungsgebiet der Meliata-Gruppe finden sich reichlich klastische Quarze. Diese Ablagerungen stimmen im Alter mit dem Emersionshorizont im Bükk-Gebirge bzw. auch schon mit dem beginnenden Vulkanismus in diesem Gebiet überein. Das belegt den engen räumlichen Zusammenhang zwischen den Sedimentationsgebieten der Bükk- und Meliata-Trias, der sich auch aus der sehr ähnlichen Tiefwas-serentwicklung (Flysch) im Karn, dem ähnlichen obertriassischen Ophiolith-Magmatismus und der gemeinsamen Zugehörigkeit zur dinarischen Faunenprovinz (nachgewiesen vom Pelson bis zum Nor) ergibt. Auch die Rotfärbung der oberanischen Kalke könnte eventuell auf die lateritischen Verwitterungsprodukte während

der Emersionsphase im Bükk-Gebirge zurückzuführen sein. Natürlich setzt dies ein hohes Redoxpotential in den Ablagerungsgebieten der Rotkalk voraus, wobei die Rotfärbung auch in situ entstehen könnte.

In der weiteren Entwicklung der Rift-Zone kam es zunächst zum Aufschmelzen tieferer Krustenteile, wodurch im zentralen Riffbereich ein kräftiger saurer bis intermediärer Vulkanismus bewirkt wurde. Das weitere Aufsteigen von Mantelmaterial (Asthenolith) führte dann im Oberladin und vor allem im Karn zu einer starken Dehnung und Absenkung der überlagernden Kruste, wodurch entlang von Brüchen und Dehnungsspalten Mantelmaterial aufdringen konnte. Dabei entstanden Gabbros und weit verbreitet Diabase. Hiezu gehören auch die mächtigen Pillowlaven von Szarvaskő, die früher in die Oberkreide gestellt und bei H. KOZUR et R. MOCK (1977b) in die Trias eingestuft wurden. Die Absenkung im Bereich der Bükk-Trias war im Karn sehr stark. Teilweise wurden die karnischen Sedimente unterhalb der triassischen Kalklösungsgrenze abgelagert. Wenn man daraus auch keine absoluten Wassertiefenangaben herleiten kann, da die Tiefenlage der triassischen Kalklösungsgrenze unbekannt ist, so muß man nach sedimentologischen und mikropaläontologischen Daten doch mit Wassertiefen von weit mehr als 1000 m rechnen. Da auch das nördlich anschließende Gebiet (Ablagerungsraum der Meliata- und Rudabanya-Trias) varistisch nicht versteift war, wurde es mit in die starken karnischen Senkungen einbezogen und es kam auch hier zu verbreitetem Vulkanismus. In der Meliata-Gruppe sind basische Vulkanite im Karn weit verbreitet und auch Ultrabasite kommen vor. In der Telekes-Einheit der Rudabanya-Trias treten in der Obertrias alkalibetonte intermediäre Vulkanite auf. Nach dem Modell der Deckenentstehung und -herkunft in den Inneren und Zentralen Westkarpaten nach H. KOZUR et R. MOCK (in Druck) ist die Telekes-Einheit der Rudabanya-Trias eine Decke (Rudabanya-Decke). Ihr Ablagerungsgebiet lag ursprünglich nördlich der Meliata-Trias. Dadurch erklärt sich auch der abweichende obertriassische Vulkanismus in einer Einheit, die heute zwischen der Bükk- und Meliata-Trias mit ihrem weitgehend übereinstimmenden karnischen Vulkanismus liegt. Auch BALOGH (1979) hält die Rudabanya-Trias für eine Decke, falls das Vorkommen der Meliata-Trias im Rudabanya-Gebirge bewiesen werden kann.

