

Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten

Von Dimitrij Andrusov *)

Die zentralen Westkarpaten bilden zusammen mit der pieninischen (südlichen, inneren) Klippenzone einen äußerst kompliziert gebauten Teil des gesamten Gebirges der Westkarpaten, für dessen Bau man wiederholt von verschiedenen Seiten eine Erklärung suchte. Die in den letzten 10 Jahren auf tschechoslowakischem Boden durchgeführten neuen geologischen Forschungen der Westkarpaten brachten einen neuen Aufschwung unserer geologischen Kenntnisse und führten zur Feststellung vieler neuer Tatsachen, so daß mir eine neue Stellung zu verschiedenen Problemen des Baues und der Entwicklung dieses Gebirges durchaus aktuell erscheint. Da meine eigenen Arbeiten in den Karpaten hauptsächlich auf die inneren Zonen der Westkarpaten konzentriert waren, möchte ich mich auch hier hauptsächlich auf diese beschränken. Ich habe etwa vor 20 Jahren, ebenfalls hier in Wien, ungefähr dasselbe Thema behandelt (ANDRUSOV 1939). Ich möchte daher nur einige Hauptprobleme des Baues des oben bezeichneten Gebietes der Westkarpaten behandeln, die besonders wichtig sind.

Vor 20 Jahren erschien der Deckenbau der Westkarpaten durchaus unerschüttert. Heutzutage ist es jedoch notwendig, das damals von mir gegebene Schema des Baues dieses Gebirges nicht unwesentlich zu ändern. Mehrere mesozoische Serien, die damals als Überschiebungsdecken betrachtet wurden (z. B. die Šipruň-Serie), haben sich als Glied der normalen sedimentären Hülle einiger Kerngebirge erwiesen (BISTRICKY 1957). Auch der überschobene Charakter anderer tektonischer Elemente (z. B. des Muraň-Plateaus) wurde in letzter Zeit von einigen Autoren (MAHEL' 1955) unter Zweifel gestellt. Trotzdem betrachten wir auch heute die Westkarpaten durchaus als Deckengebiet mit Decken von großem Ausmaße, die sich in zwei Hauptfaltungsphasen der alpinen Faltung gebildet haben. In den zentralen Westkarpaten und in der Klippenzone kam es in der Mitte der Kreidezeit, in der Flyschzone — haupt-

*) Anschrift: Prof. Dr. D. Andrusov, Bratislava, Francisciho 7, Tschechoslowakei.

sächlich am Ende des Paläogens —, zu großen Überschiebungen. In Anbetracht der neuen Forschungen mußte man zwar, wie gesagt, die Existenz einiger Überschiebungsdecken ablehnen, in anderen Fällen aber haben uns die neuen Forschungen gezwungen, die Zahl der Überschiebungsdecken wesentlich zu vermehren. Ebenfalls wurde erwiesen, daß mehrere, früher angenommene, Faltungsphasen nicht existieren. Andererseits konnte man aber zeigen, daß die Wirkung anderer Teilaltungsphasen viel größer ist, als früher angenommen wurde. In letzter Zeit hat man auch öfters die Bildungsweise der Karpatenüberschiebungen betrachtet; mehrere Ansichten sind jedoch kaum annehmbar (MAHEL 1955, BOGDANOV, MURATOV und CHAIN 1958).

Die Westkarpaten, deren Geschichte man besonders in mesozoischer Zeit verfolgen kann, bildeten sich auf einem alten Untergrunde von komplizierter Struktur.

Der vortriadische Untergrund der Westkarpaten muß nach den neueren Forschungen im wesentlichen als variszisches Falten-system von heterogener Natur betrachtet werden, das auch aus älteren Falten-systemen bestehende Kerne enthält. Das Studium der Natur des vortriadischen Untergrundes, die durch Bohrungen im Gebiete der äußeren Karpatenzonen erwiesen wurde, wie auch das Studium der in der Klippenzone und in der Flyschzone gefundenen Blöcke und Scherlinge zeigte, daß die variszischen Faltenzonen der Bömischen Masse mit älteren Elementen in einzelnen Zonen ziemlich weit gegen Süden unter die Flyschkarpaten eingreifen. Es scheint sehr wahrscheinlich (vergleiche ANDRUSOV, 1958), daß das Moldanubikum und das Moravikum, die sich an der Grenze zwischen der Bömischen Masse und den Westkarpaten gegen den Rand der letzteren schief annähern, im Untergrunde der Karpaten eine scharfe Biegung erleiden und im mittleren Teile des Karpatenflysches weit nach Osten eingreifen. Die selbe Biegung zeigen der innere Rand der Unterkarbonzone (zuweilen mit Devon) des Gesenke-Gebietes und der innere Rand des Kohlen-Gebietes von Oberschlesien, die unter den Flyschkarpaten eine durchaus karpatische Richtung annehmen. Unter dem Flysch erscheint also eine große Knickung des variszischen Bogens. Der letztere umrahmte nach meiner Anschauung die Bömische Masse von Norden. Der Verlauf der einzelnen Zonen, wie der Streichrichtung ist jedoch in mehreren Gebieten schräg zum Verlauf der alpinen Falten. In dieser Tatsache möchte ich den Grund des späten Anschlusses des Gebietes der Flyschzone an die geosynklinale Senkungs-bewegung der inneren Zonen der Karpaten erblicken. In der Trias- und Lias-Zeit war hier hauptsächlich Festland. Es ist das die Fortsetzung des vindelizischen Rückens, der sich durch das Gebiet der Bömischen Masse

