

HEINZ KOZUR — RUDOLF MOCK\*

**ZUR FRAGE DER VARISTISCHEN OROGENESE UND DES ALTERS  
DER FALTUNG UND METAMORPHOSE IM INNERWESTKARPATISCHEN RAUM**

(1 Abb.)

**Résumé:** De nouvelles classifications stratigraphiques ont permis, grâce aux conodontes, d'exclure l'existence de plissements et de métamorphisme sudétiques et hercyniens dans les Gémérides (partie septentrionale de la zone interne des Carpates occidentales). De même, il est tout à fait exclu que les monts Uppony et Bükk (partie méridionale de la même zone) et probablement aussi le mont Szendrő — que l'on n'a pas étudié — aient pu être le siège d'un plissement et d'un métamorphisme hercyniens, qui sont tous deux alpins.

Les régions peu ou pas affectées par l'orogénèse hercynienne sont de zones eugéosynclinales très mobiles attribuées au Ladinien et au Carnien (Trias moyen et supérieur). Certes, les couches s'étendant du Dévonien supérieur au Trias moyen ainsi que les séquences eugéosynclinales ladinienno-carniennes ont été soulevées après que le flysch s'est développé, mais elles n'ont pas subi de plissement et pas davantage de métamorphisme. Ce dernier n'a agi que beaucoup plus tard, après le Tithonien et avant le dépôt des couches de Gosau.

**Резюме:** На основе новых стратиграфических данных, полученных помощью конodontов, можно в гемеридах (северная часть внутренней зоны Западных Карпат) исключить судетскую и более молодую герцинскую складчатости и метаморфизмы. Герцинскую складчатость и метаморфизм можно полностью исключить в южной части внутренней зоны Западных Карпат в неизученных горных массивах Уппонь и Бюкк и вероятно также Сэндэр. Складчатость и метаморфизм здесь относятся к альпийскому времени.

Подвергшиеся немного или не подвергшиеся совсем герцинскому орогенезу регионы являлись очень подвижными эвгеосинклинальными зонами не только во время девона и карбона, но также и во время ладина и карна (средний и верхний триас). Эвгеосинклинальные комплексы ладина и карна были подняты после осадки флиша, но процессам складчатости и метаморфизма они подверглись только позже, после титона и до госау.

Die Gemeriden (Südslowakei), das Uppony-, Szendrő und Bükk-Gebirge (Nordungarn) werden als Teile der innerwestkarpatischen Zone angesehen. Ihre tektonische Entwicklung in der alpidischen Ära gleich auffällig derjenigen der innerdinarischen Zone (Vardar-Zone, nach NW bis zum Medvednica-Gebirge) und auch der südalpinen Entwicklung. Das altersmässig bisher kaum eingestufte Paläozoikum dieses Bereichs zeigt eine epizonale Metamorphose, wobei das präkarbonische Paläozoikum der Gemeriden etwas höher metamorph ist als im Uppony- und Szendrő-Gebirge. Die Einstufung des oberen Teils der „unteren Schichtenfolge“ von Ochtiná (Gemeriden) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A) durch H. Kozur, R. Mock und H. Mostler (1976) schliesst eine sudetische Faltung aus, da die Obervisé- und Serpukhovian-Conodontenfaunen aus dem oberen Teil der „unteren Schichtenfolge“ gewonnen wurden.

\* DrSc. H. Kozur, Staatliche Museen Meiningen, Schloss Elisabethenburg, 61 Meiningen, DDR. Dr. R. Mock, Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie der Naturwissenschaftlichen Fakultät, Komenský Universität, Gottwaldovo nám. 19, 88602 Bratislava.