Während die Nordflanke des Igaler Rifttrogens in die Senkung miteinbezogen wurde, kam es südöstlich des Igaler Troges im höheren Ladin und Karn offensichtlich zu Hebungen, die bis zum Lias mit unterschiedlicher Intensität (am stärksten im Karn und Rhätolias) angehalten haben müssen. Aus dieser Hebungszone erfolgten die klastischen Schüttungen, die im Karn und wohl auch im Rhät und Lias (vgl. Ausbildung der Meliata-Gruppe bei Honce) zur Schüttung von sandigem Material in die überwiegend schieferrige Folge führten. Das würde gut mit der Existenz einer Schwellenregion übereinstimmen, die sich vom Villany- und Mecsek-Gebirge weit nach NE verfolgen läßt, und die am SE-Rand des Igaler Troges lag (vgl. J. FÜLÖP 1979). Ihre Fortsetzung ist im Bihor-"Autochthon" (Apuseni-Gebirge, Rumänien) zu suchen (vgl. D. PATRULIUS; M. BLEAHU et al. 1971; D. PATRULIUS 1976). Die Jura- und Kreideentwicklung des Villany-Gebirges und des Bihor-"Autochthons" stimmen z.T. bis ins Detail überein (vgl. D.

PATRULIUS 1976). Unterschiede in der Triasausbildung (bei übereinstimmender Faziesabfolge und weitgehend fehlender Obertrias) lassen sich dadurch erklären, daß das Bihar-"Autochthon" in der streichenden Fortsetzung etwas südlicher als das Villany-Gebirge lag.

Im Anis, wo im Bükk-Gebirge die klastischen Schüttungen fehlen, herrschte im Villany- und Mecsek-Gebirge sowie auf der nach NE verlaufenden Schwellenregion bis hin zum Bihar-"Autochthon" flachmarine karbonatische Ausbildung. In dieser Zeit konnten also keine klastischen Schüttungen von S-SE in den Igaler Trog erfolgen, was mit den geologischen Gegebenheiten übereinstimmt. Zur gleichen Zeit, als im Bükk-Gebirge die klastischen Schüttungen von Süden her einsetzten, endete die marine Entwicklung im Mecsek-Gebirge und es setzten limnisch-brackische und danach limnisch-terrestrische Sedimente ein, die jeweils die Existenz einer über dem Meeresspiegel reichenden Hebungzone voraussetzten. Im Lias tritt die Grestener Fazies auf, so daß auch zu dieser Zeit klastische Schüttungen aus Süden in den Igaler Trog möglich wären. Genau zu den Zeiten, wo in der Bükk-Meliata-Trias (und Rhätolias?) klastische Schüttungen auftreten, existierten also auf der vom Villany- und Mecsek-Gebirge nach NE reichenden Schwellenzone Sedimente, welche die unmittelbare Nachbarschaft von sedimentliefernden, wohl an diese Schwellenzone gebundenen, Hebungsgebieten voraussetzen, bzw. in diesem stratigraphischen Intervall treten größere Schichtlücken auf. Daher könnte die vom Villany- und Mecsek-Gebirge nach NE reichende Schwellenzone durchaus das Liefergebiet für die klastischen Schüttungen im Bükk-Gebirge bzw. im gesamten Igaler Trog gewesen sein. Das spricht für den autochthonen oder parautochthonen Charakter dieser Schwellenregion, wie das auch J. FÜLÖP (1979) darlegte. Sie könnte auch eines der Herkunftsgebiete der klastischen Schüttungen im Karn der innerdinarischen Entwicklung sein. Die ursprüngliche Position des Villany- und Mecsek-Gebirges ist in letzter Zeit sehr umstritten, wobei die unterschiedlichen Positionen bei F. HORVÁTH; A. VÖRÖS et K.M. ONUOHA (1979) anschaulich aufgezeigt werden. Nach dem extrem mobilistischen Modell lagen das Mecsek- und Villany-Gebirge ursprünglich neben den Tatriden (vgl. auch I. VARGA, 1978). Nach einem weiteren mobilistischen Modell (D. PATRULIUS; M. BLEAHU et al., 1971) wurde eine gewaltige Horizontalverschiebung etwa entlang des Südrandes des Igaler Troges in Betracht gezogen, wobei ebenfalls das Mecsek- und Villany-Gebirge in der Trias und im Jura in eine weit nördlichere, den Tatriden benachbarte Position gelangen würden. Ausgangspunkt für diese Überlegungen sind einerseits "nordische" Faunen in der Trias und vor allem im Jura des Villany- und Mecsek-Gebirges sowie des Bihar-"Autochthons" und des Codru-Deckensystems im nördlichen Apuseni-Gebirge, und andererseits angebliche lithologisch-fazielle Übereinstimmungen in der Trias zwischen Tatricum und Bihar-"Autochthon" (und Villany-Gebirge), zwischen Feniş- und Križna-Decke, zwischen Dieva- und Choč-Decke sowie Vaşcău-Decke und Gemeriden-Trias (= Silica-Decke nach H. KOZUR et R. MOCK, 1973), die bei D. PATRULIUS, M. BLEAHU et al. (1971) aufgezeigt wurden. Doch schon D. PATRULIUS (1976) konnte nachweisen, daß fast alle der angeblichen lithologischen Übereinstimmungen in der Trias auf

stratigraphischen Fehlbestimmungen beruhten, die vielfach erst durch die vermeintlichen Übereinstimmungen initiiert wurden. So stellte sich z.B. heraus, daß die angeblichen Lunzer Schichten der Finiş-Decke in Wirklichkeit norisches Alter haben. Anhand der neueren stratigraphischen Daten konnte D. PATRULIUS (1976) nachweisen, daß in der Trias- und Jurausbildung des nördlichen Apuseni-Gebirges und der verglichenen Einheiten der Westkarpaten (s.o.) grundsätzliche Unterschiede bestehen. Die starken Unterschiede in der Triasausbildung werden auch durch die neuesten stratigraphischen Ergebnisse in den Westkarpaten und im Apuseni-Gebirge untermauert. Besonders wichtig sind die Unterschiede in den nun gut untersuchten Mikrofaunen, die selbst in faziell gleichartigen und gleichaltrigen Sedimenten zwischen den Westkarpaten einerseits sowie dem Villany/Mecsek-Gebirge andererseits auftraten. In diesem Zusammenhang ist der Nachweis von *Pseudofurnishius murcianus* van den BOOGARD im Cordevol der Vălani-Decke (nördlichste Einheit des Codru-Deckensystems des nördlichen Apuseni-Gebirges) durch H. KOZUR et E. MIRĂUȚA (in Vorbereitung) entscheidend wichtig. Diese Conodontenart wurde bisher nur in der westmediterranen (= sephardischen) Faunenprovinz sowie in NW-Jugoslawien (westlicher Teil der dinarischen Faunenprovinz) nachgewiesen. Sie ist in allen ihren bisher bekannten Vorkommen an eine Assoziation ohne *Gondolella* und *Gladigondolella* gebunden. Meist ist nur *Pseudofurnishius murcianus* van den BOOGARD einschließlich der zugehörigen Zahnreihenconodonten des Apparates dieser Art anzutreffen. Gelegentlich ist die Gattung *Pseudofurnishius* auch mit *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL) vergesellschaftet. In zwei Proben aus dem Cordevol des Coupe de Strimtura (Vălani-Decke, vgl. D. PATRULIUS, D. GHEORGHIAN et E. MIRĂUȚA, 1976) wurde jetzt *Pseudofurnishius murcianus* van den BOOGARD erstmalig zusammen mit *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV, *G. tadpole* HAYASHI, *Metapolygnathus diebeli* (KOZUR et MOSTLER) und *M. mostleri* (KOZUR) nachgewiesen. Fast gleichzeitig konnten H. KOZUR, CH. MULDER-BLANKEN und O.J. SIMON (in Vorbereitung) in zwei Proben aus der Betischen Zone von SE-Spanien *P. murcianus* van den BOOGARD zusammen mit *M. diebeli* (KOZUR et MOSTLER) und in einer Probe zusammen mit *Gondolellen* nachweisen. *P. murcianus* van den BOOGARD ist also keine auf die westmediterrane (= sephardische) Faunenprovinz beschränkte und an leicht hypersalinare Bildungsbedingungen gebundene Art. Sie ist vielmehr eine faziesbrechende Art mit hoher ökologischer Toleranz, die auch noch in flachen, leicht hypersalinaren Ablagerungsgebieten existieren konnte, wo keine andere triassische Conodontenart mehr vorkam. Im Cordevol von Strimtura findet sie sich zusammen mit *Gladigondolella* und *Gondolella* in Ablagerungen, deren reiche Ostracodenfaunen Wassertiefen von mindestens 200 m und euhaline Bildungsbedingungen anzeigen. Das Vorkommen von *P. murcianus* van den BOOGARD im Cordevol des nördlichen Apuseni-Gebirges spricht entschieden für eine südliche Position dieses Gebietes in der Trias und ganz entschieden gegen eine Verbindung mit dem Nordteil des Westkarpatischen Sedimentationsraumes. Hier wurden durch den Autor und vor allem durch Dr. R. MOCK, Bratislava, zahlreiche Proben aus verschiedenen Faziesbereichen im Langobard und Cordevol untersucht, wo der Lebensbereich der Gattung *Pseudo-*

