

MICHAL MAHEL*

BEZIEHUNG WESTKARPATEN — OSTALPEN, POSITION DES ÜBERGANGS-ABSCHNITTES — DEVÍNER KARPATEN

(Abb. 3)

Kurzfassung: Eine Vergleichung der grundlegenden geotektonischen Zonen der Ostalpen und Westkarpaten wird hier durchgeführt. Die Unterschiede zwischen dem ostalpinen und westkarpatischen Modell des Baues sind dargelegt. Das südwestliche Ende der Westkarpaten, welches der Autor als Devíner bezeichnet, weist eine Reihe von Spezifitäten aus, unter anderem auch die grundlegenden Züge des strukturellen ostalpinen Planes, auf welchem der morphostrukturelle Plan der Westkarpaten aufgelagert ist.

Резюме: В статье сделано сравнение основных геотектонических зон Восточных Альп и Западных Карпат и развиты отличия между восточноальпийским и западнокарпатским моделями строения. Югозападный конец Западных Карпат, который автор называет девонским, дает ряд специфик, между прочим, и основные черты структурного восточноальпийского плана, на котором наложен морфоструктурный западнокарпатский план.

Die Westkarpaten und Ostalpen haben eine ganze Reihe von gemeinsamen Merkmalen, welche diese in ein einheitliches System der Alpen verbinden. Jedes dieser Segmente, morphostrukturell ausdrucksvoll verschieden, hat aber auch eine ganze Reihe von Besonderheiten im Inhalte und der Struktur. Fig. 1.

Diese ausschliesslich theoretischen Fragen erlangen ökonomische Bedeutung hauptsächlich bei der Suche nach natürlichen Lagerstätten von Kohlenwasserstoffen. Sie hängen sehr eng mit dem Bau des Untergrundes des Wiener Beckens zusammen, welches die direkte Verbindung der meisten alpinen und karpatischen Einheiten überdeckt und die Lösung der Beziehung der Westkarpaten- und Ostkarpaten-Einheiten erschwert. Dies vervielfacht die Unterschiede in den Ansichten auf die gegenseitigen Beziehungen (Roth, 1967; Mahel, 1963; Andrusov, 1968; Tollmann, 1975; Chmelík, 1971; Prey, 1978; Němec — Kocák, 1976; Jiříček, 1981, teilweise Kröll — Wessely, 1973).

Der Stand der Kenntnisse der verbindenden, aber auch der verschiedenen Elemente der Entwicklung des Baues ändert sich Dank der umfangreichen Forschungen, aber auch der neuen, durch neue Theorien beeinflussten Stellungen. Und in beiden Richtungen haben die letzten Jahre viele neue Ausgangspunkte für die Lösung dieser „ewigen“ Probleme gebracht.

Zu deren Lösung beizutragen ist auch das Ziel unseres Artikels und zwar:
— durch Aufklärung der Beziehungen der westkarpatischen und ostalpinen strukturellen Elemente höherer Ordnung,
— durch Analyse der Grundzüge des Baues und Entwicklung des „Übergang“ — Devín-Abschnittes.

* Akad. M. Mahel, Geologisches Institut D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava.

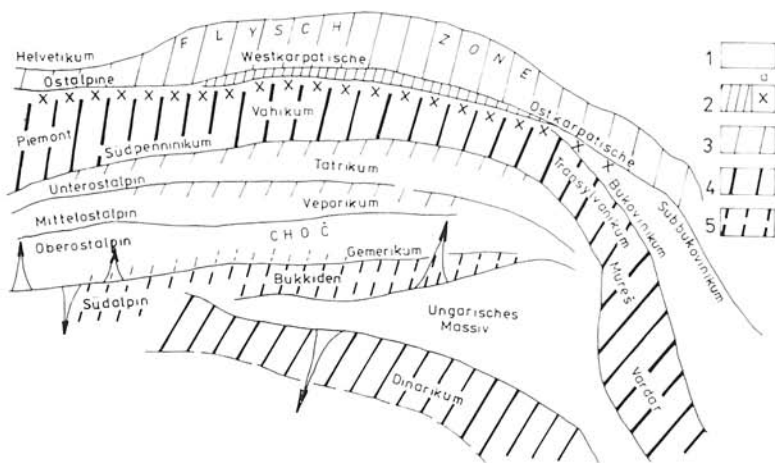


Fig. 1. Paläotektonische Beziehungen der Alpeniden, Typen der Kruste der alpinen Geosynklinale, M a h e l, 1982.

1 — Dickere kontinentale Kruste; 2 — Intraozeanische gegliederte Inselschwelle. a) vulkanische; 3 — Paraozeanische Kruste; 4 — Ozeanische Kruste; 5 — Taphrogeosynklinalen (gegliedert) Typ.

Gemeinsame Struktur — Elemente höherer Ordnung zwischen der Westkarpaten und Ostalpen; und Besonderheiten

Beim Suchen der Anknüpfung der grundlegenden Einheiten den Westkarpaten und Ostalpen treffen wir drei Gruppen an:

- Einheiten zweifellos anknüpfende aber mit bestimmten Besonderheiten bei jeder von denen,
- Einheiten, bei denen die Besonderheiten so ausgeprägt sind, dass sie die existierenden Anknüpfungen verschleiern,
- Einheiten spezifische.

a) Ein zweifelloses gemeinsames Strukturelement erster Ordnung für die Ostalpen und Westkarpaten ist die Flysch-Zone. Der Verlauf einiger ihrer Einheiten von einem Segment in den anderen ist an der Oberfläche verfolgbar. Dies ist aber ein Indikator von ziemlich wesentlichen Änderungen im Inhalte und der Struktur der beiden Segmente.

Ein charakteristisches Merkmal der Flyschzone der Westkarpaten ist ihre riesige Ausdehnung und Gliederung in drei Gruppen von Decken. Jede der Gruppen weist eine verschiedene zeitliche Spannweite der Flysch-Sequenzen auf, auch einige strukturelle Merkmale (R o t h, 1980).

In der inneren, Magura-Gruppe ist ein mächtiger oberkretazisch-eozäner Flysch. Strukturell weist er Merkmale des Überganges in eine Narbendecke und genetische und strukturelle Verbindungen zur pieninischen Klippenzone auf. Die mittlere Gruppe der Flyschdecken ist durch die Anwesenheit des karbonaten und schieferigen Präflysches charakterisiert. Im Tithon und der Unterkreide sind umfangreichere Äusserungen von basischen Vulkaniten (Teschinite-paraozeanischer Krustentyp), mächtige Flysch-Sequenzen sind von

der Oberkreide bis ins Oligozän. Kennzeichnend sind auch wurzellose Decken mit Anhäufungen älterer Glieder (Schuppen der Těšín-Teildecke) in der Stirnpartie vor der mächtigen Godula-Decke.

Für die äussere Gruppe von wurzellosen Decken mit Anzeichen eines Falten-Types sind nicht-Flysch- und flyschoiden Fazies vom Randtype charakteristisch. Mächtigere Flysch-Sequenzen sind erst im Oligozän, überdies mit lateralen und vertikalen Übergängen in den Flyschoid bis turbidite Molasse (Stráňík et al., 1979). Die Mächtigkeit und Gliederung ist in der Flyschzone erhalten, auch wenn mit beträchtlichen Änderungen am südwestlichen Ende der Karpaten bis zum Ostende der Alpen. Hier verschmälert sie sich auffällig und wird nur ein morphostruktureller Anhängsel des Oberostalpins. Überdies ist sie überfaltet mit dem Helvetikum (Gresten-Zone).

b) Es besteht kein Zweifel über die Verknüpfung des Oberostalpins mit höheren Decken (Choč und Strážov Decke) in den Westkarpaten, auch wenn der Übergang von einem neogenen Becken überdeckt ist (Andrusov, 1968; Tollmann, 1975; MaheI, 1964, 1980). Komplexe und Schichtfolgen der grundlegenden Fazies sind identisch, eventuell sehr nahe. Die Gruppe des Bajuvarikums entspricht grundsätzlich den Teil-Einheiten der Choč-Decke, der Ötscher Decke (Tirolikum-Gruppe) entspricht die Strážov Decke. Ein auffälliger Unterschied ist aber im Hinterland des Oberostalpins. In den Ostalpen repräsentiert diese die Schuppen-Zone des Permo-Werfens und hauptsächlich das epimetamorphierte Paläozoikum der Grauwackenzone. In den Westkarpaten ist dieser Untergrund der paläoalpiner Decken von der „Melaphyr“ Serie mit weniger vertretenem oberem Karbon, mit Anwesenheit der untertriasischen „Werfener“ Schichten, aber hauptsächlich mit mächtigen Perm mit umfangreichen Melaphyrkörpern gesäumt, gebildet. Die Besonderheiten der beiden verglichenen Segmente der Alpen werden hervorgehoben von:

— den Unterschieden in der Verbreitung der Teileinheiten des Oberostalpins in den Alpen nebeneinander von den nördlicheren, äusseren zu den inneren, in den Karpaten übereinander; was ein Teil der Verschiedenheit des Karpaten-Modells von dem alpinen ist;

— den Unterschieden in der Position der analogen Frankenfels- und Križna-Decke.

