

Jb. Geol. B. A.	Bd. 106	S. 429--447	Wien, Dezember 1963
-----------------	---------	-------------	---------------------

Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen.

(Mit einer Tabelle)

Von MICHAL MAHEL' *)

Zusammenfassung

Für das geosynklinale alpine System ist eine intensive Gliederung, Unstabilität der paläotektonischen Einheiten und Verlagerung der Achse nach außen kennzeichnend, während die Mächtigkeit der Sedimente die in den Plattform-Gebieten üblichen Werte nicht erreicht. Für die Westkarpaten-Geosynklinale ist eine besonders reiche Gliederung im Jura und in der Unterkreide und eine ausgeprägte stadiale Verlagerung der Geosynkinalachse schon seit der Trias kennzeichnend.

Die Verbreitung der Fazieskomplexe ist gesetzmäßig, für einzelne Zeiträume sind bestimmte Fazies-Typen charakteristisch. Man kann sogar sagen, daß einige Fazies-Typen mit ihren Entwicklungsstadien funktionell verknüpft sind.

Die Fazieskomplexe der einzelnen Entwicklungsstadien und ihre gegenseitigen Beziehungen in vertikaler und lateraler Richtung sind in den einzelnen geotektonischen Zonen, in welche die Geosynklinale gegliedert ist, verschieden. Jenen Fazieskomplex, welchem in dieser oder jener geotektonischen Zone ein Entwicklungsstadium entspricht, nennen wir tektonische Formation. Diese stellt die geotektonische Grundeinheit mit einem bestimmten Typus von Fazies, stratigraphischer Zeitspanne und Raumstellung in der Geosynklinale dar.

Das alpine geosynklinale System zerfällt in eine ganze Reihe von Segmenten; hievon besitzt jedes eine abweichende Gliederung in geotektonische Zonen und paläotektonische Einheiten niederen Ranges sowie auch eine abweichende Intensität der einzelnen Faltungsphasen und Zeitunterschiede in der Verlagerung der Achse. Das Ergebnis ist, daß jedes Segment nicht nur eigene charakteristische stratigraphisch-lithologische Einheiten, sondern auch abweichende tektonische Einheiten, also auch einen abweichenden tektonischen Bau besitzt. Zahlreiche tektonische Formationen sind aber in den einzelnen Segmenten fast gleich, verschieden ist nur ihre Stellung und ihre gegenseitigen Beziehungen. Die Formationen sind also als Grundelemente der Parallelisation der einzelnen Teile — Segmente — des geosynkinalen Systems und für die Zusammenstellung der tektonischen Karte zu betrachten. Die auf Grund hievon durchgeführte Analyse zeigt, daß für die Westkarpaten ihre Zentralzone oder die Tatriden-Křížna-Zone charakteristisch ist, welche in den Ostalpen keine Fortsetzung findet. Dagegen stellt in den Ostalpen die Zentralzone wiederum eine besondere Einheit nicht nur im tektonischen Sinne (wie die Veporiden), sondern auch eine besondere geotektonische Zone mit abweichendem, charakteristischem Typus der tektonischen Formationen dar. Eine Übereinstimmung

*) Adresse: Bratislava, Mlynská dol. 1, ČSSR.

in den Formationen, sowie auch im tektonischen Stile besteht zwischen der oberostalpinen Einheit der Ostalpen und der Choč-Gemeriden-Einheit der Westkarpaten. Die abweichende Gliederung des ostalpinen und westkarpatischen Segmentes ist aber die Ursache der Unterschiede im Charakter ihrer jüngeren nachtriadischen Formationen und in der tektonischen Beziehung zu den äußeren Zonen.

Einleitung

Die durch das Wiener Becken unterbrochene geographische Fortsetzung der nördlichen Kalkalpen in die Zentralkarpaten, ein Komplex mit größtenteils gleicher paläozoischer, jedoch hauptsächlich mesozoischer Fazies und ähnlichen tektonischen Formen in beiden Gebirgssystemen, führte zu der Anschauung, daß eine gleiche Entwicklung, ja sogar eine direkte Verbindung oder Fortsetzung der tektonischen Grundzonen bestehe. Dies betraf auch die äußeren Einheiten der Flysch- und Klippenzone. Im Sinne dieser Anschauungen sollten die Tatriden-Einheiten unmittelbar an die Zentralzone der Alpen anknüpfen. In den mesozoischen Inseln, im Gebiete des Leitha-Gebirges sieht man ein Kettenglied zwischen dem kleinkarpatischen Hüllen-Mesozoikum und dem Mesozoikum, das aus dem östlichen Zipfel der Zentralalpen, aus dem Gebiet des Semmering bekannt ist (CORNELIUS 1940). In den subtatrischen Decken der Kleinen Karpaten hat man die Fortsetzung der unteren Decken der nördlichen Kalkalpen gesehen; die Krížna-Decke hat man für ein Äquivalent, eine Fortsetzung der Frankenfesler-Decke, die Lunzer- und Ötscher-Decke der Choč-Decke gehalten und die höheren alpinen Decken hat man mit der höheren subtatrischen Decke und mit der Gemeriden-Decke, oder sogenannten Zipser-Decke parallelisiert (KOBEL 1912, 1930; ANDRUSOV 1936, 1960).

Die neuen Forschungen in beiden Systemen brachten zahlreiche Erkenntnisse, die bedeutende Unterschiede ausweisen. Bei der Erläuterung ihrer Ursachen kommen begreiflicherweise auch die längst bekannten, auffallenden Unterschiede zwischen den beiden Systemen zum Ausdruck, wie die unterschiedliche tektonische Beziehung der äußeren zu den inneren Zonen, der unterschiedliche morphotektonische Charakter der Zentralzonen und auch der unterschiedliche Bau der mesozoischen Kalkdecken. Die Erläuterungen und Beiträge zur Lösung der Fragen sind jedoch verschieden. Die einen (ANDRUSOV 1960, DEL NEGRO 1962) sehen die Ursachen der Unterschiede bloß in unterschiedlicher Intensität einzelner nachpaläogener Faltungsphasen; sie sehen die Phasen nicht in Zusammenhang mit der vorhergehenden Entwicklung; sie gehen im wesentlichen von der älteren Anschauung von der Fortsetzung der Grundzonen längs des geosynklinalen Systems aus. Die anderen suchen die Möglichkeiten der Erläuterung in der verschiedenen Breite des geosynklinalen Systems (KÜPPER 1960) und in der daraus folgenden Verschiedenheit der Zusammenpressung, die in dem westkarpatischen Gebiete, einschließlich des ungarischen Mittelgebirges, kleiner ist.

Die neuere Kenntnis der Mannigfaltigkeit der Hüllenserien mit einer ganzen Reihe von spezifischen Fazies-Entwicklungen und hauptsächlich die Feststellung der paläogeographischen Beziehungen der Krížna-Einheit

eher zu den tatriden Hüllen-Einheiten als zu der Choč-Einheit führte zu der Auffassung der Kerngebirge als einem spezifischen Kennzeichen der Zentralkarpaten (MAHEL' 1957, 1959), das in den Ostalpen unbekannt ist. Unter dem Einfluß dieser Anschauung parallelisierte man die Fazies des Semmering-Mesozoikums — welches bisher als Fortsetzung des tatriden Mesozoikums aus den Kleinen Karpaten betrachtet wurde — mit der Krížna-Einheit. Bei einer derartigen Auffassung sollte die letztgenannte die Fortsetzung des zentralalpiner (unterost- und mittelostalpinen) Mesozoikums sein und das Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen hätte seine Fortsetzung in den Karpaten in der Choč-Gemeriden-Einheit (TOLLMANN 1959).

Ich vermute, daß alle bisherigen Parallelisierungen an einer Unklarheit der Kriterien leiden. Es ist nicht klar, was als gemeinsam für einzelne Gebirgssysteme, bzw. für das ganze alpine geosynklinale System und was als spezifisch für seine einzelnen Teile betrachtet werden soll. Die Feststellung der gemeinsamen Kennzeichen einerseits und der spezifischen Kennzeichen andererseits, halte ich für sehr wichtig, besonders jetzt, wo eine Fülle von Erkenntnissen vorliegt, die nicht immer im Einklange mit den üblichen Vorstellungen sind.