furnishius liegt. Keine dieser Proben erbrachte trotz teilweiser sehr reicher Conodontenführung den Nachweis von *Pseudofurnishius*. So kann man das Vorkommen von *Pseudofurnishius* in den Westkarpaten mit Ausnahme der Meliata-Serie und der Bükkg-Trias wohl ausschließen. Lediglich aus diesen beiden genannten Einheiten der Inneren Westkarpaten wurden im Langobard und unteren Cordevol noch keine Conodonten nachgewiesen. Der Nachweis von *Pseudofurnishius murcianus* van den BOOGARD in diesen Einheiten würde aber die südliche Position des Apuseni-Gebirges in der Trias nur weiter bekräftigen, da niemand daran zweifelt, daß diese Einheiten in der Trias südlicher als die Decken der Westkarpaten und die übrigen autochthonen oder parautochthonen Einheiten der Westkarpaten lagen. Auf die extreme Position TOLLMANNs, daß die Silica-Decke ihre Wurzelzone südlich des Bükkg-Gebirges hatte, braucht hier nicht eingegangen zu werden, da sie allen geologischen Daten und dem langjährigen Erfahrungsschatz der hier arbeitenden Geologen diametral widerspricht. Neben *P. murcianus* van den BOOGARD und *M. truempyi* (HIRSCH), die offensichtlich aus SW nach dem nördlichen Apuseni-Gebirge eingewandert sind (über die Südalpen und NW-Jugoslawien), gibt es im Apuseni-Gebirge auch Conodonten, die für die balkanische Conodonten-Subprovinz sensu K. BUDUROV (1975) typisch sind, wie z.B. *Gondolella bakalovi* (BUDUROV et STEFANOV), die charakteristischste Form der balkanischen Conodonten-Subprovinz. Für eine im Vergleich zu den Westkarpaten südlichere Lage des Apuseni-Gebirges sprechen auch die Ostracodenfaunen. Sie führen im tieferen Langobard reichlich *Lutkevichinella egeleri* KOZUR, eine unterlangobardische Ostracodenleitform der Falloticythere mulderae-Zone sensu O.J. SIMON et H. KOZUR (1976). Diese Art ist im tieferen Langobard der Vălani-Decke (Coupe de Căbeşti, Bereich der Proben 3-1 bis 3-7 nach D. PATRULIUS; D. GHEORGHIAN, et E. MIRĂUȚA, 1976) weit verbreitet. Diese Proben wurden bisher in das oberste Fassan eingestuft, da sie erheblich über der Ladinbasis und unmittelbar unterhalb des Einsetzens von *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL) liegen. Weiteres Probenmaterial aus dem gleichen stratigraphischen Bereich dieser Lokalität erbrachte jetzt aber den Nachweis von *M. mungoensis* (DIEBEL) in einer sehr conodontenarmen Assoziation. Als weitere langobardische Leitform der westmediterranen Faunenprovinz wurde *Leviella sonni* KOZUR nachgewiesen. Auch die Gattung *Falloticythere* tritt mit einer neuen Art auf, die jetzt auch in der Betischen Zone nachgewiesen wurde. *Lutkevichinella egeleri* KOZUR ist bisher nur aus der westmediterranen Faunenprovinz bekannt. Das gleiche gilt auch für die Gattung *Falloticythere*, deren primitivste unbeschriebene Vertreter aber auch in der asiatischen Faunenprovinz (z.B. in der nördlichen Dobrogea) sowie ganz vereinzelt in den südlichen Beckeneinheiten der nördlichen Kalkalpen auftreten. *Leviella sonni* KOZUR ist ebenfalls eine charakteristische Leitform für die westmediterrane Faunenprovinz und kommt auch in Nevada vor. Keine dieser Formen konnte bisher in den Westkarpaten oder in den Nordalpen nachgewiesen werden. Dagegen sind sie jeweils in den Meeren südlich und südwestlich der triassischen Tethys sehr häufig bzw. sogar dominierende Elemente. Ein wichtiges dinarisch-westmediterranes Element ist auch *Theelia tubercula* KRISTAN-TOLLMANN. Diese und