unter die Flyschkarpaten erstreckte. Den so entstandenen langen Rücken bezeichne ich als vindelizisch-beskydischen Rücken (vgl. ANDRUSOV 1959). Im Untergrunde des Mesozoikums der Klippenzone waren vortriadische Serien entwickelt, die als Gerölle und Blöcke in den kretazischen Konglomeraten dieser Zonen bekannt sind. Sie zeigen, daß der alte Untergrund der Klippenzone aus eigenartigen kristallinen Schiefen, grünen, wahrscheinlich variszischen Graniten und Jungpaläozoikum mit oft vorkommenden Quarzporphyren von sicherlich permischem Alter bestehen. Derartige Gerölle kommen in der ganzen Klippenzone der Karpaten wie auch der Ostalpen vor. Es scheint also, daß die betreffende variszische Zone im Untergrunde der pieninischen Klippenzone genau, oder fast genau, dieselbe Richtung hatte, wie die Klippenzone. Der Verlauf der tektonischen Zonen im Gebiete der zentralen Westkarpaten ist, wie bekannt, ebenfalls im allgemeinen subparallel zum Verlauf der mesozoischen Faltenysteme dieses Gebietes. Ich glaube, daß gerade diese Verhältnisse günstig auf den frühzeitigen Anfang der geosynklinalen Senkung des Gebietes der zentralen Westkarpaten und der Klippenzone einwirken. Die einzelnen Zonen des angegebenen Gebietes waren durch wichtige vortriadische Dislokationen getrennt, die wahrscheinlich einen großen Einfluß auf den Verlauf der alpinen Bewegungen hatten. Die tektonische Grenze zwischen den Tatroveporiden und den Gemeriden ist höchstwahrscheinlich eine variszisch angelegte Überschiebung, die sich in der Zeit der kretazischen Faltung erneuerte. Die variszische Hauptfaltung, die in den zentralen Westkarpaten durch eine lokal starke, hochtektonische („hochorogene“) und eine sehr verbreitete spättektonische („spätorogene“) Granitintrusionsphase begleitet war, ist sicherlich vormoskovisch. Die in den mittleren Teilen der zentralen Westkarpaten katazonal ausgebildeten kristallinen Schiefer, sowie die weniger metamorphen Gebilde (Schiefer) am nördlichen (Kleine Karpaten) und südlichen Rande dieses Gebietes sind wenigstens größtenteils altpaläozoisch. Die Behauptung MÁŠKA's (1959), daß das Katakristallin der Kerngebirge zum Proterozoikum oder Archaikum gehört, wurde vorläufig nicht genügend belegt. In den Tatroveporiden hat sich wahrscheinlich ein Deckenwurf gebildet, der im mittleren Teil der Tatroveporiden lag. Er verursachte den höheren Grad der Metamorphose und der Granitisation. Der Charakter und die Vergenz der tektonischen Elemente des variszischen Faltensystems in den zentralen Westkarpaten wurden noch nicht genauer bestimmt. Interessant ist jedenfalls die Feststellung (GOREK 1956) der Existenz von zungenförmigen Granitkörpern (Hohe und Niedere Tatra), die gegenwärtig von Norden gegen Süden flach ansteigen.

Die mesozoische Geosynklinale bildete sich im Gebiete der

Zentralkarpaten und der Klippenzone seit Beginn der Triaszeit. In der Choč-Zone und in der Gemeriden-Zone bildete sich in der Untertrias eine (über 1000 m) mächtige Serie, die von Extrusions- und Kleinintrusions-eruptivmassen begleitet war. Dieselben Verhältnisse („Eugeosynklinale“ im Sinne von KAY 1951) existierten wahrscheinlich auch im südlichen Teil des Sedimentationsraumes der pieniden Klippen-Sedimentationszone. Die Mächtigkeit der höheren Glieder des Mesozoikums ist in allen Zonen des behandelten Gebietes nicht sehr groß. Der Geosynkinalcharakter äußerte sich mehr durch die große Mobilität und zu gewissen Zeiten (Dogger, Malm einzelner Teilgeosynklinalen) durch pelagische und wahrscheinlich Tiefseesedimentation von geringer Mächtigkeit. Es äußerte sich hier also die Bildung leptogeosynkinaler Schichtfolgen im Sinne von R. TRÜMPY (1958). Hebungen, die eventuell von Sedimentationsunterbrechungen begleitet wurden, kann man in der Tatriden- und Südgemeriden-Zone im Rhät, in der Czorsztyner (subpieninischen) Zone, lokal im Tithon und recht allgemein im Neokom, in der hochtatratischen Zone und in der Zone der Maniner Klippen am Anfang des Albiens konstatieren. Diese Unterbrechungen entsprechen Hebungphasen; sie sind aber nicht von Faltungen begleitet. In meinen früheren Arbeiten (siehe hauptsächlich ANDRUSOV 1938) habe ich die Hebungphase am Anfang des Albiens als Bildungszeit von größeren Überschiebungsdecken in der gesamten Klippenzone betrachtet. Diese Anschauung hatte ihre Begründung in gewissen Tatsachen: Im Waagtal sind die Klippen in der Maniner (hochtatratischen) Fazies von Mittelkreide (Alb und Cenoman) hauptsächlich in Flyschfazies (Sphaerosideritschichten) oder in Sandsteinfazies (hauptsächlich Orlové-Sandstein) umgeben. Dieselben Schichten bilden aber nördlicher, im Waagtal die Hülle der Klippen in pienider Ausbildung (Czorsztyner und Kysucer Fazies); die Erklärung dieser Verhältnisse konnte nur in der Annahme von voralbischen Überschiebungen gesucht werden („pieninische Faltungsphase“, ANDRUSOV 1938). Neue Forschungen auf polnischem (BIRKENMAJER 1957) und tschechoslovakischem (KANTOROVÁ 1953, E. SCHEIBNER u. a. 1958) Gebiet führen aber zu einer ganz anderen und recht unerwarteten Lösung des Problems über das Verhältnis der Mittelkreide in der geschilderten Ausbildung zu den Klippen in pienider Fazies. Es hat sich nämlich herausgestellt, daß die einzelnen Pienidenserien (im Waagtal sind es Klippen in der Czorsztyner und Kysucer Fazies) eine eigene Mittelkreide besitzen, die von derjenigen der Maniner Serie ganz verschieden ist. Das Hauptelement dieser Mittelkreide sind bunte Globotruncanenmergel, die dem Albien, dem Cenoman und Unterturon zugehören. Sie wurden vorher zusammen mit den obersenen bunten Mergeln als „Púchover Mergel“ bezeichnet. Man konnte aber in der Klippenzone der gesamten Karpaten und der Ostalpen bei Wien (vgl. JANOSCHEK, KÜPPER und ZIRKL 1956) mikro-