Die Frankenfels-Decke wird als Teil des Oberostalpins betrachtet, sein nördlichstes Element, charakterisiert hauptsächlich durch eine mächtigere Vertretung und starke Entwicklung der jurassischen und unterkretazischen Glieder. Diese Merkmale hat auch die Križna-Decke in den Karpaten, deshalb werden diese Decken öfters parallelisiert (MaheI, 1963; Prey, 1965, 1980). Die Križna-Decke ist aber strukturell selbständig und im Inhalte von den höheren Decken verschieden, nicht nur in diesen jüngeren Gliedern, aber auch durch den Typ der Trias (mit karpatischem Keuper). Diese weist Merkmale auf, welche sie mehr den tatrider Einheiten annähern als zu den Einheiten des karpatischen „Oberostalpins“. Überdies ist ihre genetische Verbundenheit mit der Kraklová-Decke des Veporikums, daher mit dem Analogen des Mittelostalpins der Ostalpen erwiesen. Im Gegenteil, die Frankenfels-Decke mit ihrer Trias und strukturellen Verbundenheit mit dem Oberostalpin erinnert an die Čierny Váh-Einheit (MaheI, 1979 a), das unterste Element der Choč-Decke.

c) Die Zentralzone des Kristallins der Ostalpen (Mittelostalpin sensu; Toll-

m a n n) weist nicht nur in der Position, aber auch im Bau eine Reihe gleicher Merkmale mit dem Veporikum auf. Offensichtlich ist sie sein Analog (T o l l m a n n, 1975; M a h e l, 1964; A n d r u s o v, 1968). Eine karpatische Besonderheit ist aber die markante Differenzierung des Types der Sockel-Decken:

— der Kraklová-Decke, ohne grösserer granitoider Körper, überwiegend Glimmerschiefer, Amphibolite und Phyllite, begleitet von Wurzelpartien des Mesozoikums der Křížna-Decke,

— der Králova hoľa-Decke (überwiegend mit Granitoiden und Migmatiten und metamorphiertem Mesozoikum, welches in bestimmter Richtung ein Analog des Stangalm-Mesozoikums der nördlichen Kalkalpen ist).

Zu den karpatischen Besonderheiten gehört der Zungen-Charakter der Sockel-Decken des Veporikums mit erhaltener Wurzelzone, charakterisiert durch höhere Metamorphose, Körper von perm-mesozoischen Granitoiden.

d) Die Verwandtschaft des Gemerikums mit paläozoischen Komplexen des Ostalpins ist durch den einheitlichen Entwicklungstrend, auch Typen der Fazieskomplexe bezeugt. Eine Besonderheit der Westkarpaten ist dabei:

— geringere Fazies-Buntheit der prä-karbonischen Serien, verursacht hauptsächlich durch geringe Vertretung von Karbonat-Fazies und zwar auch im Devon, in den Alpen reich an Karbonate, aber mit höherem Anteil von Quarzporphyren in der Gelnica-Gruppe, und zwar nicht nur im Ordovizium wie der Blaseneckporphyr in den Alpen, aber in der stratigraphischen Spannweite Oberkambrium? — Unterdevon (S n o p k o v á — S n o p k o, 1979).

— ausdrucksvollere Bindung von basischen Vulkaniten von tholeitischem Type auf den nördlichen Teil des Gemerikums, repräsentiert durch die Rakovec-Gruppe und strukturell auf die Nordgemeride Synklinale.

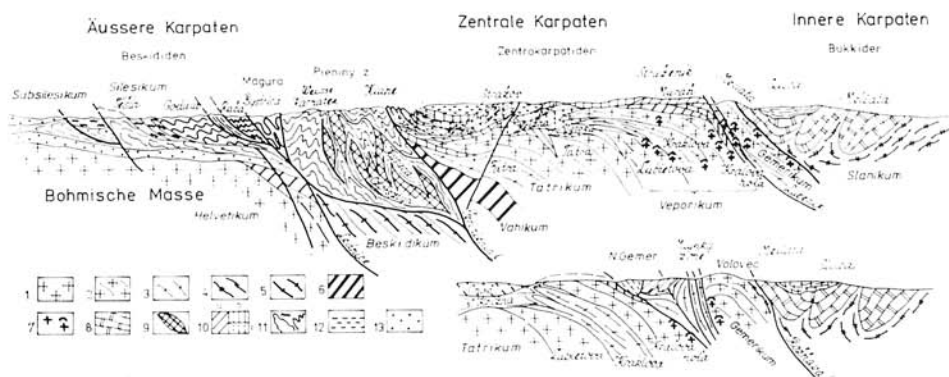


Fig. 2. Schematisches Profil der Westkarpaten, hergestellt mit Hinsicht auf die Darstellung des Modells des Baues und der Beziehung der Decken zum Type der Kruste.

1—4. Kontinentale Typen der Kruste: 1 — dicke Kruste des Massivs; 2 — alpin aktivisierte Kruste mit grösseren Granitoidkörpern; 3 — „schwerere“ Kruste mit Basika; 4 — herzynisch schwach stabilisierter gegliederter Typ der Kruste; 5 — paraozeanischer Typ der Kruste; 6 — ozeanischer Typ der Kruste; 7 — alpine Granite; 8 — Komplexe betroffen von Hochdruck- und niedrigthermaler Metamorphose; 9 — tektonische Melange; 10 — a) Hüllen- (autochthones) Mesozoikum, b) oberflächennahe Decken der inneren Karpaten; 11 — Flyschkomplexe der äusseren Karpaten; 12 — zentralkarpatischer spätektonischer Flysch; 13 — Molasse der Vortiefe.

Ein grösserer Unterschied zwischen dem Gemerikum und Oberostalpin ist in der tektonischen Verteilung der Einheiten. In den Westkarpaten ist nur das Mesozoikum am Bau der obersten Decken (Strážov-Nedzov-Decke) der nördlichen Zone beteiligt. Auch im Hangenden des Veporikums (Analog des Mittelostalpins) sind nur tektonische Schollen des gemeriden Mesozoikums (Muráň-Decke, Besnik-Decke im Stratená Gebirge).

Das Paläozoikum blieb verbunden mit der Wurzelzone, es bildet eine selbständige zusammenhängende Zone, südlich von der Lubeník-Margecany-Linie sich erstreckend. Es weist Merkmale eines tektonischen Tiefen-Stiles auf mit solchen Äusserungen, wie die nordvergente Clivage S_2 und die Säumung durch einen mächtigen granitoiden Kern vom Alter Jungpaläozoikum — Oberkreide.

Bei allen angeführten tektonischen Elementen höherer Ordnung sind, wie ersichtlich, offensichtliche Unterschiede zwischen den Ostalpen und Westkarpaten, und zwar was den Inhalt und die Struktur anbelangt, auch wenn ihre Verwandtschaft, resp. Anknüpfung augenscheinlich ist (Fig. 2).

Einheiten strittiger Anknüpfung

Es ist schwieriger Anknüpfungen zu suchen bei den Einheiten höherer Ordnung der Westkarpaten und Ostalpen, bei welchen ihre Besonderheiten sehr ausgeprägt sind. Und solche sind die Klippenzone und Tatriden in den Westkarpaten. Es ist kein Wunder, dass bei der Parallelisierung zwischen den Alpen und Karpaten gerade bei diesen Einheiten die grössten Unterschiede in den Ansichten sind. Öfter waren Ansichten über ihre Auskeilung in Richtung zu den Alpen vorherrschend (Andrusov, 1968; Mahel, 1964; Tollmann, 1965). Andererseits ist eine unbestrittene Besonderheit in den Alpen das südliche Penninikum — die Piemont-Zone, deren Fortsetzung in die Karpaten verschleiert, unklar ist, deshalb fehlten nicht die Ansichten über seine Auskeilung am Ostrande der Alpen (Tollmann, 1975; Andrusov, 1968).