den, der keinerlei Anzeichen von orogenen Bewegungen zeigt. Auch zur Zeit der erzgebirgischen und asturischen Phase erfolgten in den Gemeriden nur epirogenetische und allenfalls germanotype Bewegungen, aber keine Faltungen. Die Metamorphose des Unterkarbons von Ochtiná und aller jüngeren, ebenfalls epimetamorphen paläozoischen Schichten der Gemeriden ist alpidisch, da sie die gleich Stärke aufweist, wie die Metamorphose der triassischen Meliata-Serie, die auf dem Paläozoikum der Gemeriden aufliegt. Die „untere Schichtenfolge“ des Karbons von Ochtiná, die im unteren Teil basische Effusiva aufweist, beginnt wohl im tieferen Unterkarbon. Das Unterkarbon der Gemeriden transgrediert über älteren gefalteten und etwas stärker metamorphen Untergrund, dessen Alter aber völlig offen ist. Während das Silur nach der lithofaziellen Ausbildung sehr wahrscheinlich noch vorhanden ist, können über die Existenz von Devon keine gesicherten Angaben gemacht werden. Immerhin sind damit in den Gemeriden frühvaristische (bretonische oder reussische) orogene Bewegungen und epizonale Metamorphose nicht auszuschließen, aber auch nicht zu beweisen. Sudetische und jüngere varistische orogene Bewegungen und Metamorphose sind in den Gemeriden nicht nachweisbar.

Das in letzter Zeit in das Ordovizium und Silur eingestufte Paläozoikum des Uppony-Gebirges (vgl. K. Balogh – L. Körössy, 1974) konnte durch H. Kozur – R. Mock (1977a) mit Hilfe von Conodonten in das Oberkarbon bis Bashkirian (Mittelkarbon) eingestuft werden. Die paläozoische Folge beginnt im Uppony-Gebirge mit einem mehrere 100 m mächtigen Kalkkomplex, der nach seiner Lage unmittelbar unterhalb von fossilmächtig belegtem Oberdevon in das Mitteldevon gestellt wird. Darüber liegt eine ca. 1200–1400 m mächtige Folge von Schiefen und Kalken mit einzelnen Diabasen und Tuffiten. Erste Conodontenuntersuchungen in dieser Folge lieferten Conodonten vom Oberdevon II bis zum Bashkirian. Es liegt offenbar eine kontinuierliche Schichtenfolge vor. Irgendwelche Winkeldiskordanzen treten vom Mitteldevon bis zum Bashkirian nicht auf. Oberhalb dieser Folge liegen über 900 m mächtige Flyschsedimente (Schiefer, Grauwacken, Kieselschiefer), die sich kontinuierlich im tiefsten aufgeschlossenen Paläozoikum des sich unmittelbar südlich anschließenden Bükk-Gebirges fortsetzen. Diese Schichten gehen über fossilbelegtes (u. a. Fusuliniden) Moskovian und Oberkarbon in kontinental-lagunäre unter- und mittelpermische Schichten über, die wiederum von marinem Oberperm und Trias überlagert werden. In der gesamten Schichtenfolge vom Mitteldevon bis zum Oberperm konnten keine orogenetischen varistischen Bewegungen nachgewiesen werden. Lediglich epirogenetische und vielleicht auch germanotype Bewegungen traten in dieser Zeit auf. Die epizonale Metamorphose weist vom Mitteldevon an (tiefere Schichten sind nicht aufgeschlossen) den gleichen Grad auf wie in der Trias.

Wie die Erhaltung der Conodonten zeigt, ist in der Trias zumindest teilweise die Dynamometamorphose etwas stärker als im Oberdevon und Karbon, wo die thermometamorphe Beanspruchung wahrscheinlich geringfügig höher war. Im Uppony- und Bükk-Gebirge fand also keine varistische Orogenese statt (weder Faltung noch Metamorphose). Besonders interessant ist dabei die Tatsache, dass über einer eugeosynklinalen oberdevonischen bis mittelkarbonischen Folge mit basischen initialen Vulkaniten und mittelkarbonischem Flysch nur eine Hebung des Sedimentationsgebietes ohne Faltung und Metamorphose erfolgte. Diese Hebung führte über der Flyschfolge mit dunklen Schiefen, Grauwacken und Radiolariten zur Ablagerung von Flachwasserkarbonaten im oberen Mittelkar-