paläontologisch zwei Komplexe von bunten Mergeln abtrennen, die auf lithologischer Grundlage nur teilweise zu unterscheiden sind. Die mittelkretazischen bunten Globotruncanenmergel bilden in vielen Klippenserien mit dem Jura und der Unterkreide eine ununterbrochene Serie. Daher ist es absolut unmöglich, hier eine Faltungsphase zwischen Neokom und Alb vorauszusetzen. Es hat sich herausgestellt, daß im Waagtal zwischen Žilina (Sillein) und Púchov die Klippen in pieinider Ausbildung öfters zusammen mit den betreffenden mittelkretazischen Schichten hauptsächlich in den tieferen Tälern erscheinen und dabei von allen Seiten von Mittelkreide in der Maniner Fazies, wie schon gesagt, umrahmt sind. Es handelt sich hier offenbar um Reihen von tektonischen Fenstern, in welchen pieinide Serien unter der Maniner Mittelkreide, die nach der Mittelkreide aufgeschoben wurde, liegen. Das Hervortreten des Untergrundes in kleinen „tektonischen Fenstern“ ist sicherlich auf spätere Bewegungen, später als die Überschiebung selbst, zurückzuführen. Es dürfte sich um nachsenone oder sogar nachpaläogene Faltung (Antiklinale) handeln, welche die Maniner Decke und ihren Untergrund betroffen hat. Die Fenster erscheinen maximal in einer Entfernung von 8 km von der nördlichen Grenze der Entwicklung der Mittelkreide in der Maniner Fazies, so daß die feststellbare Überschiebung gering ist. Es existiert jedoch ein großer fazieller Sprung zwischen der Entwicklung des Lias, des Neokom und der Mittelkreide in der pieninischen (eventuell Kysucer) und der Maniner Ausbildung, so daß man es hier mit einer tektonischen Fläche von großer Bedeutung zu tun hat. Meines Erachtens nach handelt es sich hier um die Überschiebung des nördlichsten Elementes der Tatriden, der hochtatratischen Zone ohne mächtige kristalline Unterlage auf die Pieniden. Bei den jüngeren Faltungsphasen verhielt sich dieser Teil der Tatriden so wie der Rest der Klippenzone und führte zu der Bildung des eigenartigen Klippenphänomens, das ja für die Klippenzone so bezeichnend ist. Die im Untergrunde der Maniner Decke liegenden Elemente gehören mehreren Klippenserien von ungleicher Faziesausbildung an und bilden gewöhnlich den größten Teil der Klippenzone. Die Klippen von verschiedener Faziesausbildung haben eine mehr oder weniger regelmäßige Verbreitung, wie es schon seit den Arbeiten УНЛІС's bekannt ist. Dabei ist die Faziesverschiedenheit zwischen den extremen Ausbildungen der Klippenserien sehr groß, so daß die Verteilung der Klippen kaum anders erklärt werden kann, als durch Annahme einer Überschiebung der Klippenschichtenfolge in pieninischer (eventuell Kysucer) Ausbildung auf die Einheit mit Czorsztyner Ausbildung. Die letztere Einheit müßte nicht unbedingt als Decke betrachtet werden. Doch erscheinen in den Klippen in dieser Ausbildung sehr oft umgekehrte Schichtenfolgen, so daß es sich

auch hier um eine stark gestörte Einheit handeln dürfte. Die pieniden Schichtenserien, besonders die pieninische und Kysucer Serie, zeigen die bereits erwähnten vollständigen Schichtfolgen, in welchen Jura allmählich in Neokom und dieses wieder allmählich in Mittelkreide übergeht. Letztere endet (vgl. V. und E. SCHEIBNER 1958) sicherlich erst mit dem Unterturon. Daher möchten wir die Überschiebungen im Klippengebiet zum größten Teil als nachunterturone und vorsantone Ereignisse betrachten (es handelt sich also um die subhercynische Faltungsphase). Die in dieser Zeit gebildeten Klippendecken wurden nachträglich nach dem Senon und nach dem Paläogen, also zweimal wieder intensiv gefaltet. Die Faltung nach dem Paläogen führte im Gebiete der Klippenzone nicht zu Deckenbildung, sondern nur zur Bildung von engen Schuppen und Falten mit Südvergenz. Der Charakter der tektonischen Bewegungen, die sich in der Zeit zwischen Senon und Paläogen abspielten, ist vorläufig nicht genügend geklärt. Das transgressive, aber stark gefaltete Senon bildet meistens Synklinalstreifen, die denjenigen des Paläogens ähnlich sind, aber nicht mit denselben zusammenfallen. Andererseits wurden in letzter Zeit einige Erscheinungen festgestellt, die für die Fortsetzung der Überschiebungsbewegungen nach dem Senon sprechen würden (Pieninen). Unter dieser Annahme ist es auch möglich, die Verbreitung der erwähnten exotischen Gerölle in der Mittel- und Oberkreide der Klippenzone zu erklären. Sie könnten von einem Rücken stammen, der zwischen dem pienidischen und Maniner Sedimentationsraum in der höheren Kreide aufgewölbt war. Dieser Rücken bestand aus Gesteinen, die hauptsächlich den pienidischen Bauelementen und nur in kleinerem Maße der Unterlage des Maniner (hochtatrischen) Mesozoikums zugehörten. Da in den breiteren Teilen der Klippenzone (Waagtal) im südlichen (oder eher südöstlichen) Gebiet die nachpaläogenen Bewegungen allmählich schwächer werden, ist es hier leichter, die kretazische Tektonik zu verstehen, als in den äußeren Teilen der Klippenzone. Man kann hier feststellen, daß die vorpaläogenen Falten der Klippenzone eine nördliche Vergenz haben. Dieselbe Vergenz haben die nachpaläogenen Decken der äußeren Teile der Flyschzone. Die Schubflächen der kretazischen Decken der Klippenzone waren ursprünglich teilweise subhorizontal, teilweise gegen Süden geneigt. In solchen Teilen der Klippenzone, wo die vorsenone Schichtenfolge nur eine Ausbildung zeigt, z. B. bei Wien, ist es unmöglich, die Existenz von Decken zu beweisen; sie mußten hier ja überhaupt nicht ausgebildet gewesen sein.

Die älteren alpinen tektonischen Bewegungen kann man in noch größerem Maße im Gebiete der zentralen Westkarpaten beobachten. Zu dieser Einheit gehört die Zone der sogenannten Kerngebirge und auch das Zips-Gemörer Erzgebirge. Sie zeichnet sich durch starke tektonische

Bewegungen in der Kreide und verhältnismäßig schwache nachpaläogene Faltung aus. Südlicher, im pannonischen Gebiet, waren die nachpaläogenen Bewegungen auf vertikale Hebungen und Senkungen und Bruchtektonik beschränkt. Im Paläogen verhielt sich dieses Gebiet durchaus wie ein Zwischengebirge. Sein Übergang zur Zone der Kerngebirge mit nachpaläogener germanotyper Tektonik ist ein allmählicher und das Zips-Gemörer Erzgebirge ist eher eine große Wölbung als eine Megantiklinale vom Typus der hochtatriscen.

In den zentralen Westkarpaten haben sich in der oberen Kreide mehrere tektonische Einheiten gebildet, von denen manche den Charakter von großen Decken haben. Es sind das vor allem die bekannten subtrischen Decken. Die wichtigsten von ihnen sind in einem großen Teile der Westkarpaten: Die untere oder Križnadecke, und die höhere oder Chočdecke. Beide Decken haben den Charakter von verhältnismäßig wenig mächtigen Abscherungsdecken, die größtenteils aus mesozoischen Serien bestehen, mit denen nur lokal voroberkarbonisches Kristallin und Jungpaläozoikum verknüpft sind. Das Mesozoikum bildet in einzelnen Gebirgen mehrere, recht selbständige Teildecken und zahlreiche Digitationen, die auf kurze Strecken verschwinden können. An den Nordhängen der Kerngebirge häufen sich die Teildecken und Digitationen in größerer Menge an, als an deren Südhängen.