Spezifische Eigenschaften der Geosynklinale vom alpinen Typus und die Besonderheit der westkarpatischen Geosynklinale

Das Mesozoikum der Westkarpaten tritt in einigen, durch ihren lithologisch-stratigraphischen Inhalt unterscheidbaren Einheiten höheren Grades auf. Es sind dies vom Süden gegen Norden: das Bükk-Gebirge, das Synklinorium des Gebirges Slovenský Kras, die nordgemeride Synklinale, die Choč-Decke, die Krížna-Einheit, die Hüllenserien, die Klippenzone mit der Pieniny-¹⁾ und Czorsztyń-Einheit und die Einheiten der Flysch-Zone. Jede der angeführten Einheiten besitzt eigene, für sie typische Fazies-Entwicklungen. Bis vor kurzem hat man jede tektonische Einheit und ihre lithologisch-stratigraphische Serie mit einem eigenen klar skizzierten Sedimentationsraum identifiziert. Wenn man z. B. von der Krížna-Decke gesprochen hat, hat man zugleich an die genau begrenzte lithologisch-stratigraphische Serie, ein anderes Mal auch an ihren ursprünglichen Sedimentationsraum gedacht. Die Entwicklung der Einheiten, von den paläogeographischen zu den tektonischen Gegebenheiten, hat man also als geradlinig betrachtet. Die eingehenderen Erforschungen zeigten jedoch eine größere Mannigfaltigkeit der Fazies, so daß bei manchen Einheiten auch mehrere lithologisch-stratigraphische Serien abgetrennt wurden. Zum Beispiel trennen wir in der Choč-Einheit heutzutage drei Serien ab (die Čierny Váh-, Biely Váh- und Strážov-Nedzov-Serie); bei der Gemeriden-Einheit, die man für eine Einheit mit einheitlicher Entwicklung hielt, unterscheiden wir heute zwei selbständige Einheiten (die Nordgemeriden- und Südgemeriden-Einheit) und daneben bei beiden eine ganze Reihe von lokalen, an Strukturen niederen Grades gebundene Fazies-Entwick-

¹⁾ Pieniny = Pieninen = Pieniden (Anm. d. Red.).

lungen. Die große fazielle Mannigfaltigkeit zeugt sichtbar von einer bedeutenden faziellen Gliederung des Sedimentationsraumes. Keine andere Periode zeichnet sich in den Karpaten durch eine derartige fazielle Buntheit aus; man kann mit Recht sagen, daß das Mesozoikum eine Periode mit ausgeprägter Fazies-Gliederung ist. Wenn man dabei von einer geosynklinalen Periode spricht, dann ist diese Aufgliederung ein charakteristischer Zug der westkarpatischen Geosynklinale.

Die Gliederung der Geosynklinale hat sich jedoch im Verlaufe der Entwicklung geändert. Die paläotektonischen Einheiten (Kordilleren, Vertiefungen) waren nicht permanent; ihre Grenzen haben sich in den nacheinander folgenden Perioden nicht immer gedeckt. Das ist der Grund dafür, daß die Entwicklung vom Sedimentationsraum über die lithologisch-stratigraphische Fazies-Serie bis zur tektonischen Einheit nicht geradlinig ist. Auch die Kriterien zur Unterscheidung einzelner lithologisch-stratigraphischer Fazies-Einheiten bis -Serien werden eben deshalb vielfältig. Ein schönes Beispiel ist die in den letzten Jahren von dem Autor abgetrennte und bedeutenden Anklang findende westkarpatische Einheit (MAHEL' 1959) oder, besser gesagt, der Komplex der Serien mit dem gleichen, im wesentlichen Kordilleren-Typus des Juras und der Unterkreide (infolgedessen gemeinsam eingereiht) jedoch mit einer unterschiedlichen Entwicklung der Trias und unterschiedlicher tektonischer Zugehörigkeit einerseits zu den Hülleneinheiten, andererseits zu der Krížna-Einheit. Die Instabilität der paläotektonischen Elemente, bzw. die durch die Änderung der räumlichen Ausbreitung der faziellen Begrenzungen begleitete Änderung des paläogeographischen Bildes, ist also ein weiteres Merkmal der westkarpatischen Geosynklinale im Zeitraum des Mesozoikums.

Schon der Blick auf die geologische Karte deutet ausgeprägt auf die Gesetzmäßigkeit in der Ausbreitung des Mesozoikums, auf die Vorherrschaft der älteren triadischen Glieder und Mangel an kretazischen Gliedern in den südlichen Zonen, auf die Häufigkeit der jurassischen Schichtenfolgen im Zentralteil und auf die Ausbreitung der kretazischen Glieder, hauptsächlich in den äußeren Zonen der Westkarpaten. Im Einklange mit der quantitativen Verteilung der mesozoischen Komplexe ist auch ihr geotektonischer Charakter. In den südlichen Zonen befindet sich nämlich nicht nur der größte Anteil an triadischen Gesteinen und ihre größte Mächtigkeit, sondern ihre fazielle Aufgliederung ist auch am stärksten, ähnlich wie beim Jura und bei der Unterkreide in den Zentralzonen, oder bei der Mittel- und Oberkreide und beim Paläogen in den äußeren Zonen. Mit Recht kann man von der Verlagerung der geosynklinalen Achse aus den innersten in die äußeren Zonen sprechen. Die Wanderung der Achse der Geosynklinale gegen außen ist also ein weiteres charakteristisches Merkmal der westkarpatischen Geosynklinale.

Die westkarpatische Geosynklinale ist ein Bestandteil des ausgedehnten alpinen geosynklinalen Systems, für das die eben erörterten Merkmale, die starke Fazies-Gliederung, die Instabilität der paläotektonischen Einheiten und die Wanderung der Achse gegen Norden charakteristisch sind, während die Mächtigkeit der Sedimente die für die Plattformgebiete üblichen Werte kaum erreicht (TRÜMPY 1960). Die

gemeinsamen Grundeigenschaften der Geosynklinale müssen sich jedoch auch in bestimmter gesetzlicher Verbreitung sowie schrittweiser Abfolge (Etappen) der Gesteinskomplexe widerspiegeln. Schon vor einigen Jahren haben modernere Synthesen die Entwicklung in drei Etappen entworfen: eine Etappe mit Vorherrschaft der karbonatischen Fazies, oder die präorokinetische Etappe (im Sinne E. KRAUS); die Flysch-Etappe und die Molasse-Etappe. Jede von den angeführten Etappen besitzt eigene Fazies-Komplexe. Die nähere Untersuchung der ersten der angeführten Etappen führt zur Möglichkeit einer weiteren Gliederung in Entwicklungsstadien. Von den Verhältnissen in den Karpaten ausgehend, jedoch auch im Einklange mit der Anschauung TRÜMPYS (1960) über die stadiale Entwicklung der Westalpen, unterscheiden wir in der angeführten Etappe drei Entwicklungsstadien: Das Anfangsstadium mit der Vorherrschaft der detritischen Fazies (im Sinne TRÜMPYS *epieugeosynklinales* Stadium, untere detritische Formation BELOUSOVs); das Stadium mit der Vorherrschaft der kalkigen und dolomitischen Fazies, also der karbonatischen Sedimentation (*miogeosynklinales* Stadium im Sinne TRÜMPYS); und das durch weitgehendste Gliederung des Sedimentationsraumes, somit durch größte Mannigfaltigkeit der Fazies von abyssischen Radiolariten und sonstigen Fazies mit geringer Zufuhr von Detritus *) bis zu grobklastischen Sandsteinen (im Lias) auszeichnende Stadium, das sogenannte unmittelbar *präorokinetische* Stadium. Ein jedes der angeführten Stadien besitzt einen eigenen Komplex der Fazies. Man kann sagen, daß die meisten Fazies Abkömmlinge ihres Entwicklungsstadiums sind und sich für dasselbe als charakteristisch erweisen, nicht nur in der alpinen Geosynklinale, sondern auch im außeralpinen Europa.