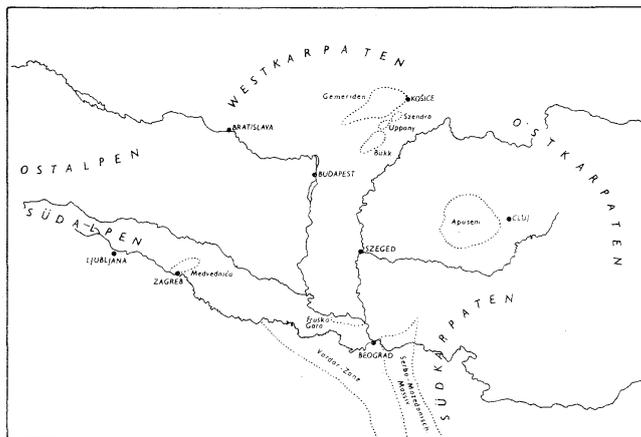


Abb. 1. Übersicht über den behandelten Raum.

bon und Oberkarbon und ging bis zu kontinental-lagunären Ablagerungen im Unter- und Mittelperm. In der Mittel- und Obertrias wiederholte sich diese interessante Erscheinung. Über flachmarinen kalkigen Ablagerungen, die vom Oberperm bis zum Anis reichen, folgt eine ladinisch-karnische Tiefwasserserie mit Schiefen, Grauwacken, Radiolariten, Eisenjaspiliten und Manganoxidknollen, in die einzelne plattige Hornsteinkalke und zahlreiche anfangs mehr intermediäre, dann meist basische Vulkanite (Diabase, z. T. mächtige Pillowlaven, Tuffite) eingelagert sind. In höheren Teilen nimmt die Folge charakteristische Flyschmerkmale an (u. a. sehr schön ausgeprägte gradierte Schichtung). Diese Entwicklung endet ziemlich abrupt mit einer Hebung des Sedimentationsgebietes ohne Faltung und Metamorphose. Über dem karnischen Flysch lagert eine konkordant aufliegende Folge von norischen Flachwasserkarbonaten und z. T. auch von Beckensedimenten (Hornsteinkalke), wobei aber selbst die Hornsteinkalke wesentlich geringere Wassertiefen und eine beträchtlich ruhigere Sedimentation anzeigen als das in den unterlagernden Schichten der Fall war. Die hier kurz skizzierte Entwicklung im südlichen Teil der innerwestkarpatischen Zone stimmt auffällig mit derjenigen der innerdinarischen Zone (Vardar-Zone, Medvednica-Gebirge) sowie mit den Südalpen (vor allem mit deren östlichem Teil) überein. Die Gebiete mit fehlender oder wenig bedeutender varistischer Faltung und Metamorphose (B. Čirić und H.-R. von Gaertner, 1962 nehmen dies auch für grosse Teile der Dinariden an) erweisen sich im Ladin und Karn (obere Mitteltrias und tiefere Obertrias) als tektonisch hochmobile Zonen mit eugeosynklinaler Entwicklung (bedeutender basischer initialer submariner Vulkanismus, Flysch-Entwicklung im Karn).

Jurassische Bildungen waren bisher oberhalb der innerwestkarpatischen Bükk-Meliata-Trias unbekannt, so dass das genaue Alter der Faltung und Metamorphose nur auf den grossen Zeitraum zwischen Obarmor und Coniac (Beginn der Gosau-Entwicklung) eingeengt werden konnte. Auf einer Exkursion unter Leitung von Prof. Dr. Kálmán Balogh und Dr. Ján Mello im Sommer 1977 (die Verfasser möchten an dieser Stelle den Herrn Prof. K. Balogh und Dr. Mello ihre Dank für die Leitung der Exkursion aussprechen) konnte bei Honce (Nordhang des Plešivec-Plateaus) ein vorzügliches Profil der Meliata-Serie besichtigt werden, in dem oberhalb heller Kalke des Tuval bis Nord dunkle fleckige Schiefer und Fleckenmergel (im unteren Teil mit verzielten Quarziten, vor allem im höheren Teil auch mit teilweise ziemlich mächtigen Kieselschiefern) folgen, die von hellen kristallinen „Tithonkalke“ überlagert werden. Diese rhätische (?), jurassische, unterkretazische (?) Folge weist den gleichen Metamorphosegrad auf, wie die Bükk-Meliata-Trias. Die Faltung und Metamorphose erfolgte also erst später, vor der Ablagerung der Gosau (also vor dem Coniac). Es kommt also nur eine intrakretazische Phase in Frage. Wahrscheinlich handelte es sich dabei um die vorgosauische Phase (= mediterrane Phase), die nach Dandrsov (1968) auch für die Bildung der Hauptdeckengruppen verantwortlich war. Dabei kam es offensichtlich zu einer starken Durchbewegung vor allem der mesozoischen Schichtenfolge, die zu einer epizonalen Dynamometamorphose führte, von der selbst die jüngsten Schichten des innerwestkarpatischen Mesozoikums (oberjurassische, unterkretazische (?) „Tithonkalke“) betroffen wurden, die zur Zeit der Faltung und Metamorphose höchstens eine wenige 100 m mächtige Sedimentbedeckung getragen haben können. Auch in der Trias spielte die Thermometamorphose kaum eine Rolle. Dagegen zeigen die z. T. extrem deformierten Conodonten (vgl. z. B. H. Kozur – R. Mock, 1977 b) eine sehr starke Durchbewegung der Schichten an. Demgegenüber spielten in den devonischen und karbonischen Schichten des gleichen Gebietes die plastischen Deformationen der Conodonten eine wesentlich geringere Rolle. Da der Metamorphosegrad der gleiche wie in der Trias ist, muss man hier mit einer Abnahme der Dynamometamorphose und einer gleichzeitigen geringeren Zunahme von Thermometamorphose rechnen.