Die Deckennatur der subtrischen Einheiten ist kaum zu bezweifeln, wenn auch in der letzten Zeit gewisse Einwendungen (vgl. MAHEL' 1955, 1957; BOGDANOV, MURATOV und CHAIN 1958) gegen die Deckennatur der Križna-Einheit und der tektonischen Einheiten der Klippenzone ausgesprochen wurden. Zu den Ausführungen MAHEL's (l. c.) ist es nötig zu bemerken, daß sie sich mehr mit der Betrachtung von Kleinigkeiten beschäftigen; indessen wird von der Erklärung der bekannten Tatsachen, die die ganzen Westkarpaten betreffen, meistens abgesehen. Lokale Südvergenzen im Gebiete der Zentralkarpaten, die schon lange bekannt sind, möchte er als Beweis für mehrere Fächerstrukturen im Inneren der Zentralkarpaten halten. Die ungenügende Kenntnis der Stratigraphie der Mittel- und Oberkreide der Klippenzone möchte er als Beweis gegen die Existenz von Überschiebungen in der mittleren Kreide dieser Zone gebrauchen. Man kann den Versuchen MAHEL's den Vorwurf machen, daß sie die meisten Tatsachen, auf welchen die Deckennatur mehrerer zentral-karpatischer Einheiten begründet sind, ziemlich ungenau schildern. So z. B. ist die Deckennatur der subtrischen Einheiten nicht auf der „Annäherung von Serien in verschiedener Ausbildung“ gegründet (MAHEL 1955 S. 5), sondern auf deren tektonischer Überlagerung. Die letztere wurde lokal bewiesen. Im Gegenteil wurde die Synklinalnatur einiger Zonen,

auch zur Zeit der Sedimentation der mesozoischen oder sogar jungpaläozoischen Serien (z. B. der „Nordgemerischen Synklinale“, vgl. MAHEL' 1955 S. 14) überhaupt nicht belegt. Das Ziel aller Forschungen ist aber eine minutiöse Analyse aller bekannten Tatsachen und deren synthetische Erklärung für das gesamte Gebiet eines Faltensystems (z. B. der Westkarpaten). Daher ist es nötig, die Ausführungen MAHEL's als mißlungen zu betrachten. Angesichts der Deckennatur der Chočeinheit bestehen von keiner Seite Bedenken. Sie bildet ja nur größere oder kleinere Überschiebungsschollen, deren Zusammengehörigkeit im Streichen des Gebirges und in manchen Gebieten auch quer durch das Gebirge ganz augenscheinlich ist. Das bedeutet keineswegs, daß die Chočdecke ganz einheitlich sei. In der Niederen Tatra findet man mehrere Digitationen der Chočdecke. Auch die von mir sogenannte Stražov-Decke der Westslowakei könnte ja bloß eine Teildecke der Chočdecke vorstellen. Die Deckennatur der Chočeinheit wurde nicht nur durch ausführliche Kartierung und Faziesanalyse bestätigt; auch beim Bau des Harmanectunnels in der Großen Tatra haben Bohrungen und besonders die Durchschlagung des Haupttunnels die Möglichkeit geboten, die Überschiebungen festzustellen und die Überschiebungsflächen zu studieren. Die Herkunft der Chočdecke ist durch das Studium der Vergenz größerer Falten und Digitationen feststellbar (Niedere Tatra, Stražov-Gebirge) und es ist durchaus klar, daß sie von Süden auf das Gebiet der Kerngebirge aufgeschoben wurde. Da die Chočeinheit schon im oberen Grantal ganz klar Deckennatur erkennen läßt, muß ihre Breite wenigstens auf 60 km geschätzt werden. Im Gebiete der Niederen Tatra ist die Schichtfolge der Chočdecke vollständiger als an deren Nordrand, da dort nur mächtige Lagen von Untertrias und lokal auch Karbon an der Basis des Mesozoikums ausgebildet sind. Die höheren subtatrischen Elemente (Chočdecke mit Stražov-Teildecke und anderen höheren Schollen) kann man vom Gebiete der Kleinen Karpaten gegen Osten bis in die Zentralslowakei leicht verfolgen.

Bevor wir unsere Aufmerksamkeit auf die untere subtatrische (Križna-) Decke lenken, wollen wir zuerst einige Probleme des Baues des Untergrundes dieser Decke, also der t a t r i d e n E l e m e n t e, behandeln. Diese Elemente erscheinen gegenwärtig als mehr oder weniger gewaltige megantiklinale Wölbungen, in deren Kernen voroberkarbonisches Kristallin und Jungpaläozoikum erscheinen. Sie sind durch Trias, Jura, öfters auch Kreide (bis Cenoman) normal transgressiv überdeckt. Das Mesozoikum ist auch im Gebiet der einzelnen Wölbungen öfters tief in das Kristallin eingefaltet. Es ist wahrscheinlich, daß in den Synklinalen zwischen den einzelnen Kerngebirgen das Mesozoikum noch tiefer in den Untergrund eingefaltet ist, doch ist dies ohne Tiefbohrungen kaum zu

beweisen. Diese Einfaltung fand nach unseren Vorstellungen zur Zeit der Hauptkreidefaltung des Gebietes der Kerngebirge statt. Vor 27 Jahren haben wir mit MATEJKA (und MATEJKA-ANDRUSOV 1931) den Versuch gemacht, nach Faziesanalyse die Kerngebirge in der Streichrichtung des Gebirges in gewisse Reihen einzuteilen (z. B. Hohe Tatra — Kleine Fatra — Maniner Klippenreihen). Nun hat es sich aber herausgestellt, daß einige Kerngebirge, die wir zu verschiedenen Reihen gestellt haben (Lubochňa-Massiv und Kleine Fatra), durchaus die gleiche Entwicklung des Mesozoikums zeigen und umgekehrt wieder die Hülle einiger Kerngebirge, die wir zu derselben Reihe gestellt haben (Hohe Tatra — Kleine Fatra), verschiedene Mesozoikum-Ausbildungen aufweisen. Einige Kerngebirge besitzen Hüllen, die teilweise von allen anderen Kerngebirgshüllen ziemlich verschieden sind (Kleine Karpaten); teilweise finden wir aber mehr oder weniger große Analogien zwischen verschiedenen Kernhüllen. Zu den letzteren gehört auch die Šipruň-Serie, deren jüngere Glieder ehemals als eine kleinere tatrider Decke betrachtet wurden (MATEJKA 1927), die aber heute (BISTRICKÝ 1957) als normale Überdeckung hauptsächlich des Lubochňa-Massivs und des Kernes der Kleinen Fatra erkannt wurde.