In den letzten Jahren — und zwar Dank der neuen Prinzipien bei der Bewertung der geologischen Erscheinungen — ist ein bedeutender Fortschritt erzielt worden gerade in diesen strittigen Fragen der Anknüpfung der Klippenzone, des südlichen Penninikums und der Tatriden.

a) Die Klippenzone, charakteristisch durch die Buntheit des Inhaltes und den ausgeprägten Klippenstil mit Anlauf zur tektonischen Melange, endet am Ostrande der Alpen. Morphostrukturell erinnert diese teilweise an das System der Klippen, bekannt in den Alpen als Grestener Zone. Die Anwesenheit mancher dem Inhalte nach analoger Glieder, hauptsächlich oberkretazischer und bestimmte Analogien im tektonischen Stile verleiten zur Ansicht über eine genetischen Anknüpfung an die Klippenzone. Von solch einer alpinen Sicht wird die Klippenzone der Karpaten begriffen ebenso wie die Grestener Zone, d. h. als der südliche Teil des Helvetikums aufgefasst (Tollmann, 1966, 1975, 1978).

Die Klippenzone der Karpaten weist aber zweifellos eine enge genetische Verbundenheit mit der ozean-nahen ultrapieninischen Kordillere auf (Andrusov, 1939), was auch die neuesten umfangreichen Studien des Geröllmaterials der Konglomerate, hauptsächlich der Exotika, bestätigen (Mišík 1978; Mišík et al., 1981). Und der Verlauf dieser Kordillere wird entlang der Ostalpen,

südlich der Flyschzone (ebenso wie in den Karpaten, d. h. südlich von der Zone des nördlichen Penninikums, und zwar in die Westalpen verfolgt, (Trauth, 1922; Oberhauser, 1968). Zu einer Besonderheit der Klippenzone der Karpaten gehört auch, dass im Geröllmaterial die triasischen Glieder einen Tiefwasser Bassin-Typ (Mišík et al., 1978, 1981), genau so wie in den Kreide-Konglomeraten („Randcenoman“) beim nördlichen Nordrand der Nördlichen Kalkalpen, aufweisen. Ein weiterer Beweis der Zugehörigkeit der Klippenzone der Karpaten zu einer Gruppe von Einheiten, analog den penninischen in den Alpen, ist ihre direkte Anknüpfung an die Periklippenzone (Mahel, 1967, 1980) vom Trog-Type, von welchen der wesentliche Teil der Flyschkomplexe der Klippenzone stammt, hauptsächlich die Klape-Decke und jüngere Glieder der Manin-Decke. Ein Teil dieser Periklippenzone ist auch der Gosau-Typ der Oberkreide im Myjava-Hügelland am südwestlichen Ende der Karpaten, welcher ohne Zweifel an die Gosau-Kreide der Ostalpen anknüpft. Die mittelkretazischen Flysche der Periklippenzone haben ihren Analogien in den Flyschkomplexen Verspala am Westende der Ostalpen (Oberhauser, 1968).

Die Unterschiede zwischen den Alpen und Karpaten bestehen aber darin, dass in den Alpen die Oberkreide und das anknüpfende Paläogen das Oberostalpin begleiten, mit ihm auch überfaltet sind, indessen in den Westkarpaten die Oberkreide und das anknüpfende Periklippen-Paläogen (Paläozen, Eozän), eng mit der Klippenzone und teilweise mit dem randlichen Stirnteil der innerkarpatischen Decken verbunden sind. Das karpatische „Oberostalpin“ (höhere Decken) ist aber schon von einem dicken Paläogen-Komplex der zentral-karpatischen Depressionen mit mächtigen, nur sehr schwach gefaltetem Flysch überdeckt.

Bei den angeführten inhaltlichen und strukturellen Unterschieden zwischen der Gosau-Kreide und den paläogenen Komplexen der Zentralkarpaten muss man auch mit ihrem einheitlichen gemeinsamen Nenner, mit einem analogen Mechanismus der Entstehung dieser vorwiegend diastrophischen Fazies, rechnen. Ein solcher ist der Kollaps in der Kruste, welcher sich durch eine plötzliche Vertiefung des Sedimentationsraumes, durch die Änderung der Molasse-Sedimentation (basale Konglomerate) in eine Flysch-Sedimentation bemerkbar machte, erläutert durch die Subduktion der ozeanischen Kruste des südlichen Penninikums in den Alpen (Tollmann, 1978) und seines Analoges d. h. des Vahikums in den Karpaten (Mahel, 1981).

b) Das Vahikum betrachten wir als Fortsetzung des südlichen Penninikums in die Westkarpaten, daher als eine Einheit erster Ordnung, welche zwar auf der Oberfläche nicht auftritt, es äussert sich aber mit einer ganzen Reihe von indirekten Merkmalen (vom paläogeographischen Bilde hervorgehend und direkten) Fragmente von Geröllmaterial der Basika und Ultrabasika, einschliesslich der Glaukophan-Gesteine (und hauptsächlich häufige Chromspinelle). Die Besonderheit des Inhaltes und Baues der Klippenzone, Periklippenzone und des zentralkarpatischen Flysches berechtigen uns aber zur Voraussetzung, dass auch der Fortsetzer des südlichen Penninikums seine Besonderheiten in den Karpaten aufweist, deshalb nannten wir diesen mit einem besonderen Namen-Vahikum. Die ultrapieninische Kordillere stellte seinen nördlichen Rand vor, die Bassin-Sequenzen des Juras und der unteren Kreide des Tatrikums (sogen. Fatra-Typ), seinen südlichen Rand (Mahel, 1980, 1981).

Das südliche Penninikum hat daher nicht seine Fortsetzung südlich vom Tatrikum (K o t a ŋ s k i, 1979) aber nördlich von ihm und ist vom Tatrikum überdeckt. Durch die Ausgliederung des ozeanischen Troges des Vahikums wird die Rolle und Position der ultrapieninischen Kordillere verständlich, aber auch der tektonische Stil der Klippenzone, nahe der tektonischen Melange.

c) Die Fortsetzung des südlichen Penninikums von den Alpen in die Westkarpaten hängt eng mit dem strukturellen Charakter und der Position des Tatrikums im Rahmen der Alpiden zusammen. In den letzten Jahren mehren sich die Erkenntnisse, welche zur Ansicht über die allochthone Position eines wesentlichen Teiles des Tatrikums mit einer Reihe von Schuppen-Decken führen (M a h e I, 1979, 1981). Nur die südlichen Teile des Tatrikums weisen Merkmale eines tiefen tektonischen Stiles auf, sie sind eingewurzelt. Und es ist gerade das Vahikum, welches den Untergrund des überschobenen Teiles des Tatrikums bildet.

Von der allochthonen Position des Tatrikums über dem Vahikums und im südlichen Teil unter den Veporikum-Decken geht seine gleiche Position hervor wie jene des Unterostalpins in den Ostalpen. Das Tatrikum weist dabei besonders ausgeprägte Besonderheiten auf:

— in der Erhaltung der vor-alpinen Strukturen, also in einer kleinen alpinen Durcharbeitung, wesentlich kleiner als des Unterostalpins, im kleinen Ausmasse penetrativer alpiner Tektonik.

— im bedeutenden Anteil der granitoiden Massen, welche die Tendenz haben selbständige Schuppen — Decken zu bilden.

— in der bunten und mächtigen Entwicklung des Mesozoikums von der Untertrias bis zum unteren Cenoman mit zwei paläotektonisch verschiedenen Gruppen, der nördlicheren Bassin-Fatra und südlicheren Schwellen-Tatra-Gruppe (M a h e I, 1974, 1979 b).

Einheiten — Spezifika der Westkarpaten

Als solche betrachten wir die Bükkiden und eine Anzahl von Depressionen mit begleitenden Neovulkaniten.

Ein Teil der Westkarpaten und der Hauptunterschied der Westkarpaten gegenüber den Ostalpen sind die Bükkiden (südlich von der Rožňava-Linie). Sie sind durch den südalpinen Typ des jüngeren Paläozoikums und einer Trias vom taphrogeosynklinalen Type charakterisiert, zergliedert vom „plattformen“ Type bis zum Type mit Radiolariten und Basika und Körpern von Ultrabasika: Silica-, Meliata-, Bükk-, Flysch-Typ, mit Basika und Ultrabasika. Charakteristisch ist die oft schwächere aber selektive Metamorphose, an Zonen mit einem ozeanischen und paraozeanischen Krusten-Typ gebunden. Das neokimmerische und paläoalpine Alter der Bükkiden-Einheiten und ihre ausdrucksvolle nördliche Vergenz sind ein zweifelloser Beweis ihrer Zugehörigkeit zu den Westkarpaten. Dank dem sind die Westkarpaten ein mehr komplexer Segment als die Ostalpen. Die Anwesenheit der Bükkiden, gleichfalls wie die grössere Mächtigkeit und Selbständigkeit der äusseren Zonen der Karpaten verursacht eine ausgeprägtere Gliederung der Karpaten in die äusseren, zentralen und inneren.

d) Die Komplexität der Westkarpaten ergänzt ihre Anknüpfung an das

Zentrale Ungarische Massiv, repräsentiert in erster Reihe durch den Mecsek und Villany. Dies äussert sich in der nealpinen Etappe durch die enge Verbundenheit der Entwicklung, mit der Entstehung von Talbecken in mehreren Stadien als Folge der Desintegration der Kruste synchron mit den Stadien der Kontraktion der äusseren Zonen der Karpaten (M a h e I, 1973).