Die im Uppony-Bükk-Meliata-Paläozoikum und Mesozoikum festgestellte Abfolge der geologischen Entwicklung spricht entschieden gegen das platten-tektonische Modell der Gebirgsbildung. Die tektonische Entwicklung eines Gebietes wird, wie auch das hier diskutierte Beispiel ganz eindeutig zeigt, offensichtlich ganz entscheidend von der tektonischen Vorgeschichte beeinflusst. Solange eine sonst „klassische“ Geosynklinalentwicklung mit initialen submarinen Vulkaniten, Tiefwasserablagerungen (mit Radiolariten, Manganoxid-Knollen und Eisenjaspiliten) und typischen Flyschsedimenten nicht bis zur Ausfaltung führt, sondern nur mit einer Heraushebung abgeschlossen wird, bleibt das Gebiet hochmobil und bildet die Bereiche, in denen die eugeosynklinal Entwicklung in einen neuen orogenetischen Zyklus zuerst beginnt. Wie oben ausgeführt wurde, herrschen im Ladin und Karn des alpidischen Orogens Europas nur in jenen Gebieten schon eugeosynklinalen Bedingungen, in denen keine varistische Faltung erfolgte. In den benachbarten varistisch gefalteten (und meist auch metamorph überprägten) Gebieten begann die eugeosynklinal Entwicklung, wenn überhaupt, erst im Jura. Dass in den varistisch nicht gefalte-

ten oder metamorphen Gebieten keine durchgehend ozeanische Entwicklung vorliegt, was ja für das plattentektonische Modell sprechen würde, beweist die Tatsache, dass zweimal über typischen Tiefwassersedimenten nach der Flyschphase konkordant Flachwassersedimente und sogar terrestrisch-lagunäre Ablagerungen folgen, die dann ihrerseits wieder konkordant von Tiefwassersedimenten überlagert werden.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Verl. Slowakisch. Akad. Wissensch., Bratislava, 168 S.
- BALOGH, K. – KORÓSSY, L., 1974: Hungarian Midd-Mountains and adjacent areas. S. 391–403. In: MAHEL, M. (Edit.) 1974: Tectonic of the Carpathian Balkan Regions. Verl. Geol. Institut Dionyz Stúr, Bratislava, 455 S.
- CIRIĆ, B. – von GAERTNER, H. – R., 1962: Zur Frage der varistischen Faltung in Jugoslawien. Geol. Jb. (Hannover), 81 S. 1–10.
- KOZUR, H. – MOCK, R., 1977a: On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary). Acta Mineral. Petrograph. (Szeged), 23, Nr. 1, S. 91–107.
- Kozur, H. – MOCK, R., 1977b: Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). Acta Mineral. Petrograph. (Szeged), 23, Nr. 1, S. 109–126.
- KOZUR, H. – MOCK, R. – MOSTLER, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtenfolge“ von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck), 6, Nr. 1, S. 1–29.

Zur Veröffentlichung empfohlen  
von M. MAHEL

Manuskript eingegangen  
am 17. März 1978