Dem Gesagten nach erscheinen die Kerne der Kerngebirge als mehr oder weniger selbständige Einheiten mit mehr oder weniger verschiedener Hülle, die zwischen den aufgewölbten Teilen des Tatridentgebirges tief in den Untergrund eingesenkt sind. So wurde schon bei der Kreidefaltung die Selbständigkeit einiger Kerngebirge vorbereitet, obgleich ihre heutige Gestalt als Resultat der nachpaläogenen Faltung betrachtet werden muß. Außer den Hüllserien, die die Kerne unmittelbar umhüllen, gibt es im Gebiete der Tatriden verschiedene Schichtserien, die öfters eine ähnliche Fazies wie die ersteren aufweisen, aber in überschobener Lage erscheinen. Die bekanntesten sind die Decken, oder liegenden Falten der Červené vrchy und des Giewonts in der Hohen Tatra; andere wurden in der Niederen Tatra, im Massiv des Suchy und der Kleinen Magura, im Tribečgebirge u. a. nachgewiesen. Einige dieser tatrider tektonischen Einheiten haben einen kristallinen Kern und ihr Kristallin stimmt durchaus mit demjenigen des Kernes überein; andere bestehen bloß aus Mesozoikum. In mehreren Fällen kann man mit voller Sicherheit die nördliche Vergenz dieser Falten und Decken feststellen. So sieht man in der Hohen Tatra, wie das Alb Synklinalkerne sich gegen Süden schließender liegender Falten (falsche Antiklinalen) mit teuchender Stirn bildet. In manchen Gebirgen erscheinen Serien, die sowohl von denjenigen der Križna-Decke wie auch von denjenigen der Kernhülle abweichen und zwischen der Kernserie und der Križna-Decke einen Streifen bilden (z. B. in den Kleinen Karpaten). In diesen Elementen wurde lokal eine südliche Ver-

genz festgestellt (MAHEL 1957); doch ist es kaum denkbar, daß diese Serien als Ganzes von Norden nach Süden geschoben wurden, da auch in anderen tektonischen Einheiten ganz sicher von Süden gegen Norden geschobene Einheiten lokal südliche Vergenz (die von verschiedenen Bedingungen abhängt) vorkommt. Die meisten dieser tektonischen Einheiten stammen, wie schon gesagt, aus dem Gebiet desselben Kerngebirges, wo man sie heute findet; die anderen aus einer benachbarten, südlich oder nördlich vom betreffenden Kerne gelegenen Zone. Der tektonische Charakter mehrerer dieser Einheiten wurde bei der Überschiebung der subtrischen Decken wesentlich verändert.

Zum Verständnis der Natur der unteren subtrischen (oder Križna-) Decke war es notwendig, die eben angeführten Tatsachen kennenzulernen. Nun können wir zur Besprechung ihres Charakters übergehen: Die Križna-Decke hat, ebenso wie die Choč-Decke, eine recht allgemeine Verbreitung im Gebiete der Kerngebirge. Sie reicht sogar in die Ostlowakei (Humenné), wo die Existenz der Choč-Decke nicht bewiesen wurde. In der Umgebung von Staré Hory in der Niederen Tatra liegt an der Basis der Križna-Decke eine Masse von vorkarboneischem Kristallin und eine mächtige Perm-Serie. An anderen Orten beginnt die Križna-Decke gewöhnlich mit Mitteltrias und besteht aus einer vollständigen Serie, die oben bis zum Cenoman reicht. Überall, wo man die Križna-Serie beobachten kann, liegt sie in überschobener Lage auf dem Mesozoikum oder auf älteren Gesteinen der Tatriden. Öfters ist sie tektonisch stark reduziert, oder ganz ausgewalzt zwischen den tatriden Elementen und der Choč-Decke. Obgleich die gegenwärtige Breite der Križna-Decke groß ist (50—60 km), könnte der ursprüngliche Sedimentationsraum enger sein. Die Bestimmung ihrer ursprünglichen Breite könnte auf Grund einer Schätzung des Gesamtumfanges der Gesteinsmasse der Decke geschehen. Das ist aber vorläufig unmöglich. Die Überschiebungsfläche ist gegenwärtig sehr uneben. In der Firstregion der höchsten Kerngebirge würde sie sich in einer größeren Höhe als 3000 m ü. M. befinden; aber in den großen Depressionen sinkt sie zwischen den Kerngebirgen tief unter die Erdoberfläche. Diese Höhenschwankungen sind hauptsächlich das Resultat der nachträglichen (nachpaläogenen) Faltung des Gebietes der Kerngebirge; aber auch zur Zeit der Überschiebung war sie durchaus nicht flach: In mehreren Kerngebirgen findet man breite Mylonitzonen am Südrande des kristallinen Kernes, was den Beweis gibt, daß einige Kerngebirge der sich aufschiebenden Križna-Decke einen gewissen Widerstand leisteten (vgl. MATĚJKA und ANDRUSOV 1931). Die Faziesausbildung der Križna-Decke ist in ihrem ganzen Verbreitungsgebiete durchaus nicht dieselbe. Besonders quer zu dem Ge-

birge kann man große Veränderungen konstatieren, so z. B. in der Ausbildung des Lias. Die Križna-Decke behält aber gewisse ständige, für diese Decke typische Merkmale bei, und zwar: In der Trias fehlen die Reiflinger Kalke; zwischen Obertrias und Lias sind immer allmähliche Übergänge, im Dogger-Malm sind immer Radiolariengesteine vorhanden; die Kreide, die bis zum Cenoman reicht, hat eine typische Gliederung. In den Kerngebirgen, wo das tatrider Mesozoikum in hochtatrider und Dumbier-Fazies ausgebildet ist, sehen wir einen sehr schroffen faziellen Unterschied zwischen der mesozoischen Kernhülle und der überschobenen Križna-Serie im betreffenden Gebiete. In anderen Kerngebirgen, wo die Kernhülle als Šiprun-Serie ausgebildet ist, sind manchmal die Unterschiede nicht sehr groß. Die Faziesänderungen in der Križna-Decke zeigen im allgemeinen einen allmählichen Übergang von den tatrider Ausbildungen zu der Choč-Fazies. Im Gebiet einzelner Kerngebirge kann man die überschobene Lage der Križna-Decke an allen Seiten des betreffenden Gebirges beobachten. In den Kerngebirgen, deren Südrand von einer nachpaläogenen Bruchdislokation bedingt ist, sieht man am Südrande die Überschiebung nicht direkt; doch öfters (Hohe Tatra) erscheinen in geringer Entfernung vom Rande des Kristallins „Inseln“ von Mesozoikum in Križna-Ausbildung, denen Überschiebungsschollen des Chočmesozoikums aufliegen.