weitere für das Cordevol der dinarischen und westmediterranen Faunenprovinz charakteristische Theelienarten kommen auch in der Vălani-Decke des nördlichen Apuseni-Gebirges vor, während sie selbst in den südlichsten Deckeneinheiten der Westkarpaten fehlen, und hier wie in den übrigen Decken der Westkarpaten und im Balatonhochland durch reiche Holothurienassoziationen mit *Theelia koeveskalensis* KOZUR et MOSTLER ersetzt werden. Die cordevolischen Flachwasserholothurien nördlich und nordwestlich des Igaler Troges und der Nordalpen unterscheiden sich grundsätzlich von jenen Faunen, die man südöstlich und südlich des Igaler Troges sowie in den Südalpen und in der westmediterranen Faunenprovinz finden kann. Das gleiche Bild zeigen die Flachwasserostracoden des Langobards und Cordevols und nach den neuesten Funden von *Pseudofurnishius murcianus* van den BOOGARD auch diese wichtige Conodontenart. Diese Mikrofaunen zeigen damit eindeutig an, daß das nördliche Apuseni-Gebirge, und damit auch die im Streichen nach SW folgende Region bis zum Villany-Gebirge südlich bzw. südöstlich des Igaler Troges lag und eine entschieden südlichere Position einnahm als die nördlichen Westkarpaten, mit denen diese Region in den extrem mobilistischen Auffassungen in Verbindung gebracht wird. Wenn Apuseni-, Mecsek- und Villany-Gebirge in der Trias in unmittelbarer Nachbarschaft der Tatriden gelegen hätten, dann wären die faunistischen Unterschiede zwischen diesen beiden Gebieten unerklärbar. Die relative Lage des nördlichen Apuseni-Gebirges und des südwestlich anschließenden Gebietes zu den Westkarpaten war ganz offensichtlich in der Trias die gleiche wie heute. Dagegen spricht auch nicht das Fehlen von *Gladigondolella* im Anis des Mecsek- und Villany-Gebirges, wodurch Übereinstimmung mit den anisischen Conodontenfaunen der austroalpinen Provinz vorgetäuscht wird (im Anis des nördlichen Apuseni-Gebirges ist *Gladigondolella* teilweise vorhanden). Auch im Anis (und sogar im Ladin) des westlichen Balkans fehlt *Gladigondolella*, und selbst in die westlichen Südalpen konnte *Gladigondolella* nicht vordringen. Da *Gladigondolella* an tieferes Wasser gebunden ist, fehlt sie in ausgeprägten Flachwasserfaunen der asiatischen und dinarischen Provinz, während sie bei Wassertiefen von mehr als 30-50 m schon ab dem Anis regelmäßig auftritt. Dagegen fehlt sie in der austroalpinen Provinz auch in anisischen Beckensedimenten mit größeren Wassertiefen. Die limnisch-brackischen Ostracodenfaunen des höheren Ladins und der Obertrias des Mecsek-Gebirges sind endemisch, wie das für insulare Regionen zu erwarten ist. Die Schwellenregion, die sich in der Obertrias vom Villany-/Mecsek-Gebirge bis zum Bihor-"Autochthon" und Gilau-Massiv erstreckte, war also offensichtlich zu dieser Zeit allseitig von hinreichend breiten Meereströgen umgeben, die einen Austausch der limnisch-brackischen Ostracodenfaunen dieses Gebietes zumindest mit den Faunen des Germanischen Beckens verhinderten. Dagegen erfolgte entlang des Karpatenostandes und des Nordrandes der asiatischen Tethys ein reger Austausch der limnisch-brackischen Ostracodenfaunen des Prikaspi-Gebietes und des Germanischen Beckens, so daß z.B. im Oberanis in beiden Gebieten Brackwasserfaunen auftreten, die im Artenspektrum fast völlig übereinstimmen. Zwischen den limnisch-brackischen obertriassischen Ostracodenfaunen der

Mösische Plattform und des Mecsek-Gebirges bestand möglicherweise ein Austausch.