Der intrageosynklinale Ungarische Massiv im Hinterland der Westkarpaten spielte offensichtlich eine besondere Rolle bei markanter Äusserung der Tiefenprozesse. Demzufolge sind in den Westkarpaten (in ihren inneren Zonen) nicht nur viele Talbecken, aber auch mit ihnen genetisch verbundene ausgedehnte Neovulkanite. Diese zwei vielleicht meist ausgeprägten Unterschiede der Westkarpaten von den Ostalpen stehen offensichtlich mit der Anwesenheit der südlichen Zone und des anknüpfenden Hinterland-Massivs in den Westkarpaten im Zusammenhang (M a h e I, 1978).

Die Innergebirgs-Talbecken in der nördlichen Zone der Zentralkarpaten, im Tatrikum, begleiten Horste, geordnet in zwei Reihen,— bekannt als Kerngebirge. Elf Kerngebirge begleitet von Talbecken ist vielleicht das meist charakteristische morphostrukturelle Merkmal der Zentralkarpaten (M a h e I, 1957).

*Raum des Wiener Beckens und anliegender Gebirge-Deviner Abschnitt —
Übergangszone zwischen den Karpaten und Alpen*

Schon seit längerer Zeit sind in der Literatur über die Alpen im östlichen Abschnitte der Alpen Annäherungen zu den Karpaten bekannt, bezeichnet als karpatische Einflüsse. Wir erwähnen wenigstens die Anwesenheit des Keupers im Semmering-System des Unterostalpins; dünnere Einlagerungen des Keupers in den Hauptdolomiten des Bajuvarikums (P l ö c h i n g e r, 1933) und den bedeutenden Anteil von Flachsee-Sequenzen des Juras, analog der Vysoká-Einheit (P l ö c h i n g e r, 1963; M a h e I, 1964), die Analogie der Jura-Glieder der Schuppen der Kieselkalkzone mit der Manín-Decke (P l ö c h i n g e r, 1966; M a h e I, 1964), den beträchtlichen Umfang der Triesting-Fazies analog der Strázov-Fazies (T o l l m a n n, 1975), die Änderung des Verlaufes der alpinen Strukturen von der ostalpinen (W-O) Richtung in die westkarpatische (SW-NO; T o l l m a n n, 1975) usw.

Bekannt sind auch einige Annäherungen des Baues, hauptsächlich der Kleinen Karpaten, zu den Alpen. Und zu solchen gehören: ein grösserer Umfang der Oberkreide, nahe der Gosaukreide im Myjava-Hügelland und im Untergrunde des Wiener Beckens, ein beträchtlicher Umfang der paläozoischen Serien im Kristallin der Kleinen Karpaten (M a h e I, 1963), aber auch eine Annäherung des Baues der Choč- und höheren Decken zu den analogen Decken des Oberostalpins, und zwar ein grösserer Anteil von Dolomiten (der Rohrer Fazies) und Wettersteinkalke, auch in den Einheiten der Choč-Decke; die Anwesenheit der Jura-Glieder nicht nur in der Čierny Váh-Einheit der Karpaten, aber auch in den „höheren“ Einheiten des Oberostalpins (M a h e I, 1979 a).

Eine zweifellos bedeutende Annäherung zu den Ostalpen verzeichnen:

a) Die neuen Anschauungen auf den Bau der Kleinen Karpaten, hauptsächlich auf die Allochthonität des kristallinen Kernes.

b) Die Auffassung der Abweichung des Sprunges in der Kruste, bezeichnet als Peripienides Lineament am südlichen Ende der Karpaten, vom Verlauf der

Klippenzone — ihrer Lokalisierung beim Westrande der Kleinen Karpaten (B e r á n e k — W e i s s, 1980) — im Zusammenhang mit der Erweiterung der Periklippenzone, aber auch mit der Änderung des Bau-Modells.

Die neuen Stellungnahmen bei der Bewertung des Baues des südwestlichen Endes der Karpaten zeigen aber auch eine ganze Reihe von Besonderheiten dieses Abschnittes der Alpen.

1. In den Kleinen Karpaten macht sich die Allochthonität des Tatrikums meist bemerkbar. Auch deshalb, da hier zwei Komplexe des Kristallins zutreten, dem Materiale und Type des Kerns nach grundsätzlich verschieden: granitoide Massive in Begleitung von dünnen Migmatiten und Gneissen und mächtige paläozoische, vorwiegend schwächer metamorphierte Komplexe mit häufigen Basika.

Die Granitoide stellen höhere Schuppen-Decken vor, — die paläozoischen Komplexe deren tektonischen Untergrund (M a h e I, 1979). Die gegenseitigen Beziehungen sind durch die Anwesenheit von wenigstens drei — vier Schuppen kompliziert, bei dem die „Übergangs“ — Schuppen dabei Merkmale aufweisen, welche als Grundlage der älteren Konzeption dienten, enthalten kleinere Apophysen von Granitoiden, welche in die Metamorphiten eindringen. In den Kleinen Karpaten setzten wir eine allochthone Position des Tatrikums im ganzen Umfange voraus (Fig. 1).

Die tieferen paläozoischen Komplexe der Pezinok—Pernek Serie erinnern sehr an die Wechsel Serie, die tieferen Elemente des Unterostalpins der Ostalpen (P a h r, 1975; M a h e I, 1979).

Das kleinkarpatische Kristallin jedoch, ebenso wie das Tatrikum im ganzen (trotz der Anwesenheit von Serien analog mit den unteren Serien des Unterostalpins) behält sich seinen herzynischen Plan (Fächerbau, herzynische Schieferung (C a m b e l, 1976). Die alpinen Strukturen sind in ihm an schmale Mylonitonen gebunden, welche die an dem Kontakt von den Granitoiden mit der Pezinok—Pernek Serie, eventuell mit dem Mesozoikum häufigen Überschiebungslinien begleiten.

Offensichtlich sind zwischem dem Unterostalpin und Tatrikum ausgeprägte Unterschiede in der Dynamik der Decken formierenden Prozesse. Im Unterostalpin herrscht eine aktive penetrative Tektonik vor, im Tatrikum eine passive.

Das Tatrikum in den Kleinen-Karpaten behält sich ein weiteres Merkmal, ohne einer ausgeprägteren alpinen Durcharbeitung des wesentlichen Teiles der Massen, charakteristisch für die Westkarpaten, und zwar eine stärkere Vertretung der mesozoischen Serien und ihre beträchtliche fazielle, sogar paläotektonische Differenzierung. Dabei sind die Serien mit einem Flachwasser-Type des Juras und der Unterkreide, aus den Karpaten als Tatra-Typ bekannt (M a h e I, 1967), an höhere Decken — Schuppen des Kristallins vom granitoiden Typ gebunden. Im Gegenteil, der Typ mit einem mehr Tiefwasser-Jura und Unterkreide, in den Karpaten als Gruppe der euxinischen Serien bekannt, eventuell der Fatra-Typ, bildet die Hülle der Schuppen-Decken, aufgebaut von paläozoischen Serien.

Die vier Entwicklungen der Hüllen- kleinkarpatischen Serie (sensu M a h e I, 1962, 1967) erscheinen uns als Hülle von vier Schuppen. Einen bedeutenderen Fortschritt verzeichnen wir in der Einordnung zweier für die Kleinen Karpaten spezifischen Lithotypen, der Borinka-Kalke und Marianka-Schichten. Wir be-

trachteten diese bisher als Glieder derselben Sequenz. Die ersten als Unter- und Mittellias, die zweiten als Toarcien (M a h e I, 1961, 1967). Die Borinka-Kalke stellen einen Repräsentanten einer Flachwasser-Sequenz mit Flachwasser-Fazies im ganzen Jura vor; Die Marianka-Schichten vertreten die meist Tiefwasser-Sequenz; wo der wesentliche Teil des Lias von Pelliten mit Einlagerungen von Kalkareniten, von Manganschiefern, Mergeln, in den höheren Partien des Juras von häufigen Siliziten bis Radiolariten gebildet werden. Diese Sequenz sollte nicht nur den meist Tiefwasser- aber auch den paläotektonischen Typ des Tatrikums mit der Anknüpfung an das Penninikum vorstellen. In der Reihe von Profilen, wo die Marianka- und Borinka-Sequenzen in der Nachbarschaft auftreten, handelt es sich um einen tektonischen Kontakt. An anderen Plätzen sind aber „gemischte“ Sequenzen vertreten, mit ineinander keilförmig sich verzahnenden grundlegenden Gliedern.