Der Ursprung der Križna-Decke könnte auf dreierlei Weise erklärt werden:

Erstens könnte man annehmen, daß sie von Norden gegen Süden geschoben wurde.

Zweitens könnte man voraussetzen, daß sie von Süden stammt.

Drittens könnte man denken, daß die Križnafazies sich in Trögen abgesetzt hatte, die zwischen den einzelnen Kerngebirgen existierten.

Die erste Erklärung wurde zuerst für einzelne Kerngebirge von UHLIC (1897) angenommen; die zweite wurde (für das gesamte Subtatrikum) in den späteren Auffassungen von UHLIC (1907) und nachher, ab 1925 recht allgemein angenommen; die dritte Auffassung ist in der Zusammenfassung UHLIGS (1903) enthalten. Sie wurde ausführlicher von SCHAFFER (1938) entwickelt und vor kurzem von MAHEL (1955) unterstützt. Die Analyse der Einzelheiten im Bau der Križna-Decke zeigt, daß ihre Teildecken voneinander durch Überschiebungsflächen getrennt sind; die in den Teildecken vorhandenen Digitationen sind aber öfters untereinander verbunden und deuten, z. B. im Gebiete der Hohen Tatra, auf eine nördliche Vergenz der Falten und auf einen Schub der ganzen Decke gegen Norden hin. Die — lokal beobachtete — südliche Vergenz muß fast in allen Fällen der nachpaläogenen Faltung zugeschrieben werden, die sowohl in

der Klippenzone, wie wir schon gesagt haben, wie auch in den Zentral-karpaten ständig südliche Vergenz zeigt. Da die Križna-Decke in mehreren Kerngebirgen von allen Seiten in überschobener Lage vorhanden ist, müßte man nicht nur mit Aufschiebungen von N gegen S am Nordhang und von S gegen N am Südhang, sondern mit einer allgemeinen zentripetalen Aufschiebung der Schichtfolgen in Križna-Ausbildung auf die tatrigen Kerne aller Kerngebirge rechnen. Die Existenz solcher Bewegungen wurde aber durch keine einzige Tatsache bewiesen. Wir wollen daher hier die zweite Annahme, als einzig mögliche, für richtig betrachten. Da die Križna-Decke noch im oberen Grantale in überschobener Lage bekannt ist, wurden schon seit langem (ANDRUSOV 1938) die kristallinen Zonen des Veporgebirges als wahrscheinlicher ehemaliger Untergrund dieser Serie betrachtet. Es ist hauptsächlich die nördlichste Zone des Veporgebiets — die Lubietova-Zone — die einen mächtigen Perm-Komplex enthält und daher große Analogien mit der Križna-Decke bei Staré Hory zeigt. Doch scheint es wahrscheinlich, daß nicht nur diese Zone, sondern auch die südlicheren, als Untergrund der Križna-Decke betrachtet werden müssen. Hier findet man dürftig entwickeltes Mesozoikum, das im Kristallin Synklinalzonen bildet und mehr oder weniger dieselbe Entwicklung zeigt, wie in der Križna-Decke. Da aber Mesozoikum als normale Überlagerung des Kristallins in den südlichen Teilen der Veporzone sehr selten auftritt, ist die Frage der Teilung der Veporzone in zwei Komplexe, von denen der eine die ehemalige Unterlage der Križna-Serie, der andere die ehemalige Unterlage des Mesozoikums der höheren subtatrigen Decken bildet, vorläufig sehr schwer zu lösen. Der Südrand des Veporkomplexes ist durch eine tektonische Fläche abgetrennt, die sich an der Oberfläche nur als tektonische Linie bemerkbar macht. Ich bezeichne sie als Lubeník-Margencany-Linie. An dieser Linie erscheinen lokal Reihen von tektonischen Linsen, die wahrscheinlich verschiedenen subtatrigen, und vielleicht auch gemeriden Einheiten angehören (z. B. die Föderata-Serie). Die genannte tektonische Fläche teilt die Veporzone und das subtatrische Gebiet (zusammen Veporiden) von der südlicheren Einheit (Gemeriden) ab.

Der Bildungsmechanismus der subtatrigen Decken wurde verschiedenartig gedeutet: SPENGLER (1937) und nach ihm MAHEL' (1951) deuteten die Bildung der subtatrigen Decken wesentlich im Sinne der Anschauungen von AMPFERER als Massen, die auf dem Festland von höheren Gebieten in niedrigere abgerutscht sind (also im wesentlichen als „Reliefüberschiebungen“). Einen ähnlichen Standpunkt haben neuerdings BOGDANOV, MURATOV und CHAIN (1958) eingenommen; doch glauben diese Autoren, daß das Abrutschen unter Meeresbedeckung geschah. Diese beiden An-

schauungen sind jedoch kaum annehmbar: Die Überschiebungsfläche an der Basis der Križna-Decke ist durchaus nicht eben; doch hat sich ihre gegenwärtige Gestalt erst nachträglich, nach dem Paläogen, gebildet. Aber auch vorher, schon zur Zeit der Überschiebung, war sie uneben. Man könnte leicht voraussetzen, daß manche subtatrische Massen von dem Firstgebiet einiger Kerngebirge abgeglitten sind; aber gerade in der Nähe des Firstgebietes finden wir ständig eine normale Überdeckung des tatriden Kristallins in einer anderen Ausbildung, als derjenigen der subtatrischen Decken. Falls wir annehmen, daß die subtatrischen Decken aus dem Gebiete der Veporzone stammen, müßte dieses Gebiet zur Zeit der Überschiebung eine hohe Lage gehabt haben. Für diese Deutung haben wir aber überhaupt keine Argumente. Außerdem haben wir gezeigt, daß die subtatrischen Decken bei ihrer Wanderung gegen Norden auf einen gewissen Widerstand stießen; sie mußten auf einigermaßen erhöhte Rücken (z. B. im Gebiete der Niederen und Hohen Tatra) aufgeschoben worden sein. Die Anschauung einer submarinen Bildung der Decken muß man ablehnen, da in den höchsten Schichten der Kreide der Šiprunserie größere Gerölle von verschiedenen Gesteinen erscheinen, was auf Erosionserscheinungen im Gebiete der Kerngebirge vor der Überschiebung der subtatrischen Decken hinweist. Eine Erklärung des Überschiebungsprozesses der Križna-Decke bei der Deutung von SCHAFFER-MAHEL (Bildung der Križna-Schichtfolgen in den Trögen zwischen den Kerngebirgen) wurde noch nicht gegeben. Es scheint kaum möglich, den Charakter der Bewegungen bei dieser Deutung zu erklären. Wir werden im folgenden durchaus die ältere Deutung der Bildung der subtatrischen Abscherungsdecken durch einen Schub von Süden gegen Norden annehmen und diese Deutung ausführlicher begründen. Freilich muß das Problem der Bildung der subtatrischen Decken als die schwierigste Frage der Karpatentektonik betrachtet werden.