Der Komplex der Fazies ein und desselben Entwicklungsstadiums ist jedoch in der ganzen Breite der westkarpatischen Geosynklinale nicht gleich; er gliedert sich in verschiedene Zonen auf, auch bei Erhaltung der Grundzüge des Entwicklungsstadiums. Einzelne Zonen zeichnen sich durch besondere Beziehungen der Fazies, durch manche, für sie charakteristische Fazies, jedoch auch durch die stratigraphische Zeitspanne der Entwicklungsstadien aus. Im Sinne ŠATSKÝs nennen wir sie geotektonische Zonen und den Komplex eines bestimmten Entwicklungsstadiums in einer und derselben Zone die Formation. Die Formationen desselben Entwicklungsstadiums der benachbarten geotektonischen Zonen unterscheiden sich durch die räumliche Ausbreitung, durch den Komplex der Fazies und durch eine andere stratigraphische Spannweite. Bei einer derartigen Auffassung wird die Formation zu einer geotektonischen Einheit, begreiflicherweise mit dem lithologisch-stratigraphischen Inhalt. In einzelnen Entwicklungsstadien einer und derselben Etappe gibt es so viele „tektonische Formationen“, als es unterschiedliche Entwicklungsstadien, oder Unterstufen in einzelnen geotektonischen Zonen gibt. Eine jede der geotektonischen Zonen weist jedoch eine weitere Gliederung auf, die in dem Entwicklungsstadium dann ausgeprägter ist, wenn die Achse der Geosynklinale in diese Zone zu liegen kam, zum Beispiel in den Westkarpaten die innere Zone in der Periode der Trias-Formationen, die Zentralzone

*) Sog. leptogeosynklinale Fazies TRÜMPYS, oder die in der Periode der Vakuität entstandenen Fazies im Sinne AUBOUINS (1959).

in der Periode des Juras und der Unterkreide. Der Komplex der Fazies eines Entwicklungsstadiums einer und derselben Subzone stellt dann eine tektonische Subformation dar. Diese stadienförmige Entwicklung der Sedimente hat tiefere Gründe im Charakter des Ablaufes der tektonischen Ereignisse und mit ihr im bestimmten Zusammenhang steht auch sichtlich die stadiale Wanderung der Achse der Geosynklinale gegen außen. Eben das verursacht eine mächtige Entwicklung der Flysch-Komplexe, die während der jüngeren orokinetischen Etappe in der nördlicheren geotektonischen Zone entstanden sind und zum Schluß auch die Molasse als Randteil der Gebirgszonen.

Bestimmte Gesetzmäßigkeiten beobachten wir also auch in der lateralen Ausbreitung der Fazies. Seit langem ist die grobe paläogeographische Zonenanordnung, welche die Unterlage für die räumliche Ausbreitung mancher Fazies bildet, bekannt. Klassisch ist die Verteilung der Trias des germanischen und austroalpinen Typus. Bestimmte Regelmäßigkeit in der lateralen Verbreitung beobachtet man öfters auch bei den Fazies desselben Typus, u. zw. in der Längserstreckung von einigen Segmenten. Wir weisen auf die Zunahme der Kalke des Dachstein-Typus gegen Süden und im Gegensatz hiezu die Abnahme der Kalke des Reifinger Typus und der Lunzer Schichten, oder auf den lateralen Wechsel in der rätischen Fazies der dunklen Kalke und Schiefer (karpatische, Kössener Fazies) in die Fazies der lichten, organogenen Kalke. Das Erkennen solcher Beziehungen bildete den Ausgangspunkt für Anschauungen über den Verlauf bestimmter geotektonischer Zonen in der ganzen Länge des alpinen Systems.

Nach den neuen Erkenntnissen sehen wir jedoch, daß trotz der angeführten gemeinsamen Merkmale des alpinen geosynklinalen Systems, sich seine einzelnen Teile oder Segmente voneinander unterscheiden. Am deutlichsten ergibt sich dies aus der Tatsache, daß ein jedes Segment seine tektonischen Einheiten besitzt. Nach unserer Meinung wäre es vergebens, westkarpatische Einheiten in den Ostalpen zu suchen, und umgekehrt. Zum Beispiel die für die Westkarpaten charakteristischen Krížna- und Choč-Einheiten reichen bis in das Randgebirge, in die Kleinen Karpaten; jedoch weiter gegen Westen, in die Alpen, setzen sie sich nicht mehr fort.

Eine jede tektonische Einheit, auch wenn sie sich erst während der Hauptfaltungsphasen, während der Faltungsperioden, bildete, besitzt eine genetische Beziehung zu einer bestimmten geotektonischen Zone. Am häufigsten stellt sie eine auffallende Subzone, vereinzelt eine ganze geotektonische Zone dar und umfaßt eine ganze Reihe von Formationen, bzw. Subformationen. Ihr Typus und ihre Zahl in der tektonischen Einheit bei der stadialen Wanderung der Achse der Geosynklinale gegen Norden, ist von der Stellung der geotektonischen Zone in der Geosynklinale abhängig, ebenso wie der primäre tektonische Stil. Infolge der tektonischen Selektion wird der sekundäre tektonische Stil wiederum von den Eigenschaften des Gesteinsmaterials einzelner Formationen, bzw. Subformationen bedingt.

Die Entwicklungsverschiedenheit eines jeden Segmentes beweist auch die Tatsache, daß ein jedes eigene, für dasselbe charakteristische stratigraphisch-lithologische Einheiten — Serien — besitzt; umso ausgeprägter gilt dies auch für den ganzen Komplex der stratigraphisch-lithologischen

Einheiten in ihrer räumlichen Verbreitung. Allerdings darf man dabei nicht die Beziehungen in der räumlichen Ausbreitung mancher Fazies, die aus der bestimmten paläogeographischen Zonalität folgen, wie die oben erwähnte Verbreitung der Trias des germanischen und austroalpinen Typus, außer acht lassen. Dies gilt jedoch bei denselben Einheiten bloß für bestimmte, im gegebenen Fall triadische, Entwicklungsstadien. Die Beziehungen einzelner Formationen zu den benachbarten Segmenten sind jedoch gewöhnlich unterschiedlich. Das alles zusammen mit den spezifischen Fazies deutet auf unterschiedliche Gliederung eines jeden Segmentes, als eines Komplexes, auch in seinen einzelnen Entwicklungsstadien. Jedes Segment besitzt sichtbar eigene paläotektonische Einheiten, die sich während der Entwicklung spezifisch ändern. Für das westkarpatische Segment sind die großen Unterschiede zwischen der Gliederung in der Trias und in der Periode der stärksten Gliederung, im Jura und in der Unterkreide, besonders ausgeprägt.

Das charakteristischste Kennzeichen des westkarpatischen Segmentes ist jedoch die stadiale Wanderung der Achse der Geosynklinale gegen außen. Während in den Westalpen diese Wanderung erst in den jüngeren Entwicklungsetappen ausgeprägter ist, und sogar das paläogeographische Bild der Flysch-Becken teilweise den Charakter einer Auflagerung besitzt, ist in dem westkarpatischen Segment die schrittweise Wanderung gegen außen schon seit der Trias deutlich.