Auch makrofaunistisch bestehen klare Unterschiede zwischen dem nördlichen Apuseni-Gebirge (selbst seiner nördlichsten Einheit, dem Bihor-"Autochthon") und den Zentralen Westkarpaten, mit deren allochthonen und autochthonen Einheiten es bisher immer verglichen wurde. Diese Unterschiede wurden bisher dadurch verschleiert, daß man mehr Wert auf die "nördlichen" (oder sogar als "germanisch" bezeichneten) Elemente legte als auf die dinarischen. Bei diesen "germanischen" Elementen handelt es sich um Formen, die sowohl im Germanischen Becken als auch in der austroalpiner und dinarischen Faunenprovinz auftreten, und die daher keinerlei Hinweise auf die triassischen Faunenwanderwege und die triassische Paläogeographie geben. Zum Beispiel sind *Elegantina elegans*, *Coenothyris vulgaris* und *Punctospirella fragilis* aus dem Peştiş-Schiefer des Bihor-"Autochthons" Formen, die sowohl im Germanischen Becken häufig sind als auch u.a. in der dinarischen Faunenprovinz vorkommen. Man kann daher solche Formen nicht als "nördliche" oder "germanische" Faunen und ihre Anwesenheit als Beweis für eine nördliche Position des nördlichen Apuseni-Gebirges ansehen. Dagegen sind z.B. *Aulocothyris geyeri* BITTNER und *A. cf. incurvata* BITTNER aus dem Peştiş-Schiefer dinarische Elemente, die weder im Germanischen Becken, noch in der austroalpiner Faunenprovinz vorkommen. Alle genannten faunistischen Verbindungen in der Trias zeigen einerseits an, daß das Gebiet vom nördlichen Apuseni-Gebirge bis zum Villány-/Mecsek-Gebirge in der Trias eine wesentlich südlichere Position einnahm als die Westkarpaten und andererseits belegen sie anschaulich, daß die Lage dieses Gebietes zu den benachbarten Einheiten (Dinariden, Westbalkan, Südkarpaten, Mösische Plattform, Igaler Trog) in der Trias die gleiche war wie heute. Jede größere relative Lateralverschiebung gegen die benachbarten Einheiten würde unlösbare Probleme hinsichtlich der Faunenwanderwege der triassischen Faunen dieser Region aufwerfen. Daher kann z.B. das Apuseni-Gebirge nicht erst in der Oberkreide, als sich in einem Gürtel vom nördlichen über das südliche Apuseni-Gebirge, Banat, die Getische Decke, das Danubische Autochthon, Vitoscha-Gebirge bis nach Teilen Anadolien die Banatite (Granodiorite) bildeten, in seine heutige tektonische Position gelangt sein. Die Grestener Fazies im Lias des Mecsek-Gebirges ist kein Beweis für die Zugehörigkeit des Mecsek-Gebirges zum Nordsaum der Tethys, denn sie kann bei Existenz eines größeren Landgebietes oder einer über dem Meeresspiegel liegenden Schwellenregion auch an beliebigen anderen Stellen im Randbereich zum Meer entstehen. Die "nordische" Affinität der jurassischen Faunen bei den Ammoniten und Brachiopoden kann durchaus fazielle Gründe haben. Außerdem sind die Faunenwanderwege ungenau bekannt. So tritt die "nordische" Fauna auch in den Südkarpaten, im Westbalkan, in der Perşani-Decke der Ostkarpaten, in der Nord-Dobrogea und in Teilen Anadolien auf (vgl. D. PATRULIUS, 1962, und F. HORVÁTH; A. VÖRÖS et K.M. ONUOHA, 1979). Bevor man aus der Faunenverteilung Rückschlüsse auf die Paläogeographie ziehen kann, müssen erst die Faunenwanderwege genau bekannt sein. Gerade im Jura können Tiefwassertröge unüberwindbare Barrieren (für Flachwas-