Es ändert sich die Ansicht auf den tektonischen Stil, nicht nur des Kristallins der Kleinen Karpaten, sondern auch des Hüllen-Mesozoikums. Es stellt nicht nur die Hülle der einzelnen Schuppen vor, oft stellenweise in Liegendfallen formiert (M a h e I, 1979), aber in der Stirnpartie wird eine Anhäufung, Überfaltung mit Anlauf zu Stirndigitationen beobachtet. Und dies weist darauf hin, dass in der Zone der Randhebung nicht nur die Strukturen des Kristallins, aber auch des begleitenden Hüllen-Mesozoikums allmählich enden. Dieses liegt nur im geringen Masse unter der Krížna-, eventuell unter den höheren Decken. Diese Tatsache würde eine wesentliche Änderung des Modells des Baues bedeuten, eine markante Annäherung zum ostalpinen Modell, bei welchem das Unterostalpin (analog dem Tatrikum) nicht den Untergrund des Oberostalpins bildet.

Die Anwesenheit von mächtigen paläozoischen Serien, der allochthone Bau im ganzen Umfange, die stirnartige Beendigung der mesozoischen Hülle im Bau des Tatrikums der Kleinen Karpaten sind zweifellose Merkmale einer Annäherung zu den Alpen. Im kleinkarpatischen Tatrikum sind aber auch karpatische Besonderheiten; die Häufigkeit von granitoiden Körpern, ein kleinerer Anteil von penetrativer alpiner Tektonik, eine mächtigere und bunte Entwicklung des Hüllen-Mesozoikums ohne einer deutlicheren Metamorphose.

2. Nur die Periklappenzone in den Westkarpaten hat Merkmale, welche für die Nördlichen Kalkalpen charakteristisch sind, und zwar die bedeutende Ausdehnung der Oberkreide und des anknüpfenden Paläogens, ihre sekundäre tektonische Eingliederung in die paläoalpinen Strukturen oder die Verbindung des paläoalpinen strukturellen Planes mit dem mesoalpinen. Die Ausdehnung der Periklappenzone der Zentralkarpaten und der Zone der Überdeckung der paläoalpinen und mesoalpinen Faltung in den Westkarpaten ist aber klein, sie beschränkt sich nur auf die Stirnpartie des Subtatrikums, auf die Zone der Berührung der Zentralkarpaten-Decken mit der Klippen-Zone. Der übrige Teil des karpatischen Oberostalpins ist schwächer von der mesoalpinen Kompression betroffen. Auch die Oberkreide ausser der Periklappenzone ist gering vertreten. Ein karpatisches Spezifikum sind frühe Becken des posttektonischen Flysches (Lutet- Unteroligozän). Dies hängt mit den Unterschieden in der Formierung des ostalpinen und westkarpatischen Modells zusammen.

Am südwestlichen Ende der Karpaten erweitert sich die Periklappenzone bis zum westlichen Rande der Kleinen Karpaten. Wie überall anderswo, folgt ihr

südlicher Rand dem Verlaufe des Sprunges in der Erdkruste, des Peripieninischen Lineamentes, welcher in diesem Raum vom Verlaufe der Klippenzone bis zu 40 km nach Osten abzweigt (Beránek — Weiss, 1980). Dies bedeutet, dass der mesozoische Untergrund des Wiener Beckens, auch die nördlichen Teile der Kleinen Karpaten Teile der Periklippenzone sind. Und dies bedeutet eine deutliche Annäherung zum ostalpinen Modell.

Der meist ausgeprägte Unterschied zwischen dem ostalpinen und westkarpatischen Modell besteht darin, dass in den Ostalpen das Oberostalpin der Zone der Nördlichen Kalkalpen im wesentlichen nördlich vom Unterostalpin verbreitet ist und auf den äusseren Einheiten liegt, hauptsächlich überdeckt es die Einheiten der Flyschzone, stellenweise direkt die neogene Bedeckung der Böhmisches Masse. Im Gegenteil, in den Westkarpaten überdecken die „subtatischen“ Decken in ihrem wesentlichen Teil (mit Ausnahme der Stirnpartien) das Tatrikum und sind dabei in zwei bis drei Synklinorien verteilt. Nur am südwestlichen Ende in den Kleinen Karpaten sind die subtatischen Decken — das Oberostalpin — nur in einem Synklinorium angehäuft und dies ist nicht ein karpatisches, aber ostalpines Merkmal.

Im Einklang mit dem alpinen Modell ist auch das Auftreten der paläozoischen Serien in den Kleinen Karpaten in den unteren Strukturen des Tatrikums analog der Wechselserie, der unteren Einheit des Unterostalpins. Dieses Auftreten tieferer Einheiten des Tatrikums stellen wir mit der Hebung des tiefen Untergrundes am Peripieninischen Lineament in Verbindung, welches nach dem internationalen seismographischen Profil III. für Moho cca 8 km beträgt (Beránek et al., 1980).

Auch bei Beibehaltung der grundlegenden strukturellen Merkmale des ostalpinen Modells haben die Einheiten am südwestlichen Ende der Karpaten eine ganze Reihe von Besonderheiten. Jene des kristallinen Kernes der Kleinen Karpaten haben wir schon im ersten Teil unserer Arbeit besprochen. Sie betreffen aber auch den Bau des „Oberostalpins“ und zwar:

- die Position der Křížna-Decke,
- die Raumverteilung der Einheiten des Oberostalpins und deren Bau,
- die Entwicklung und Raumverteilung der Oberkreide und des Paläogens.

Eines der bedeutsamen Glieder des westkarpatischen Modells ist die verhältnismässig mächtige Křížna-Decke und die Anhäufung ihrer Strukturen nicht nur vor den Stirnen der höheren Decken, also in der Periklippenzone, wie bei der Frankenfels-Decke, aber auch in unmittelbarer Nachbarschaft des Tatrikums, in seinem Hangendem.

In den Kleinen Karpaten ist eine bekannte kleinkarpatische Besonderheit die vorherrschende Vertretung der Vysoká-Einheit (M a h e l, 1962, 1963) und nicht des meist typischen Repräsentanten der Křížna-Decke, der Zliechov-Einheit. Diese weist eine Reihe von Besonderheiten aus: in der Trias mit geringerer Vertretung des Keupers aber mit Anwesenheit von mächtigen obertriasischen Kalken, Zellenkalken und Rauhacken (offensichtlich mit Lagen von Evaporiten) und im Jura mit einer Veränderlichkeit der Fazies, mit mehreren Entwicklungen von Flachwasser- bis zum Tiefwasser-Charakter. Die Vysoká-Einheit zeigt enge Beziehungen zum Tatra-also zum tatriden Typ einerseits, aber im Type der Trias weist sie Verwandtschaft mit dem Schuppen-System von Semmering unterostalpinen Zugehörigkeit auf (T o l l m a n n, 1975). In ihr ist jedoch nicht nur die Trias vertreten wie in den verglichenen

Schuppen im Raume von Semmering, sondern auch bunte jüngere Glieder bis zum Alb.

Die intensive Digitierung der Vysoká Decke mit mehreren Digitationen und Schuppen, aufgebaut von den jüngsten Gliedern bei der Berührungszone mit der Melaphyrserie, weist auf den Charakter von Stirndigitationen hin. Daraus würde hervorgehen, dass die Vysoká-Einheit nur im geringen Masse im Liegenden des Komplexes der höheren Decken gelegen ist; diese Annäherung zum alpinen Modell ebenso gleich wie der geringere Anteil der Zliechov-Sequenz am Bau der Křížna-Decke betrachten wir als Merkmal eines Übergangs-Abschnittes. Die Zliechov-Einheit, im Stirnteil der Decke gelegen, weist inhaltliche und strukturelle Anknüpfungen an die Manín-Einheit auf, hauptsächlich mit häufigen Siliziten (Bošáca-Entwicklung Mahel, 1978), resp. Kieselkalkzone der österreichischen Geologen (Kröll — Wessely, 1974). Merkwürdig ist auch ein Anteil von Trias-Gliedern in den Stirnstrukturen. Es ist aber fraglich, inwiefern diese ein Teil der Choč-Decke, des Čierny Váh Types sind.