Geotektonische Zonen, tektonische Formationen und Subformationen des westkarpatischen Mesozoikums

Die auf die Analyse der Auswirkungen der tektonischen Prozesse gestützte und mit ihr zusammen durchgeführte Analyse der Typen und Beziehungen einzelner Fazies in den Zentralkarpaten zeigt, daß man in der präorokinetischen Entwicklungsetappe folgende geotektonische Zonen in den Westkarpaten unterscheiden muß: die Bükk-Zone; die innerkarpatische, oder Choč-Gemeriden-Zone; die Zentralkarpatische- oder Tatriden-Křížna-Zone; die Pieninnen-Zone (innere Klippenzone). In den jüngeren Stadien schließen sich auch die äußeren, nördlicheren Zonen an. Alle drei angeführten Stadien dieser Etappe stellen eine verhältnismäßig ruhige Entwicklung dar, was die Äußerungen von Faltungsbewegungen betrifft. In den Westkarpaten hat sich bloß die altkimmerische Phase im südlichen geotektonischen Gebiet (Choč-Gemeriden-Gebiet) ausgeprägter geäußert (MAHEL' 1963). Dafür ist jedoch die ganze Etappe durch Aktivität von Brüchen gekennzeichnet. In der Periode des ersten Stadiums sind es die spätherzynischen Brüche, hauptsächlich in den Gebieten, wo die Sedimentationsräume den jungherzynischen aufgelagert sind (das südliche geotektonische Gebiet der Westkarpaten). Schematisch scheint da die Gliederung der magmatischen Massen auf den subsequenten und initialen Vulkanismus hinzuweisen (permische Melaphyre der Choč-Einheit und Quarzporphyre der Nordgemeriden-Einheit).

Die Bükk-Zone zeichnet sich durch die Anwesenheit der Kalkfazies in der tektonischen Formation des unteren detritischen Stadiums und

durch die Häufigkeit der Diabase und Quarzporphyre und auch der Begleitschiefer und Radiolarite in der Formation des karbonatischen Stadiums aus. Die erste kann man vielleicht die Schiefer-Sandstein-Kalkstein-Formation nennen; charakteristisch für sie ist die Anknüpfung an das Karbon. Die zweite nennen wir karbonatisch-vulkanogene Formation. Der Typus der tektonischen Formationen ist also südalpin-dinarisch (BALOGH 1961). Dem entspricht die südliche Vergenz der tektonischen Strukturen.

In der inneren karpatischen geotektonischen Choč-Gemeriden-Zone entspricht dem unteren detritischen Stadium die Schiefer-Sandstein-Formation mit der stratigraphischen Zeitspanne Oberperm bis Mittelcampill; dem karbonatischen Stadium die Kalkstein-Dolomit-Formation mit der Zeitspanne Obercampill bis Rät und dem leptogeosynklinalen Stadium die Crinoiden-Mergel-Kalkstein-Formation mit der Zeitspanne Sinemurien bis Valanginien. Für die erste Zeitspanne ist charakteristisch der teilweise molassoide Charakter des unteren oberpaläozoischen Teiles mit den Lagerstätten von Anhydrit und Salzbrekzien, häufiger saurer und basischer Vulkanismus, die paläogeographische Anknüpfung und teilweise auch ein tektonischer Zusammenhang mit der jungpaläozoischen Molasse-Formation; der obere Teil besitzt marinen Charakter. Vom genetischen Standpunkte ist die Abtrennung einer besonderen Subformation in der nördlichen (Choč-) Subzone, die durch den mächtigeren Melaphyr-Vulkanismus charakterisiert ist, erforderlich. Die Kalkstein-Dolomit-Formation ist ein Typus der austroalpinen Trias und zeichnet sich aus auch bei nicht scharf ausgeprägten, unterschiedlichen Fazies durch die Mannigfaltigkeit der Fazies-Entwicklungen, die auf bedeutende Gliederung des Sedimentationsraumes hinweist und im Vergleich zu anderen Gebieten Europas auffallend ist. Bezeichnend ist für sie die Vergrößerung des Anteiles der Kalke des Wetterstein- und Dachstein-Typus gegen die inneren Subzonen zu; im Gegensatz hiezu steht die Abnahme der detritischen Schichten des Lunzer Schichten-Typus, die Anwesenheit der südalpinen Fazies wie die Mergelschichten des Obercampills und weiters die Erscheinung der Kalke des Hallstätter Typus und das Auftreten vulkanischer Fazies in den südlichen Subzonen. Die Crinoiden-Mergel-Kalkstein-Formation liegt diskordant auf der Unterlage als eine ausgeprägtere Äußerung der altkimmerischen Phase in der inneren Zone (nachgewiesen in der Nord-gemeriden-Synklinale). Die Formation selbst besitzt, trotz der für das entsprechende Entwicklungsstadium charakteristischen Mannigfaltigkeit der Fazies, in der ganzen Zone verhältnismäßig ausgeglichene Fazies mit unverhältnismäßig geringerer Mannigfaltigkeit, als die Formationen dieses Entwicklungsstadiums in den nördlicheren geotektonischen Zonen, wie z. B. in der Zentralzone und Pieninen-Zone. Der fazielle Charakter des Lias (der Stufe mit der größten faziellen Gliederung der nördlichen Zonen) ist quer durch die Zone sogar ausgeglichener, als bei den liegenden triadischen Formationen. Im Verhältnis zu ihnen ist auch die Mächtigkeit dieser Formationen wesentlich kleiner. In diesem Entwicklungsstadium hatte sich die Achse der Geosynklinale schon in nördlicher Richtung verlegt. Der Mangel an jüngeren Gliedern als Valanginien und die Anzeichen einer Verflachung im Valanginien, berechtigen uns zur Vermutung, daß die ersten tektonischen Prozesse schon im Unterneokom stattfanden.

Die jüngeren Formationen dieser geotektonischen Zone besitzen, analog wie in der Bükk-Zone, schon molassoiden Charakter, u. zw. von der Oberkreide an. Einen deutlichen Molasse-Typus weisen schon die paläogenen Sedimente auf. Für die inneren Zonen ist der Mangel an Flysch-Formationen bezeichnend. Durch die kretazische Faltung, während der austrischen und subherzynischen Phase, bildeten sich in der Choč-Gemeriden-Zone besondere tektonische Einheiten, die in ihrem tektonischen Stil grundsätzlich verschieden sind. Ihre südlichen, durch die Einheit des Synklinoriums des Gebirges Juhoslovenský kras gebildeten Teile besitzen im wesentlichen autochthonen Charakter mit einer Reihe von kleineren, am Nordrand auf die Entfernung von einigen Kilometern aufeinander überschobenen Strukturen. Nördlichere Teile stellen einen ausgedehnten Deckenkomplex dar, der vor allem durch die stellenweise auf Entfernungen bis zu 60 km nach Norden überschobene Choč-Scherdecke charakterisiert ist. Gegen Osten zu stellt den südlichen Teil des Deckenkomplexes die Nordgemeriden-Einheit dar, die an das sich gegen Süden und Osten nach und nach einwurzelnde Paläozoikum des Gebirges Spissko-gemerske rudohorie anknüpft. Das älteste paläozoische Glied, die Gelnica-Serie, bildet einen gewissen Sockel der Scherdecke und ihre Wurzeln.

In der geotektonischen Zentralkarpatischen Zone (Křížna-Tatriden) entspricht dem unteren detritischen Stadium die Quarzit-Formation mit der stratigraphischen Zeitspanne Untertrias; dem karbonatischen Stadium die Dolomit-Keuper-Formation (Anis bis Nor) und dem leptogeosynklinalen *) Stadium die Radiolarit-Sandstein-Formation (Rät bis Apt). Wie man sieht, ist das zweitgenannte Stadium wesentlich kürzer, im Gegensatz hiezu das dritte zeitlich wesentlich länger, als die Formationen der entsprechenden Entwicklungsstadien der inneren Zone. Die Quarzit-Formation zeichnet sich durch geringe fazielle Mannigfaltigkeit und durch ausgeprägte, transgressiv diskordante Lagerung aus. Die Dolomit-Keuper-Formation besitzt auch bedeutende Anteile an dunklen Kalken; beziehend für sie sind jedoch die der Entwicklung der germanischen Trias nahestehenden Fazies, die durch Einflüsse tektonischer Unruhe gekennzeichnet sind. Die Radiolarit-Sandstein-Formation soll schon durch den Namen eine bunte Verschiedenheit von Fazies-Typen ausdrücken, von den abysischen, praktisch ohne Zufuhr von Detritus entstandenen Radiolariten bis zu den im seichten Wasser entstandenen detritischen, kalkigen Sandsteinen. Die durch reiche Gliederung — sichtbar am ausgeprägtesten in dieser Periode und in dieser Zone in der ganzen westkarpatischen Geosynklinale — bedingte fazielle Mannigfaltigkeit hatte die fazielle Verschiedenartigkeit zur Folge, die wir hauptsächlich in den Hüllenserien, jedoch auch in den Serien der Křížna-Einheit treffen. Auch bei den zahlreichen besonderen, für manche Serien spezifischen Fazies, die in einzelnen Teilen der Zentralzone entstanden sind, kann man eben auf Grund der faziellen Typen des Juras und der Unterkreide drei Gruppen, die drei Subformationen darstellen, unterscheiden. Es sind: Die Radiolarien-Mergelschiefer-Subformation mit Tiefen-Fazies, die Crinoiden-Kalkstein-Spongolith-Subformation mit den Fazies vom Kordilleren-Typus und die dritte Subformation der dunklen Mergel und Silizite mit den Fazies des