Die südlichste tektonische Einheit der Westkarpaten — die Gemeriden — sind aus zwei Bauelementen gebildet: 1. Die vortriadischen, alt- und jungpaläozoischen Gebilde. 2. Das Mesozoikum (hauptsächlich Trias). In diesem Gebiete findet man keine Beispiele größerer Überschiebungen mesozoischer Schichtfolgen aufeinander, die sich in der Kreide gebildet hätten. Lokal liegt die Trias durchaus normal ihrer Unterlage auf; andernorts zeigen sich auch größere Abscherungen, die von Überschiebungen auf kleinere Entfernungen begleitet sind. So ist das Mesozoikum am Südrand des Zips-Gemörer Erzgebirges auf die vortriadischen Gebilde wenigstens lokal von Süden gegen Norden aufgeschoben. Anderswo, zum Beispiel im Galmusgebirge, liegt das Mesozoikum größtenteils durchaus normal auf der vortriadischen Unterlage. Es ist daher nicht ange-

bracht, in den Gemeriden eine selbständige mesozoische Decke zu unterscheiden. Der gesamte Block ist jedoch gegen außen geschoben, lokal wahrscheinlich auf eine recht große Entfernung (wenigstens 10 km). Die Bewegung war lokal von S gegen N gerichtet, lokal von E gegen W. Dabei konnte eine alte (hercynische) Überschiebungsfläche erneuert werden. Die lokale Äußerung von Südvergenz im Mesozoikum der Gemeriden ist kein genügendes Argument (vgl. MAHEL' 1957), welches gegen das Vorhandensein der Gemeriden-Überschiebung sprechen würde. Die überschobene Lage der Gemeriden ist im oberen Grantale gut sichtbar, wo das gemeride Mesozoikum sich nicht nur mit dem Mesozoikum der Chočdecke (vgl. MAHEL' 1957) in tektonischem Kontakt befindet, sondern auch dem Kristallin und Mesozoikum des Kohutmassivs aufliegt; das letztere gehört zur südlichen Zone des Veporkomplexes (Tisovec-Zone). Das in letzter Zeit wieder umstrittene Problem des Muraň-Plateau-Mesozoikums möchten wir im Aspekt der älteren Auffassungen deuten (UHLIG 1907, ANDRUSOV 1937). Es handelt sich hier um eine mesozoische Überschiebungsscholle, die dem Stirnteil der Gemeriden angehört. Sie liegt öfters auf metamorphem Mesozoikum der Veporzone auf. Sie wurde nachträglich in den kristallinen Untergrund etwas eingefaltet, indem der südliche Teil des Veporkomplexes — die Tisovec-Zone — gegen Norden auf das Muraň-Mesozoikum aufgeschoben wurde (Muraň-Linie). Die gleiche Faziesausbildung der Trias im Muraň-Plateau und im Slowakischen Paradies im Nordgebiet der Gemeriden ist auch ein guter Beweis, um das Muraňmesozoikum zu den Gemeriden zu stellen. Da wir die Veporzone als Untergrund der subtatrischen Decken betrachten, glauben wir, daß die Abscherung des subtatrischen Mesozoikums vom Untergrund unter direktem Einfluß der Aufschiebung der Gemeriden auf die Veporzone geschehen war (vgl. MATEJKA und ANDRUSOV 1931).

Wir haben erwähnt, daß das Mesozoikum in Křižna-Ausbildung in den nördlichen Teilen der Veporiden auftritt; die untersten Glieder in derselben Entwicklung reichen aber weit gegen den Südrand der Veporzone. Chočmesozoikum ist im Veporgebiet als normale Überlagerung des Kristallins eigentlich nirgends bekannt. Die Anschauung, wonach das Chočmesozoikum die normale Überlagerung des Kristallins der Zone der Kralova Hola ist, die in letzter Zeit von KETTNER angenommen wurde, kann man nicht als bewiesen betrachten (POUBA 1951). Das erscheint recht paradox. Da aber die Untertrias mit basischen Eruptivgesteinen sowohl in der Chočdecke als auch in den Gemeriden auftritt, scheint es am wahrscheinlichsten, daß die oberen subtatrischen Decken aus dem südlichsten Gebiete des Veporkomplexes stammen. Dieses Problem ist aber noch durchaus nicht geklärt.

Die Anschauung MAHEL's (1957), nach der das Chočmesozoikum am Ostende der Niederen Tatra durch eine einfache Synklinale mit dem Mesozoikum der Galmus-Zone der Gemeriden verbunden ist, widerspricht gänzlich den Feststellungen desselben Autors.

Aus dem hier Gesagten geht hervor, daß der Zusammenhang einzelner subtatrischer Decken mit gewissen kristallinen Zonen des Vepors vorläufig nicht geklärt ist. Dadurch wird aber die Existenz der subtatrischen Decken, die durchaus sicher erscheint, keineswegs erschüttert.

Wir haben an dieser Stelle bereits einige Anschauungen über die Bildung der subtatrischen Decken diskutiert und die Hypothesen über ihre Bildung durch Abrutschung abgelehnt. Im folgenden wollen wir jedoch einige andere Anschauungen erwägen, die wir für wahrscheinlicher halten: Es sind diejenigen, die gewisse Aufschiebungen oder Unterschiebungen annehmen; die letzteren wurden ausführlich von STILLE in den Karpaten angewendet. Da wir hier aber nicht allgemeine Probleme der Bildung von Faltensystemen behandeln möchten, werden wir auf diese Fragen nicht weiter eingehen.

Der Anfang der Bildung der subtatrischen Decken ist nach neuen Forschungen sicherlich nachcenoman. Wahrscheinlich fingen die Bewegungen gleichzeitig mit den Überschiebungen in der Klippenzone, also nach dem unteren Turon, an. Die Hauptbewegungen hörten schon vor dem Senon auf. Senon findet man lokal nicht nur an der Peripherie der zentralen Westkarpaten, sondern auch im oberen Grantale (BYSTRICKY). Zur Zeit der kretazischen Hauptfaltung, die nach dem Gesagten durchaus der subherzynen Faltungsphase zugeordnet werden muß, wanderten lokal die subtatrischen Decken in das Gebiet der Klippenzone. Ihre Deckschollen wurden nachträglich, hauptsächlich nach dem Paläogen, etwas in die Klippenhülle, in ihren Untergrund eingefaltet. Zwischen Senon und Paläogen kam es in den Zentralkarpaten wieder zu einer Faltung (ungefähr laramisch). In der Klippenzone, in den Pieninen (BIRKENMAJER 1959), kam es dabei auch zu Überschiebungen mit nördlicher Vergenz. Anders hat man keine Tatsachen gefunden, die für die Existenz von Überschiebungen laramischen Alters sprechen könnten.