In der Beziehung der Křížna-Decke zur Frankenfels-Decke resp. zu den Frankenfels-Lunzer Stirnschuppen (sensu Kröll — Wessely, 1974), aber gleichfalls zur Schuppenzone von Semmering bleibt eine ganze Reihe von ungelösten Fragen.

Die Křížna-Decke des Übergangs-Abschnittes ist aber ein Teil des einheitlichen Modells zusammen mit höheren Decken. Die Ansichten auf die gegenseitige Verteilung der alpinen (höhere Decken) und karpatischen Einheiten (Křížna-Decke) (Jiříček, 1981; Němec — Kocák, 1970 -Tatrikum) sind unbegründet. Die Wahrheit ist, dass manche Einheiten in grösserem Masse karpatische Merkmale, andere mehr alpine haben.

In der Verteilung der Einheiten des Oberostalpins besteht zwischen den Ostalpen und Westkarpaten ein beträchtlicher Unterschied. Ein Teil des ostalpinen Modells ist die Verteilung der paläogeographischen nördlicheren Einheiten im nördlichen Teil, der südlicheren — höheren Decken im Südteil der Nördlichen Kalkalpen. Diese sind in Form eines Träger-Sockels von der Grauwackenzone mit hauptsächlich mächtiger vertretenen altpaläozoischen Serien (neben der jungpaläozoischen und untertriassischen) unterlagert. Beim westkarpatischen Modell sind die Einheiten übereinander gelegen (die nördlicheren unten) und den mächtigen Untergrund bildet die mächtige Melaphyr-Serie.

In den Kleinen Karpaten macht sich eine bestimmte Überdeckung der beiden Modelle bemerkbar, auf die Besonderheit dieses Übergangs-Abschnittes hinweisend.

Ein auffallendes karpatisches Merkmal bedeutet die Melaphyr-Serie als Untergrund des „Oberostalpins“, und zwar auch mit der Anwesenheit für die Westkarpaten typischer tragender permischer Melaphyrkörper.

— Eine bestimmte Annäherung zu den Alpen deutet die grössere Vertretung von dunklen schieferigen Sequenzen, auch die Anwesenheit dunkler kristalliner Kalke in den Melaphyr-Serien an. Im Hangenden in Richtung SW ist die Auskeilung der unteren Einheiten (Čierny Váh, Biely und Váh-Einheit) zu bemerken. Mit der Melaphyr-Serie treten direkt schon die Einheiten mit mächtigen Wetterstein-Kalken, nahe den höheren oberostalpinen Decken der Alpen, in Berührung.

— Bei den kalk-dolomitischen Komplexen in den Kleinen Karpaten regten der grössere Anteil von hellen Kalken in der Mittel- aber auch in der Obertrias, die Vertretung von jüngeren Gliedern auch in den höheren Decken schon in der Vergangenheit die Bezeichnung mit besonderen Namen (Veternik-, Havranica-, Jablonica-, Nedzov-Einheit an; (MaheI, 1963, 1967). Trotz der inhaltlichen Annäherung dieser Einheiten zu den ostalpinen ist jedoch eine nähere Parallelisierung der einzelnen karpatischen strukturellen Einheiten mit den ostalpinen erschwert auch als Folge der Überdeckung mit Neogen und Oberkreide. Sie wird auch erschwert durch die Besonderheiten des Inhaltes mehrerer dieser Einheiten. Überdies treten neben der Besonderheiten im Inhalte des Übergangs-Abschnittes auch strukturelle Besonderheiten hinzu, wie eine bedeutende Verschuppung. Ziemlich charakteristisch ist die Aufrichtung der Strukturen in einigen Zonen, und zwar auch in den entfernteren vom Rande der Klippenzone (in der Láb-Malacky-Elevation). Eine ausgeprägtere Verschuppung (in der Lakšáre-Schuppen-Zone, Němec — Kocák, 1978), und zwar im österreichischen Teil (Kröll — Wessely, 1974; Wessely, 1978) ist offensichtlich ein besonderes Merkmal des Baues des Oberostalpins der Übergangszone.

Im Übergangs-karpatischen Abschnitt zwischen den Karpaten und Alpen sind mehrere Besonderheiten in der Ausbildung und Raumverteilung der Oberkreide bis Eozän. Die Oberkreide der Periklippenzone zeichnet sich aus:

— durch einen grösseren Anteil von Flysch-Schichtfolgen im Santon, Mittelkampan, Oberpaläozän bis Eozän (in der Gosau-Kreide der Ostalpen ist der Flysch mächtiger im Obersanton) durch geringere Vertretung der organogenen (Hippuriten) Kalke (Samuel — Salaj — Began, 1980), Mergel und Konglomerate mit exotischem Material.

Zu Besonderheiten gehört die Vertretung des Übergang-Paläogens gelegen im Hangenden der höheren Decken in der Buková-Depression. Der Beginn der Transgression im Cuisien weist auf die Verwandtschaft mit dem Periklippen-Paläogen hin; seine im ganzen intensivere tektonische Betroffenheit nur bei den Aufschiebungen hat eine Annäherung zu dem zentralkarpatischen. Es handelt sich offensichtlich um einen besonderen Übergangs-Typ, analog der südlichen Entwicklung der Periklippenzone.

Die Übergangszone zwischen den Westkarpaten und Ostalpen weist auch trotz ihres grundlegenden ostalpinen Merkmales — wie es der Modell des Baues der Berührung der zentralen Zonen mit den äusseren ist, eine ganze Reihe von Besonderheiten auf. Gerade ihre nähere Erkennung ist besonders durch die Überdeckung des wesentlichen Teiles mit Neogen erschwert. Bei den derzeitigen Erkenntnissen scheinen solche zu sein:

— eine engere Strukturelle Verbundenheit der Křížna-Decke mit der Choč-Decke,

— ausgeprägtere karpatische Merkmale des „Oberostalpins“, aber die Aufrichtung seiner Strukturen, hauptsächlich der tieferen,

— Oberkreide und Paläogen mit einem grösseren Anteil von Flysch-Fazies.

Der Übergangs-Abschnitt zwischen den Alpen und Karpaten weist seiner ganzen Länge nach eine zusammenhängende Klippen-Zone auf, gelegen im Stirnteil des überschobenen „Oberostalpins“. Auch trotzdem, dass ihr Verlauf im ganzen mit dem Verlauf des peripieninischen Lineaments nicht übereinstimmt, wie z. B. im Waagtal oder nördlich von der Malá Fatra und zwischen

ihnen ist ein Abstand im kleinkarpatischen Abschnitt stellenweise bis 40 km, die Klippenzone erhält sich auch hier ihre grundlegenden morphostrukturellen (Aufrichtung) und strukturellen (Klippenstil) Züge. Sie weist aber eine starke tektonische Zerrung und eine mangelnde Klape-Decke auf. Der fächerartige Bau der Klape-Decke im Waagtal in der Nähe des peripieninischen Lineamentes, ein Merkmal das mit einer Narbendecke in Verbindung gestellt wird, die genetische Verbundenheit der umfangreichen Exotika gerade in dieser Decke mit der durchlaufenden ultrapieninischen Kordillere, dies führt uns zur Erwägung über die wahrscheinliche Erstreckung, das Zurückbleiben der Klape-Decke mit einem mächtigen Flysch und gewaltigen Wildflysch und Sandsteinen der Orlová- und Upohlava-Schichten in Räumen des Verlaufes des peripieninischen Lineamentes, in Räumen von vorausgesetztem allmählichem Absteigen der pieninischen Einheiten in die Tiefe.

Auch die Flysch-Zone verzeichnet am südwestlichen Ende der Karpaten einige bedeutende Besonderheiten, solche wie der beträchtliche Umfang der Biele Karpaty Einheit, starke Reduktion der Bystrica-Einheit, deutliche Reduktion bis Auskeilung der mächtigen Gruppe der mittleren Decken, welche nur Schuppen vertreten, die bekannt sind als Zdounky-Einheit (Roth, 1967, 1981). Die meist ausgeprägte Besonderheit ist jedoch die Ždánice-Waschberg-Decke mit einem mächtigen Flysch bis Flyschoid im Oligozän und allmählichen Verschwinden der stratonomischen Merkmale des Flysches, mit lateralem Übergang in den Molassoid in vertikaler und lateraler Richtung. Überdies die begleitenden Klippen des Mesozoikums, bekannt in den Pollauer Bergen, weisen sowohl karpatische Einflüsse als auch Einflüsse der anliegenden Plattform vom Helvetikum-Type auf.