*) Vielleicht passender würde sein die Bezeichnung Stadium des Fazies-Wechsels.

euxinischen Typus. Die Unterscheidung einzelner Subformationen prägt nicht nur die besondere Gliederung, sondern sie ist auch bei der Kennzeichnung der Besonderheiten der tektonischen Stile bedeutungsvoll. Eine jede der angeführten Subformationen macht sich bei der Bildung der tektonischen Stile auf andere Art geltend; man kann folgern, daß eine jede von ihnen einen anderen sekundären tektonischen Stil aufweist.

Für den Hauptteil der Zentralzone ist auch eine weitere, Sandstein-Mergelschiefer-, oder flyschoide Formation mit der stratigraphischen Zeitspanne Alb-Cenoman bezeichnend, die nach der austrischen Phase, jedoch vor der in dieser Zone wesentlich intensiveren subherzynischen Phase entstanden ist. Die mächtigere Entwicklung dieser Formation in den nördlichsten Teilen und ihr Fehlen in den südlichen Teilen (mit Ausnahme von dem verengten südwestlichen Teil — Tribeč) und die sehr große fazielle Mannigfaltigkeit in der nördlichsten Subzone (Manín-Serie), zeugen von der Verlagerung der Achse der Geosynklinale während der austrischen Phase weiter gegen Norden. Es kam sichtbar zu ausgeprägten Änderungen des paläogeographischen Bildes, u. zw. nicht nur im Rahmen der geotektonischen Zonen, sondern wahrscheinlich auch zur Bildung eines anderen Strukturplanes.

Dies spiegelt sich auch in der Verschiedenheit des geotektonischen Charakters der posttektonischen Formationen wider. Während im nördlicheren Teil noch das in den inneren Becken verbreitete Paläogen durch die Flysch-Formation (zentalkarpatischer Flysch) vertreten ist, besitzen die oberkretazischen Sedimente in den südlicheren Teilen sogar schon molassoiden Charakter. In dem an die Klippenzone angrenzenden Gebiet (Manín-Zone, Myjavská pahorkatina) ist der Charakter der Oberkreide syntektonisch, durch die Flysch-Mergelschiefer-Konglomerat-Formation vertreten.

Die kretazische Faltung, die sich hauptsächlich während der subherzynischen und laramischen Phase intensiver äußerte, verursachte die Verfaltung der flyschoiden Formation mit den Formationen der Kalkstein-Etappe. Sie bedingt einen tektonisch komplizierten Strukturplan mit einer Reihe von lokalen autochthonen oder auch deckenartigen tektonischen Einheiten. Besonders kompliziert ist die Beziehung jener Einheiten, die man für Hüllenserien hält (sie umgeben das Kristallinikum der Kerne) zur Krížna-Einheit, die stellenweise sichtbar Deckencharakter besitzt; anderswo dagegen ist ihr tektonischer Charakter problematisch und der Deckenstil wenig wahrscheinlich. Es ist jedoch klar, daß wenigstens ihr südlicher Teil den ursprünglich südlichen Randsaum der Zentralzone darstellt. Dieser Teil weist unterschiedliche Fazies-Typen und hauptsächlich auch ausgeprägte Einwirkungen der Metamorphose auf. Er bildet eigentlich den nördlichen Randsaum der tektonisch interessanten Zone (sogenannte Veporiden-Zone), die sich zwischen den zwei beschriebenen geotektonischen Zonen ausbreitet.

Einen besonderen Typus der alpinen Deformation zeigt durch ausgeprägte Diaphthorese des Kristallinikums und Metamorphose des Mesozoikums die Veporiden-Zone. Schon länger bekannte Erkenntnisse führten zur Anschauung von der Besonderheit ihrer Stellung und Rolle bei der Bildung der Strukturen der Westkarpaten. Die oft in die Unterlage keilförmig eingefalteten Reste des Mesozoikums, charakteristisch für den

tiefere tektonischen Stil, hielt man für die Wurzeln der subtratischen Decken; die ganzen Veporiden für ihren ursprünglichen Sedimentationsraum; das Mesozoikum, welches die nördlichen Veporiden-Zonen (Ľubietová- und Kraklov-Zone) umhüllt, betrachtete man als die Wurzelzone der Krížna-Decke. Für die Choč-Decke verblieb die Möglichkeit der Einwurzelung nördlich der Gemeriden-Zone, also in den südlichen Veporiden-Zonen (Králova hol'a- und Kohút-Zone), wenn man auch da keine, für die Choč-Einheit typische Fazies fand. Die Stellung der Choč-Decke und der höheren Decken im ursprünglichen Sedimentationsraum, der sich zwischen dem Krížna- und Gemeriden-Sedimentationsraum ausbreitete, ergab sich auch aus der Analyse der paläogeographischen Beziehungen zu den Gemeriden, aber auch aus der faziellen Anknüpfung mancher Glieder an die südlichen Zonen der Krížna-Einheit (Annäherung der obertriadischen Fazies durch die keuperartigen Einlagen und die faziellen Beziehungen zu den sogenannten höheren Einheiten, Nedzov- und Strážov-Decke) (ANDRUSOV 1936, SPENGLER 1932).

Die neuen, im Mesozoikum der Veporiden gewonnenen Erkenntnisse stellen jedoch diese Zone in ein anderes Licht. Das Mesozoikum der nördlichen Ľubietová- und Kraklov-Zone besitzt eine, den Serien der Krížna-Einheit nahestehende Fazies; es sind Randserien mit der charakteristischen Fazies des Juras und teilweise auch der Trias. Alle drei präorokinetischen Formationen gehören hier zum zentralkarpatischen Typus. Es handelt sich also um kein Wurzelmesozoikum, sondern um den inneren Randsaum der Krížna-Einheit, deren Haupt-Sedimentationsraum nördlicher lag.

Das Mesozoikum der südlicheren Veporiden-Zonen gehört einem Mischtypus an; seinen unteren Teil vertritt die Quarzit-Formation, die für die nördlicheren Zonen charakteristisch ist; dem karbonatischen Stadium entspricht die Formation mit den der Choč-Gemeriden-Zone nahestehenden Fazies. Neben den südlichen Einheiten faziell nahestehenden Dolomiten, Rauhwaeken und lichten Kalken ist die Fazies der dunklen Hornsteinkalke und Schiefer besonders typisch. Die bloß rudimentär vertretenen jurassischen Schichten besitzen auch die Fazies des euxinischen Typus. Diese Kennzeichen, projiziert in das paläogeographische Gesamtbild, und die verhältnismäßig kleine Mächtigkeit zeigen, daß die Fazies einem Schwellen-Typus zugehört, der an der Grenze der inner- und zentralkarpatischen Zone entstanden ist. Dabei wechselten sich im Verlaufe der Entwicklung die Sedimentationsbedingungen ab; einmal standen sie der nördlichen, einmal der südlichen Zone nahe. Es entstand so eine besondere, für diese Zone charakteristische Fazies.