serfaunen) oder bevorzugte Faunenwanderwege (für einige pelagische Faunenelemente, z.B. Radiolarien) sein, je nach den ökologischen Ansprüchen der untersuchten Faunengruppen. So könnten theoretisch die "nordischen" jurassischen Faunenelemente auch von Osten, oder sogar von Süden her in das nördliche Apuseni-Gebirge eindringen, ohne in die weiter nordwestlich gelegenen Gebiete zu gelangen. Dafür spricht u.a., daß in der Perşani-Decke der Ostkarpaten, in den gesamten Südkarpaten, im Westbalkan sowie in der Nord-Dobrogea nur "nordische" Brachiopodenfaunen auftreten. Eine Tiefwasserentwicklung im Bereich des Igaler Troges und der Inneren Dinariden könnte sehr wohl eine Faunenscheide für das weitere Vordringen der "nordischen" (Flachwasser)faunenelemente nach NW, W und SW gewesen sein, zumal die "nordischen" Faunenelemente nach den Faziesverhältnissen in Süddeutschland und NW-Europa sicherlich Flachwasserfaunen waren. Auf diese Weise wäre ein Eindringen solcher Faunen in die Gebiete nördlich und westlich des Igaler Troges (d.h. Westkarpaten, Transdanubische Mittelgebirge, Alpen) von Süden und Osten sowie in die Dinariden von Norden her nicht möglich gewesen. Andererseits bestanden ähnliche Faziesbarrieren auch für ein Vordringen der "nordischen" Flachwasserfaunen vom nördlichen Küstensaum der Alpen und Westkarpaten nach Süden. Dagegen könnten die pelagischen mediterranen Faunen von Südosten her ungehindert in den größten Teil der jurassischen Sedimentationsräume der Alpen und von hier nach Nordosten über die Transdanubischen Mittelgebirge in den größten Teil der Westkarpaten (außer dem unmittelbaren Nordsaum) vordringen. So läßt sich die auf den ersten Blick ohne Berücksichtigung der faziellen Ansprüche der Faunen seltsam erscheinende Faunenverteilung im Jura ohne größere Lateralverschiebungen erklären, die allesamt eine triassische Paläogeographie ergeben würden, nach der die triassischen Faunenwanderungen nicht erklärbar wären.

Literatur

- ANDRUSOV, D. (1968): Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. - Verl.Slowak.Akad.Wiss., 168 S., Bratislava.
- ANDRUSOV, D.; BYSTRICKÝ, J. & O. FUSÁN (1973): Outline of the structure of the Western Carpathians. - X. Congr.KBGA, guide-book geol.excurs., S. 1-44, Bratislava.
- BALOGH, K. (1964): A Bükkhegység földtani kepzödményei. - MÁFI Evk., 48/2/, S. 242-719, Budapest.
- BALOGH, K. (1979): On the North Hungarian mountains built up by Paleo-Mesozoic rocks. - Vortrag Hármaskút.
- BUDUROV, K. (1975): Die triassischen Conodontenprovinzen auf dem Territorium Bulgariens. - Dokl.Bolgar. AN, 28 (12), S. 1681-1684, Sofia.