Die beträchtliche Ausdehnung der Ždánice-Waschbergzone und Äusserungen einiger transversaler Strukturelemente in ihrem Vorlande und in ihr selbst, der Vranovice- und Nesvačilka-Graben, leiten zur Erwägung dieselbe als embryoales Stadium der transversalen Struktur schon im Oligozän vor der Faltung angelegt, oder sie als Erstbeginn der Formierung der transversalen Depression, an welche im Miozän die Gestaltung des Wiener Beckens anknüpfte, zu betrachten.

Zusammenfassung

Die durchgeführte Analyse zeigte eine grössere Annäherung des südwestlichen Endes der Westkarpaten zu den Ostalpen, und zwar im Inhalte und Struktur-Charakter der Mehrzahl der tektonischen Einheiten; aber auch eine Mischung der typisch westkarpatischen mit typisch ostalpinen Elementen. Und dies verleiht, neben einer ganzen Reihe spezifischer Merkmale, diesem Raume bis zum östlichen Rande der Alpen den Eindruck seiner Besonderheit als eines Abschnittes des Überganges zwischen der Karpaten und Alpen (Fig. 3). Morphostrukturell handelt es sich um einen Teil der Westkarpaten, ausgedrückt hauptsächlich durch den Horst-Charakter des Kerngebirges der Kleinen Karpaten und der begleitenden Depressionen. Deshalb gehört dieser Abschnitt einschliesslich des ganzen Wiener Beckens zu den Karpaten und wir nennen diesen Deviner Karpaten.

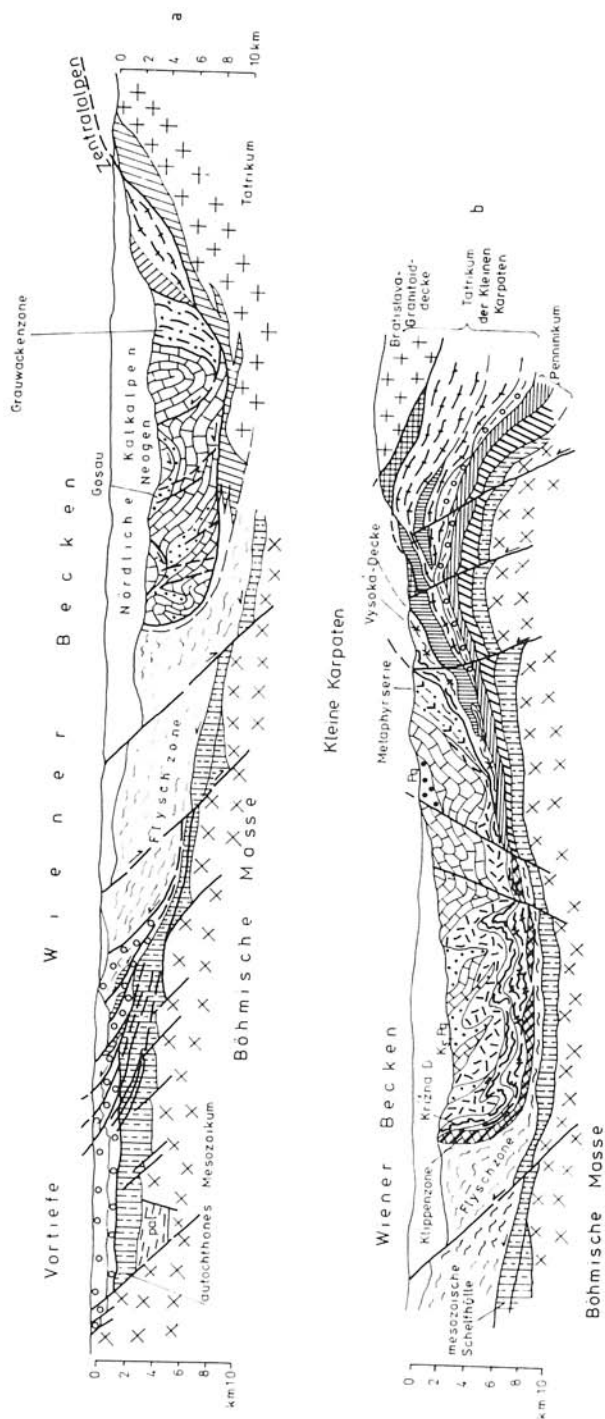


Fig. 3 a. Profil nach dem Ostalpen-Modell mit dem Autochthon des Tatrikums der Kleinen Karpaten (Kroll — Wessely, 1978).
 Fig. 3 b. Profil gestützt auf die Allochthonität des kristallinen Kernes der Kleinen Karpaten (Majai, 1982).

Die transversale Ausdehnung des Wiener Beckens im Grenzraume der Karpaten und Alpen, und zwar nicht nur auf die zentral-karpatischen Einheiten, aber auch auf die Einheiten der Klippen- und Flyschzone auflagernd ist jedoch zweifellos ein besonderes Merkmal. Eine weitere ausgeprägte Besonderheit ist die in ihrem Inhalte mächtige Zdáňice-Waschberg Einheit. Es ist auch nicht bedeutungslos die Tatsache, dass gerade in diesem Devíner Übergangsabschnitte das Kristallin des plattformen Vorlandes eine mächtigere mesozoische Hülle aufweist. Charakteristisch für die Devíner Karpaten ist vor allem die Mischung der ausgeprägten westkarpatischen Elemente mit deutlich ostalpinen Elementen (Melaphyr-Serie in der Position der Grauwackenzone, gemischter Charakter des Kristallins der Kleinen Karpaten; mächtige gefaltete Oberkreide und Paläogen, aber auch Paläogen mit Anlauf zum spät-tektonischen zentral karpatischen Typ, usw.; die Klippenzone in der Position eines Stirnanhängsels des „Oberostalpins“ usw.).

Der westkarpatische Charakter des Devíner Abschnittes der Karpaten zeichnet sich durch mehrere westkarpatische Merkmale aus:

— südwest- nordöstliche Richtung der Strukturelemente im ganzen Umfange, sogar auch einschliesslich des östlichen Teiles der Alpen,

— die Anwesenheit der Mehrzahl der westkarpatischen Einheiten, welche die tatrinen Hüllen-Einheiten; die polyfazielle und polystrukturelle Křižna-Decke, Melaphyr-Serie als Untergrund des „Oberostalpins“, die Choč und Strážov-Decke sind.

Die Mehrzahl dieser Einheiten ist aber direkt mit den alpinen verknüpft. Und dies betrifft nicht nur die paläoalpinen inneren, sondern auch die neoalpinen (äusseren) Einheiten.

Den Ostalpen nähert sich der Devíner Abschnitt durch den Modell des Baues, ausgedrückt in erster Reihe durch die Beziehung der zentralkarpatischen, Klippen- und Flysch-Einheiten.

Genau so wie in den Ostalpen, überdecken die Decken der zentralen Zone die Elemente der äusseren Zone, der Klippen und Flyschzone. Die Grundlage des westkarpatischen Modells ist im Gegenteil eine beträchtliche Autonomie dieser zwei Gruppen von Einheiten (M a h e l, 1974); nur in geringerem Masse überdecken paläoalpine Einheiten die neoalpinen Einheiten der Flyschzone (Fig. 2). Im Gegenteil, die Kalkalpen überdecken den Komplex der Flyschzone, resp. ihr Vorland.

Diese grundlegende Verschiedenheit des Baues zwischen den Ostalpen und Westkarpaten hat ihre Ursachen in den Unterschieden des Umfanges der mesoalpinen und neoalpinen Faltung und nach-paläogenen Entwicklung. Die Ausdehnung der mesoalpinen Einheiten in den Westkarpaten ist im Vergleich mit den Ostalpen viel kleiner und klein ist auch der Anteil der Oberkreide an deren Baue. Der Devíner Abschnitt mit beiden typischen Merkmalen verbunden mit der mesoalpinen Etappe der Entwicklung nähert sich den Ostalpen.

Auch wenn dem Inhalte nach mehrere grundlegende tektonische Einheiten (höhere Decken des Tatrikums, Křižna-Decke, basaler Teil der Choč-Decke, Klippenzone) eine grössere Affinität zu den Westkarpaten als zu den Alpen aufweisen, sind bei jeder von ihnen charakteristische Besonderheiten.

Der Devíner Abschnitt stellt offensichtlich eine Zone an der Grenze der Alpen und Karpaten vor, transversal orientiert, welche ihre Spezifika in der historischen Entwicklung verankert hat und sich durch die Überlagerung des

ostalpinen Strukturplanes vom jüngerem morphostrukturellen westkarpatischen Plane auszeichnet.