Der höhere Grad der tektonischen Deformation infolge der Tiefenprozesse, die sich durch den tektonischen Tiefenbau, durch die Metamorphose des Mesozoikums und auch durch die progressive und retrograde Metamorphose des Veporiden-Kristallinikums äußern, hängt wahrscheinlich mit seiner tektonischen Stellung im Vorfelde des ausgedehnten Komplexes der Choč-Nordgemeriden-Decken zusammen. Der Grad der starken thermodynamischen Einwirkung sinkt gegen die nördlicheren Subzonen. Auf Grund dieser Daten trennen wir die Veporiden-Zone als eine besondere geotektonische Zone mit unterschiedlichen Formationen nicht ab. Durch ihre strukturellen Merkmale ist jedoch ihr abweichender tektonischer Charakter ausgeprägt.

Die Pieninen-Zone bietet nur die Möglichkeit, hier den Charakter der jüngsten tektonischen Formation der präorokinetischen Etappe näher kennenzulernen. Analog wie die ihrer Stellung entsprechende Formation der zentralkarpatischen geotektonischen Zone, zeichnet sie sich durch ungewöhnlich große Mannigfaltigkeit der Fazies, von abyssischen bis zu Seichtwasser-Fazies, aus. Räumliche Verbreitung der Fazies und ihre Beziehungen sind jedoch anders: sie weist zahlreiche typische Faziesentwicklungen auf; sie unterscheidet sich hauptsächlich durch eine größere stratigraphische Zeitspanne vom Rät bis Cenoman-Turon (?), und bei stärkerer tektonischer Durcharbeitung weisen ihre Sedimente einen geringeren Grad der Diagenese und einen unverhältnismäßig größeren Reichtum an Versteinerungen auf. Die Bedingungen der Sedimentation waren auch bei Analogie der Fazies sichtbar andere, vielleicht eher plattformartig (?), mit geringerer tektonischer Intensität.

Die nächstfolgende Formation weist schon einen wesentlichen Anteil an Flysch-Fazies auf, die von Konglomerat- und Mergelschiefer-Fazies sowie von couches rouge-Fazies begleitet wird. Es ist schon ein Formations-typus, welcher die Anfangs- oder Frühphase der orokinetischen Flysch-Etappe darstellt; wir benennen sie Flysch-Mergelschiefer-Konglomerat-Formation.

Die Klippenzone ist für die Westkarpaten durch ihren bizarren tektonischen Stil charakteristisch — sie stellt eine ausgedehnte Megabrekzie dar. Ihre Entstehung hängt vielleicht mit ihrer Lage zwischen zwei Blöcken zusammen, an deren Grenze die mesozoischen und paläogenen Formationen der pienidischen geotektonischen Zone angehäuft sind. Die Klippenzone greift mit ihrem Umfang in die Ostalpen und auch in die Flysch-Zone der Ostkarpaten ein. Ihre tektonische Stellung außerhalb des westkarpatischen Segmentes ist jedoch unterschiedlich. Bloß in den Westkarpaten bildet sie eine zusammenhängende Struktureinheit, die die inneren von den äußeren (Flysch-) Karpaten trennt.

In den äußeren Teilen der Flysch-Zone sind unsere Kenntnisse über die vorkretazischen Fazies sehr bescheiden. Auf Grund der spärlichen Angaben hauptsächlich über die Fazies der Stramberger Kalke kann man schließen, daß der Typus der Formation ausgeprägt plattformartig ist. Den Anschauungen vom geosynklinalen Ursprung des Juras (ANDRUSOV 1960) begegnen wir mit Reserve; für den Malm ist nämlich der Mangel an der Zufuhr von Detritus charakteristisch. Die darauffolgende Formation des schwarzen Flysch stellt schon das Anfangsstadium der orokinetischen Etappe dar. Ihre jüngeren Formationen besitzen schon einen ausgeprägten Flysch-Charakter.

Beziehungen zwischen einigen ostalpinen und westkarpatischen Einheiten

Die Versuche zur Lösung der Beziehungen zwischen den Ostalpen und Westkarpaten haben ihre Tradition. Die bisherigen Parallelisierungen stützten sich gewöhnlich auf die analogen mesozoischen Fazies bzw. auf ihre Komplexe, die in den Karpaten oft alpine Benennungen haben. Die verglichenen Komplexe der Fazies wurden zwar mit Rücksicht auf manche

gemeinsame Kennzeichen, jedoch ohne Rücksicht auf die genetischen Komplexe ausgewählt. Weniger hat man die Verschiedenheit in der Vertretung der sogenannten typischen Fazies und auch die Unterschiede in den Beziehungen einzelner Fazies in einzelnen Teilen des alpinen Systems in Betracht gezogen. Gleiche stadiale Entwicklung der alpinen Geosynklinale und ihre Gliederung berechtigen dazu, die tektonischen Formationen als genetische Komplexe, also auch als Grundelemente für die Parallelisierung zu betrachten. Manche im westkarpatischen Mesozoikum abgetrennte Formationen treten deshalb auch in anderen Teilen des alpinen geosynkinalen Systems auf. Allerdings muß man dabei auch die Verschiedenheiten in der Gliederung einzelner Segmente und die Unterschiede in der stadialen Wanderung der Achse gegen außen in Betracht ziehen. Verschiedenheiten der Gliederung haben nämlich Unterschiede in der Vertretung mancher Fazies bei analogen tektonischen Formationen zur Folge und verursachen auch die Anwesenheit der Fazies, die für ein bestimmtes Segment typisch sind. Es handelt sich jedoch nicht nur um die Unterschiede in der Gliederung im Rahmen einer und derselben tektonischen Zone, oft ist auch die Zahl der geotektonischen Zonen in einzelnen Segmenten verschieden. Eben dies, zusammen mit der unterschiedlichen stadialen Wanderung der Achse der Geosynklinale, ruft unterschiedliche Beziehungen der Formationen im vertikalen und horizontalen Profil hervor. Allerdings sind die früher erörterten Kriterien anspruchsvoller, einerseits mit Rücksicht auf intimere Kenntnis des geologischen Baues einzelner Segmente, andererseits mit Rücksicht auf die enge Mitarbeit der Geologen verschiedener Länder bei der Bestimmung der gemeinsamen Kennzeichen, also auch bei der Abgrenzung der gemeinsamen Formationen.

Ähnlich wie in den Westkarpaten, kann man auch im östlichsten Segment der Ostalpen einige genetische Komplexe — geotektonische Zonen — abtrennen, die durch einen besonderen Komplex der Formationen charakteristisch sind. Dies sind die südlichen Kalkalpen oder Dinariden-Zone, das Oberostalpin oder austroalpine Zone, die Zentralalpen und äußere Flysch-Zonen mit der Klippenzone und die helvetische Zone.

Die ausgeprägteste Übereinstimmung, u. zw. mit der Choč-Gemeriden-Zone, weist die austroalpine Zone auf. Sie betrifft die Formationen, aber ziemlich ähnlich ist auch die tektonische Stellung und Verbreitung des angenommenen Sedimentationsraumes. Diesen säumen nämlich in beiden Fällen von Süden die Zonen des Dinariden-Typus, von Norden die Zonen mit den Fazies des nördlicheren Typus, dessen Mesozoikum und auch seine kristalline Unterlage von einer ausgeprägteren alpinen Metamorphose ergriffen wurden.

Das Anfangs- oder untere detritische Stadium der austroalpinen Zone stellt die Schiefer-Sandstein-Formation, mit engen tektonischen und genetischen Beziehungen zu dem Liegenden, dar. Bezeichnend ist für sie die Fazies der Evaporite mit mächtigen Anhydrit- und Gips-Lagen. Auf die Übereinstimmung weist auch die Anwesenheit von mächtigen Lagen der Salzbrekzien hin, die in den Westkarpaten erst in den letzten Jahren festgestellt wurden. Ein ausgeprägter Unterschied ist jedoch der Mangel an vulkanischen Fazies, wie es die Melaphyr-Subformation der Choč-Einheit (Subzone) ist.