- FÜLÖP, J. (1979): Az északmagyarországi paleozoikum nagyszerkezeti helyzete. - Vortrag Hármaskút.
- HORVÁTH, F.; VÖRÖS, A. & K.M. ONUOHA (1979): Plate tectonics of the western Carpatho-Pannonian region: A working hypothesis. - Acta Geol.Acad.Sci.Hung., 21/4/, S. 207-221, Budapest.
- KOZUR, H. (1973): Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. - Geol.Paläont. Mitt.Innsbruck, 3 (8), S. 1-41.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1973): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. - Geol.zborn., geol.Carpatica, 24/3, S. 265-274, Bratislava.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1977a): On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains/North Hungary/. - Acta Min.Petrogr., 23/1/, S. 91-107, Szeged.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1977b): Conodonts and holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains/North Hungary/. - Acta Min.Petrogr., 23/1/, S. 109-126, Szeged.
- KOZUR, H. & R. MOCK (1979): Zur Frage der varistischen Orogenese und des Alters der Faltung und Metamorphose im innerwestkarpatischen Raum. - Geol.zborn., geol. Carpathica, 30/1/, S. 93-97, Bratislava.
- KOZUR, H. & R. MOCK (in Druck): Entstehung und Herkunft der Decken in den Inneren und Zentralen Westkarpaten.
- KOZUR, H.; MOCK, R. & H. MOSTLER (1976): Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der "unteren Schichtenfolge" von Ochtiná(Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). - Geol.Paläont.Mitt.Innsbruck, 6, 1, S. 1-29.
- KOZUR, H. & H. MOSTLER (1972): Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. - Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 21, S. 777-810, Innsbruck.
- MIETTO, P. & M. PETRONI (1979): I conodonti a piattafirma del limite Anisico-Ladinico nella sezione di San Ulderico nel Tretto. - Mem.sci.geol.Univ.Padova, 32, S. 4-11, 2 Abb., 2 Taf., Padova.
- MIHÁLY, S. (1978): Die mitteldevonischen Tabulaten des Szendröer Gebirges. - Geol.Hungarica, ser.geol., 18, S. 117-191, Budapest.

- MOCK, R. (1978): Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. - In: Paleogeographical evolution of the West Carpathians. - S. 321-342, Bratislava.
- PATRULIUS, D. (1962): Affinités provinciales et voies de migration de quelques faunes jurassiques des Carpates roumaines et de l'avant-pays carpatique. - Coll. Jurassique, Luxembourg, 1962, Comptes Rendus, Mém., S. 519-525, Luxembourg.
- PATRULIUS, D. (1971): Unitatea de Vălani: Un nou element structural al sistemului pinzelor de Codru (Munții Apuseni). - Dări seamă șed., 57, S. 155-171, București.
- PATRULIUS, D. (1976): Les Formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux: Correlation chronostratigraphique et faciale. - Rev. Roumaine géol., géophys., géogr., 20 (1), S. 49-57, București.
- PATRULIUS, D.; BLEAHU, M., et al. (1971): The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathian bend. - In: Guidebook to excursions of the IInd Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association. - Guidebooks to excursions, 8, 86 S., Bucharest.
- PATRULIUS, D.; BLEAHU, M., et al. (1979): The Triassic Formations of the Bihor Autochthon and Codru nappe-system (Apuseni Mountains). - III. Triassic Colloquium of the Carpatho-Balkan Geological Association, 21 S., Bucharest.
- PATRULIUS, D.; GHEORGHIAN, D. & E. MIRĂUȚA (1976): Corrélation biochronologique du Calcaire de Roșia, Formation triassique du système des nappes de Codru (Monts Apuseni). - Dări seamă șed., 62, S. 121-133, București.
- RAMOVŠ, A. (1977): Skelettapparat von *Pseudofurnishius murcianus* (Conodontophorida) in der Mitteltrias Sloweniens (NW-Jugoslawien). - N.Jb. Geol. Paläont. Abh., 153 (3), S. 362-399, Stuttgart.