Übersetzt von J. Pevný

SCHRIFTTUM

- ANDRUSOV, D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západných Karpatech, III. Tektonika. Rozpr. Stát. geol. ústav, Praha, 9, S. 1—135.
- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vyd. SAV, Bratislava. S. 1—188.
- BEGAN, A. — SALAJ, J., 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska — New paleogeographical knowledge in the Upper Cretaceous and Paleogene of Western and Central Slovakia. Paleogeografický vývoj Západných Karpát. KONFERENCIE, SYMPÓZIA, SEMINÁRE, GÚDŠ. Bratislava. S. 161—174.
- BERANEK, B. — WEISS, J., 1980: Hlubinná stavba kontaktní zóny mezi Českým masívem a Karpaty. Sborník referátů ze 7. celostátní konference geofyziků. Gottwaldov 1980. Geofyzika Brno.
- CAMBEL, B., 1976: Probleme der Metamorphose und der Stratigraphie des Kristallins der Westkarpaten mit Hinsicht, auf die Forschungen in dem Bereich der Kleinen Karpaten. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, S. 103—116.
- CLAR, E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanst. Sdh C, (Wien), S. 11—35.
- DEBELMAS, J., 1960: Comparison du Trias hauttatrique avec celui des Alpes occidentales, Zone intraalpine. Acta geol. pol. (Warszawa), 10, 2, S. 107—121.
- FUSAN, O. — IBRMAJER, J. — PLANČAR, J., 1979: Neotectonic Blocks of the West Carpathians. Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Veda, vyd. SAV, Bratislava. S. 187—192.
- GRECULA, P. — ROTH, Z., 1978: Kinematický model Západních Karpát v souborném řezu. Sborn. geol. Věd, Geologie, (Praha), 32, S. 49—73.
- CHMELIK, F., 1971: Geologie zdounecké jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. Sborn. geol. Věd, Geologie, (Praha), 19, S. 123—149.
- JANOSCHEK, W. — MATURA, A., 1980: Outline of the Geology of Austria. Outline of the geology of Austria and selected excursions. Abh. geol. Bundesanstalt (Wien), S. 1—324.
- JIRÍČEK, R., 1981: Vývoj a stavba podloží Vídeňské pánve. Zemní Plyn Nafta (Hodonín), 26, S. 361—383.
- KOZUR, H. — MOCK, R., 1973: Zum Alter and zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes, Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 25, 1, S. 113—143.
- KOTAŇSKI, Z., 1979: Pozycja Tatr w obrebie Karpat Zachodnih. Przegl. geol. (Warszawa), 27, 7, 315, S. 359—369.
- KROLL, A. — WESSELY, G., 1973: Neue Ergebnisse des Tiefenaufschlusses im Wiener Becken. Erdöl—Erdgas—Z. (Hamburg—Wien), S. 400—413.
- MAHEL, M., 1957: Jadrové pohoria, špecifický znak Západných Karpát. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 8, 2, S. 180—193.
- MAHEL, M., 1961: Geologická stavba Malých Karpát. Zjazdový sprievodca XII. zjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu (Bratislava), S. 45—67.
- MAHEL, M., 1962: Geologická mapa Malých Karpát 1:50 000, Geologický ústav D. Štúra — Slovenská kartografia, n. p., Bratislava.
- MAHEL, M., 1963: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehungen zwischen West-Karpaten und Ostalpen. Jb. Geol. Bundesanstalt. (Wien), 106, S. 429—447.
- MAHEL, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR II. Západní Karpaty sv. 1. (Praha), S. 1—486.
- MAHEL, M., 1973: Some characteristics of the development and structure of the individual alpine segments. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 24, 1, S. 5—21.

- MAHEL, M., 1974 (edit.): Tectonics of the CARPATHIAN BALKAN REGION. Geological Institute of D. Štúr (Bratislava), 456 S.
- MAHEL, M., 1974: Some remarks on the European Alpides of new global tectonics. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 25, 1, S. 105—112.
- MAHEL, M., 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. Západné Karpaty, Geológia (Bratislava), 4, S. 1—165.
- MAHEL, M., 1978: Some particularities of development of the European Alpides and West Carpathians, mainly from the viewpoint of new global tectonics. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 29, 1, S. 1—19.
- MAHEL, M., 1979 a: Choč and Strážov nappe, new division and structure. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 30, 1, S. 19—43.
- MAHEL, M., 1979 b: Fatranský nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. Mineralia slov (Bratislava), 11, 3, S. 263—277.
- MAHEL, M., 1979: Nové pohľady na geotektonické postavenie granitoidov v Západných Karpatoch. Mineralia slov. (Bratislava), 11, 4, S. 369—370.
- MAHEL, M., 1979: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In M. Mahel et al.: Tektonické profily Západných Karpát. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. S. 105—128.
- MAHEL, M., 1980: Periklappen zone: nearer characterization and significance. Mineralia slov. (Bratislava), 12, 3, S. 193—207.
- MAHEL, M., 1981: Island character of Klippen Belt; Vahicum continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. Geol. Zborn. — Geol. carpath. (Bratislava), 32, 3, S. 293—305.
- MARSCHALCO, R., 1978: Evolution of sedimentary basins and paleotectonic reconstructions of the West Carpathians in Paleogeographical evolution of the West Carpathians, S. 49—80.
- MISÍK, M., 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. S. 147—160.
- MISÍK, M. — JABLONSKÝ, J. — MOCK, R. — SÝKORA, M., 1981: Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten, paleogeographische und tektonische Interpretation. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 37, S. 5—55.
- NEMEC, F. — KOCÁK, A., 1976: Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve. Mineralia slov. (Bratislava), 8, S. 481—560.
- OBERHAUSER, R., 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik in der Paläogeographie während der Oberkreide und des Paläogens im Ostalpenraum. Jb. Geol. Bundesanst. B-A (Wien), Bd. 111, E. 115—145.
- PAHR, A., 1975: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonbergbau. Bergb.-u. hüttenmänn. Mh. (Wien), 120, S. 492—495.
- PLÖCHINGER, B., 1960: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal (N-O). Verh. Geol. Bundesanst. (Wien) P. S. 56—71.
- PREY, S., 1965: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluss an Exkursionen in die Westkarpaten. Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 1, 3, S. 69—107.
- PREY, S., 1978: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. Mitt. Osterr. geol. Gesell. (Wien), 69, S. 1—25.
- ROTH, Z., 1967: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 42, S. 29—49.
- ROTH, Z., 1980: Západní Karpaty — terciární struktura střední Evropy. ÚÚG, Praha, 128 S.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. — BEGAN, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogenných sedimentov Myjavskej pahorkatiny. Západné Karpaty, Geológia 6. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. S. 81—111.
- SNOPKOVÁ, P. — SNOPKO, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-germerskom rudohori na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty — paleozoikum). Západné Karpaty, Geológia 5. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava. S. 57—102.
- STRÁNIK, Z. — ADÁMEK, J. — CIPRYS, V., 1979: Geologický profil karpatskou předhlubní, flyšovým pásmem a vídeňskou pánví v oblasti Pavlovských vrchů. Geological profile of Carpathian foredeep, flysch belt and Vienna Basin in the

- area of Pavlovské vrchy mountains. In: Tektonické profily Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava. S. 7—14.
- THON, A. — CHMELÍK, F. — LEŠKO, B., 1978: Koncepcie průskumných prací na ropu a zemní plyn v ČSSR. Zemní Plyn Nafta (Hodonín), 23, S. 329—368.
- TOLLMANN, S., 1967: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. *Eclogae geol. Helv* (Basel), 60, 1, S. 109—135.
- TOLLMANN, A., 1966: Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? *Geol. Sborn.* (Bratislava), 16, 2, S. 273—278.
- TOLLMANN, A., 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikums. Tectonic problems of the Alpine system. VEDA, vyd. SAV, Bratislava. S. 109—120.
- TOLLMANN, A., 1978: Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogens. *Mitt. Osterr. geol. Gesell.* (Wien), 69, S. 121—351.
- TRAUTH, F., 1922: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. *Mitt. Geol. Gesell.* (Wien), 14, S. 105—265.
- TRUMPY, R., 1960: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. Soc. geol. America*, 71, S. 843—908.
- WESSELY, G., 1975: Rand und Untergrund des Wiener Beckens-Verbindungen und Vergleiche. *Mitt. Geol. Gesell.* (Wien), 66—67, S. 265—187.

Zur Veröffentlichung empfohlen
von Z. ROTH

Manuskript eingegangen
am 29. April 1982