Ein wesentlicher Bauteil der tektonischen Einheiten der austroalpinen Zone ist die Kalkstein-Dolomit-Formation. Gleich, wie in dem westkarpatischen Teil, sind nicht nur die meisten Fazies, sondern auch ihre räumliche Verbreitung mit den Lunzer Schichten und Reiflinger Kalken im nördlichen und mit den Dachsteinkalken im südlichen Teil. Auffallendere Unterschiede bestehen jedoch in der größeren Mächtigkeit der Formation im alpinen Teil und in dem Anteil mancher Fazies; so z. B. ist die Verbreitung und Mächtigkeit der Reiflinger Kalke, der Lunzer und Reingrabener Schichten in den Alpen wesentlich größer. Es gibt jedoch manche Fazies, die in den Alpen bedeutend verbreitet (z. B. die Opponitzer Kalke), jedoch in den Westkarpaten fast unbekannt sind. Im Gegensatz hierzu ist für die Choč-Gemeriden-Zone die Schichtenfolge der Mergel und Mergelkalke des Obercampills typisch, die in den Alpen erst in der südlicheren (Dinariden-) Zone verbreitet ist. Im karpatischen Teil sind überhaupt die Einflüsse aus den benachbarten Zonen, aus der südlichen und nördlichen Zone, ausgeprägter. Die ersten äußern sich im südlichen Teil (Slovenský kras) durch häufigere vulkanogene Fazies, die zweiten im nördlichen Randteil der geotektonischen Zone (Choč-Decke) durch den reichen Anteil der anisischen dunklen Kalke und hauptsächlich durch häufige Einlagen von Keuper-Schiefeln.

Auch das jüngste Entwicklungsstadium der präorokinetischen Etappe umfaßt in der austroalpinen Zone (Oberostalpin) die gleiche stratigraphische Zeitspanne und zum wesentlichen Teil dieselbe Fazies wie in der Choč-Gemeriden-Zone. Im nördlichen Teil, in den unteren Decken, besitzt sie jedoch eine Reihe von Faziestypen, die hauptsächlich für die Tatrident-Křížna-Zone typisch sind (bunte Radiolarite, Fleckenmergel usw.). Die fazielle Veränderlichkeit auf kurze Entfernung, z. B. im östlichsten Teil, im Gebiete von Alland (PLÖCHINGER 1960), erinnert stark an die Verhältnisse in der Křížna-Einheit der Kleinen Karpaten. Darin muß man die Grundlage der seit langem bekannten Parallelisierung der Frankenfesler mit der Křížna-Decke sehen. Die erhöhte fazielle Mannigfaltigkeit und der größere Anteil der jüngeren Schichten in den nördlichen Einheiten der Kalkalpen, zum Unterschied von den südlichen, zeugen vielleicht von der stadialen Verschiebung der Achse der Geosynklinale gegen Norden, in den nördlicheren Teil der geotektonischen Zone. Die gleichzeitige stadiale Wanderung der Achse hat jedoch in den Karpaten den Rahmen der Choč-Gemeriden-Zone und die Schwellen-Zone der Veporiden überschritten und ist in die zentralkarpatische Tatrident-Křížna-Zone geraten.

Die Verschiedenheit der Entwicklung der nördlichen Kalkalpen, hauptsächlich ihrer nördlicheren Einheiten in den jüngeren Entwicklungsstadien, folgt auch aus der Anwesenheit der flyschoiden Schichtenfolgen des Apt bis Cenomans. Der Typus der Fazies und die Zusammensetzung der Konglomerate erinnert stark an die Fazies des klippennahen Teiles der Zentralkarpaten (Manín-Subzone). Ihre Position ist jedoch ausgeprägt diskordant.

Zu im wesentlichen ähnlichen Schlußfolgerungen gelangen wir auch bei der Analyse der Formationen des Ungarischen Mittelgebirges. Es wird dadurch die ältere Anschauung von dem ununterbrochenen Verlauf des Sedimentationsraumes aus der ursprünglich südlich von den Zentral-

alpen ausgebreiteten Kalkalpen-Zone über das Gebiet des Ungarischen Mittelgebirges in die Choč-Gemeriden-Zone, die in letzter Zeit von KÜPPER (1960) und TOLLMANN (1959) präzisiert wurde, bestätigt. Einzelne Teile dieser Zone, wenn sie auch in jedem Entwicklungsstadium bestimmte Verschiedenheiten aufweisen, besitzen gleiche Formationen in den ersten zwei Entwicklungsstadien. Ausgeprägter unterscheiden sie sich jedoch durch die jüngeren Formationen.

Die austroalpine Zone ist größtenteils als mächtige Scherdecke entwickelt, mit im Stirnteil angehäuften Mesozoikum und mit dem südlicher ausgebreiteten Paläozoikum. Nur der kleinere, südliche Teil des Mesozoikums dieser geotektonischen Zone ist südlich von der Zone der Zentralalpen in einer mehr oder weniger autochthonen Position geblieben. In dieser Hinsicht sind die Verhältnisse analog denen in den Westkarpaten, mit dem Unterschied, daß der Umfang der Decke in den Karpaten kleiner ist, auch was das Mesozoikum und hauptsächlich den paläozoischen Komplex betrifft. Die größere tektonische Gliederung des Decken-Mesozoikums in den Alpen ist teilweise die Folge eines komplizierteren Prozesses von tektonischen Bewegungen, teilweise auch von Bewegungen, die sich schon während der paläogenen Periode abspielten.

Die zentralalpine geotektonische Zone erscheint nach dem Charakter mancher Fazies, also auch der tektonischen Formationen, als nördlicher Fazies-Typus; so vor allem die untertriadische Quarzit-Formation, jedoch auch die Formation des Kalkstein-Stadiums (Mittel- und Obertrias) und vor allem durch die Keuper-Fazies, die bloß aus dem östlichsten Teil der Umgebung des Semmering bekannt ist. Jedoch auch die übrigen Fazies, u. zw. die Schiefer an der Basis des Anis, Dolomite, Rauhacken, Kalkbrekzien, Hornsteinkalke und Schiefer, sind im Vergleich zu den austroalpinen, ihrem Charakter nach, schon ein nördlicherer Typus (TOLLMANN 1959). Eben dieser Umstand und die analoge geographische Stellung, verleitet zum Vergleich dieser Formation mit jener der Tatriden-Křížna-Zone, die wir Dolomit-Keuper-Formation benannten. Die meisten angeführten Fazies und auch die Formation als Komplex sind jedoch ganz verschieden. Manche Fazies, u. zw. die Schichtenfolge der dunklen Schiefer, Hornsteinkalke, Rauhacken sowie der gleiche Charakter der Metamorphose des Mesozoikums erinnern an die Veporiden-Zone der Westkarpaten. Wir haben jedoch in derselben, auf Grund des vermittelnden Charakters zwischen mittel- und obertriadischen Fazies, eine besondere Formation abgetrennt; die nördlicheren Teile haben wir der zentral-karpatischen oder Dolomit-Keuper-Formation und die südlichen Teile der Choč-Gemeriden- oder Kalkstein-Dolomit-Formation zugeordnet.

Nicht einmal die jüngeren jurassischen und unterkretazischen Glieder des zentralalpinen Mesozoikums, u. zw. die liassische dunkle Schichtenfolge der kalkigen Schiefer, die Sandstein-Quarzit-Schiefer-Schichtenfolge des Doggers und Malms, die neokome Schiefer-Sandstein-Schichtenfolge mit Brekzien (TOLLMANN 1959) oder die Formation des unmittelbar prä- orokinetischen Stadiums*), stimmen mit der Radiolarit-Sandstein-Formation der Tatriden-Choč-Zone bzw. mit irgendeiner von ihren Subformationen überein. Nach der Fazies des euxinischen Typus erinnert sie

*) Stadium des Fazies-Wechsels.

an die Veporiden-Zone, teilweise an manche vom Autor in die westslowakische Gruppe eingereihte Hüllenserien, die hauptsächlich durch die Fazies der dunklen Mergel und Spongolithe charakterisiert sind. Im Gesamtcharakter zeigt sie sich jedoch als eine für die alpine Zentralzone spezifische Formation, die in einem wesentlich weniger gegliederten Sedimentationsraum entstanden ist als die gleichzeitigen Formationen der austroalpinen Zone bzw. der westkarpatischen Tatriden-Křížna-Zone.

Alle drei angeführten tektonischen Formationen des zentralalpinen Mesozoikums unterscheiden sich grundsätzlich von den austroalpinen; sie stellen eine selbständige geotektonische Zone mit nicht nur unterschiedlicher Fazies, sondern auch mit geringer Mächtigkeit des Mesozoikums dar. Es handelt sich vielleicht um eine breite Schwellenzone, die die äußeren, teilweise schon plattformartigen Zonen von den geosynklinalen inneren alpinen Zonen trennt. In den Westkarpaten war eine analoge, durch die Vepor-Zone dargestellte Schwelle wesentlich schmaler und auch durch ihre Position, im Verhältnisse zu den äußeren Zonen, verschieden. Ihr nördlicher Rand stellt keine Verbindung zu den äußeren Zonen dar, sondern bildet den inneren Saum der nördlicheren, stark gegliederten geosynklinalen Zone, der spezifisch westkarpatischen Tatriden-Křížna-Zone. Dieselbe setzt sich in die Alpen nicht fort. Wie man sieht, ist die bloß auf die Anwendung der geometrischen Methode gestützte Parallelisierung und der Vergleich einiger gleichaltrigen Fazies mit der Křížna-Einheit, unhaltbar (TOLLMANN 1959); auch der Vergleich der südlichen zentralalpiner Einheit (Mittelostalpin) mit der Křížna-Einheit und der nördlicheren (Unterostalpin) mit den tatriden Einheiten (ANDRUSOV 1960, DEL NEGRO 1962).

Das Fehlen einer mit der Tatriden-Křížna-Zone analogen geotektonischen Zone in den Ostalpen, bedeutet eine grundsätzlich unterschiedliche, weniger ausführliche Gliederung des ostalpinen Segmentes im Vergleich zu dem westkarpatischen. In ursächlichem Zusammenhang damit stehen die Verschiedenheit in der stadialen Wanderung der Achse der Geosynklinale und auch Unterschiede in den jüngeren tektonischen Phasen in beiden Segmenten. Dies spiegelt sich dann in den Verschiedenheiten der Entwicklung während der jüngeren Entwicklungsstadien wider.

Für die zentralkarpatische (Tatriden-Křížna-) Zone sind einerseits die inneren, teilweise mit der Postflysch-Formation, und im südlichen Teil mit der paläogenen molassoiden und mit den neogenen Molasse-Formationen gefüllten Becken, andererseits elf inmitten der jüngeren Komplexe hervorragende, kristalline Kerne, besonders charakteristisch. Einen derartigen morphotektonischen Charakter weisen weder die inneren karpatischen Zonen noch die ostalpinen Zonen auf. Auch dies macht eine Besonderheit der zentralkarpatischen Zone in den Westkarpaten aus.

Die verschiedene, vor allem aus den Unterschieden in der Gliederung der Westkarpaten und Ostalpen folgende Entwicklung in jüngere Stadien, spiegelt sich auch im anderen Verhältnis der tektonischen Einheiten der inneren zu den äußeren Zonen wider. Die tektonischen Phasen der neogenen Faltungsperiode hatten keine ausgeprägtere Faltung in den inneren Zonen der Westkarpaten zur Folge; diese traten den Weg der Kratonisierung schon nach

der Beendigung der kretazischen Faltungsperiode an. Horizontale Bewegungen, wie die Verschiebung oder Unterschiebung des tatriscen Blocks gegen außen, die die Bildung — „Aufhäufung“ — einer ununterbrochenen Klippenzone verursachten, riefen keine Überschiebung der oberen Komplexe hervor. Die Stirnen der Choč-Decke erreichen nirgends die Grenze des Kontaktes mit der Klippenzone. Soweit man solche Erscheinungen anführte (z. B. bei der Klape-Klippe), zeigten die eingehenderen Untersuchungen, daß es sich um keinen Bestandteil der Choč-Decke, sondern um piennide Klippen besonderer Entwicklung handelt (MAHEL' 1961). Wesentlich anders ist die Beziehung der inneren und äußeren Zonen in den Ostalpen, wo vor allem eine zusammenhängende Klippenzone fehlt. Die Klippen verschiedener Entwicklung treten inmitten der Flyschzone in einigen kürzeren Streifen auf. Dabei sind die südlichen Teile der äußeren Zonen vom Deckenkomplex der Kalkalpen bedeckt, der auf Zehner von Kilometern gegen außen, auch während der neogenen Faltungsperiode, überschoben wurde.

Literatur

ANDRUSOV, D., 1936: Les nappes subtatriques des Carpathes occidentales. Carpatica I., Praha.

ANDRUSOV, D., 1960: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der Zentralen Westkarpaten. Mitt. geol. Ges. 51. Wien.

AUBOUIN, J., 1959: A propos d'un centenaire, les aventures de la notion de géosynclinal. Revue de Geogr. phys. et Geol. dynamique, ser. 2, vol. 2.

BALOGH, K., 1961: Das Mesozoikum Nordungarns. Annales instituti geol. public. Hungarici vol. XLIX, 2. Budapest.

BONDARCUK, V. G., 1962: Tektonika Karpat. Kijev.

COLOM, G., 1957: Sur le caractère de la sédimentation des Geosynclinaux mésozoïques. Soc. géol. France. Bull. sér. 6.

CORNELIUS, H. P., 1940: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Zeitschr. Deut. geol. Ges. 92. Berlin.

DEL NEGRO, W., 1962: Neue Vorstellungen über den Bau der Ostalpen. Jahrbuch d. geol. Bundesanstalt. Wien.

KOBER, L., 1912: Der Deckenbau der östl. Nordalpen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. 88. Wien.

KOBER, L., 1930: Neue Beiträge zur Karpaten Geologie. Forsch. Fortschr. 6. Berlin.

KRAUS, E., 1951: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin.

KÜPPER, H., 1960: Neuere Probleme im Mesozoikum des ungarischen, slowakischen und österreichischen Raumes. Annales instituti geol. Hungarici vol. XLIX, 1. Budapest.

MAHEL', M., 1957: Die Kerngebirge, ein spezifisches Merkmal der Westkarpaten. Geologický sborník VIII., Bratislava.

MAHEL', M., 1959: Eine neue Einheit in den Westkarpaten. Geologické práce 51., Bratislava.

MAHEL', M., 1961: Tektonik der zentralen Westkarpaten. Geologické práce 60., Bratislava.

MAHEL', M., 1963: Folding Phases and Formations of the West Carpathian Mesozoic. Geologické práce. Zprávy 28.

MURATOV, M., 1960: Tectonic structures of the alpine geosynclinal area in Eastern Europe and Asia minor and the history of their development. Intern. Geol. Congress, Report of the Twenty First Session. Norden. Part. XVIII. Copenhagen.

PLÖCHINGER, B., 1960: Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattel. Verhandlungen d. Geol. Bundesanstalt, 1960, 1. Wien.

SPENGLER, E., 1932: Ist „die Mittlere subtatrische Decke“ der Westkarpathen eine selbständige tektonische Einheit? Věstník SGU VIII. Praha.

SATSKY, N. S.-BOGDANOV, A. A.: O mezdunarodnoj tektoničeskoj karte Evropy, Masstab 1 : 2,500.000. Izvestija ANSSSR serija geolog., 1961, No 4.

Tectonic development of Czechoslovakia. Collected papers and the tectonic map 1 : 1,000.000. Praha, 1960.

TOLLMANN, A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. d. Gesell. d. Geol. u. Bergbaustudenten Bd. 10. Wien.

TRÜMPY, R., 1960: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 71.