Im Paläogen zerfiel das Gebiet der Westkarpaten deutlich in drei verschiedene Zonen:

Die nördlichste, die dem Flsysch und dem nördlichen Teil der Klippenzone entspricht, zeichnet sich durch die Überdauerung der geosynklinealen Verhältnisse aus; das Senon geht öfters ununterbrochen ins Paläogen über. Diese Zone zeichnet sich durch eine allgemeine Entwicklung der Flsyschfazies im ganzen Paläogen aus. Am Ende der Kreidezeit (vielleicht

mit Ausnahme der Klippenzone) sieht man keine Spuren der Falten- und Überschiebungsbildung.

Im zweiten Gebiete, den zentralen Westkarpaten, ist die Oberkreide nur lokal entwickelt; daher ist es gewöhnlich unmöglich, die laramische Tektonik von der subherzynischen zu unterscheiden. Im Brezova-Gebirge (Ende der Kleinen Karpaten) ist die Oberkreide unter dem Paläogen germanotyp gefaltet; doch ist es hier unmöglich, allgemein die laramische Tektonik von der nachpaläogenen zu unterscheiden. Im Gebiete der zentralen Westkarpaten ist im Paläogen ebenfalls die Flyschfazies am meisten verbreitet. Doch fängt hier das transgressive Paläogen mit Lutet an und die Serie endet wahrscheinlich im Unteroligozän. Der am Ende der Kreide zweimal gefaltete Untergrund bildet eine steife Unterlage; daher war in diesem Gebiete die nachpaläogene (und auch die laramische) Faltung nur germanotyp. Es bildeten sich große Antiklinalen der Kerngebirge und breite Synklinalzonen, die den Kesseln zwischen diesen Gebirgen entsprechen. Sie sind mit Paläogen und öfters auch mit Miozän ausgefüllt. Im Miozän waren die Kerngebirge wie ein großer Teil der Flysch- und Klippenzone nicht unter zusammenhängender Meeresüberdeckung geblieben. Die Sedimentation geschah in voneinander abgeteilten Becken, die öfters mit sehr mächtigen Serien obermiozäner, lokal auch untermiozäner Ablagerungen ausgefüllt sind. Dagegen scheint sich die Sedimentation im Paläogen in den zentralen Westkarpaten nicht nur in den heutigen Kesselgebieten, sondern im ganzen Streifen der Kerngebirge vollzogen zu haben. Am Ende des Eozäns konnten die Kerngebirge keineswegs aus dem Meere herausragende Inseln bilden, da im Flysch dieses Gebietes kein Material derselben vorhanden ist. Nur das Zips-Gemörer-Erzgebirge könnte den Südrand des zentralkarpatischen Flyschmeeres gebildet haben, wofür einige Tatsachen sprechen.

Die dritte Zone liegt in der Südslowakei und im Gebiete des ungarischen Mittelgebirges und ungarischen Flachlandes. Das ganze Tertiär ist hier nicht gefaltet, aber von Brüchen durchquert. Paläogen ist transgressiv und zeigt keineswegs Flyschfazies. Sowohl im Neogen wie im Paläogen kam es hier zu großen Senkungen. Das Gebiet der zentralen Westkarpaten hat also erst nach dem Paläogen das Entwicklungsstadium erreicht, welches in der ungarischen Zone schon vor dem Paläogen erreicht wurde. Während sich in den zwei inneren Zonen nach dem Paläogen nur Bruchtektonik oder germanotype Faltungstektonik äußerte, kam es in der Flyschzone und im größten Teil der Klippenzone zu gewaltiger Faltung. Die neuen Forschungen weisen darauf hin, daß in den Flyschkarpaten große Überschiebungsdecken existieren. Auf polnischem Boden ist die südlichste Flyscheinheit, die Maguradecke, auf eine Entfernung

von 30 km oder mehr aufgeschoben. In den Westbeskiden sind zwei Hauptdecken von größerer Bedeutung bekannt: Die Schlesische Decke und die Frydecker Decke (sie entspricht dem „subbeskidischen Flysch“ UHLIG's; man kann aber den Gebrauch der Ausdrücke „beskidische“ und „subbeskidische“ Decke heutzutage nicht mehr empfehlen). Die letzte Decke ist auf eine Entfernung von etwa 12 km auf das Torton des autochthonen Untergrundes der karpatischen Vortiefe aufgeschoben. Die Flyschdecken zeigen eine ausgesprochene Nordvergenz. In dem südlichsten Teil des Maguraflysches und in der pieninischen Klippenzone dagegen herrscht in den nachpaläogenen Falten eine südliche Vergenz. Zwischen Kreide und Paläogen hat sich also die Vergenz in der Klippenzone geändert.

Wie wir gesehen haben, mußte das Schema der Entwicklung der Westkarpaten in Anbetracht der neuen Forschungen in mehreren Einzelheiten geändert werden. Die Tatsachen, die in der letzten Zeit gesammelt wurden, sind aber meines Erachtens nicht hinreichend, um eine wirklich neue Konzeption der Entwicklung und des Baues der Westkarpaten zu unterstützen. Einige Versuche neuerer Auffassungen muß man vorläufig als mißlungen betrachten.

Ich hoffe, daß unsere österreichischen Kollegen aus dem Gesagten gewisse Anhaltspunkte für die Deutung der Tektonik der Ostalpen schöpfen können. Manche Tatsachen, die in den Karpaten konstatiert wurden, müssen sich auch in den Alpen äußern, was ja vor Jahren H. Peter CORNELIUS (1940) in großzügiger Weise gezeigt hat. Freilich ist es notwendig, neben Analogien auch große Verschiedenheiten zwischen den beiden großen europäischen Gebirgssystemen hervorzuheben.

Schrifttum:

- Andrusov, D., 1937: La structure tectonique des Monts Métallifères du Spiš et du Gemer en Slovaquie. *Compte rendu Soc. Geol. France* N 11. Paris.
- 1938: Etude géol. de la zone des Klippes internes des Carpates occid. III. *Rozpr. St. geol. úst. IX*. Praha.
- 1958: Die vortriadischen Faltenssysteme im Gebiet der Westkarpaten. *Geologie* 7, Heft 36. Berlin.
- 1959: *Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten*. Bd. II Bratislava.
- Birkenmajer K., 1957: *Nové vyskumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Poľsku*. Geol. sbor. VIII. Bratislava.
- 1959: Diapiric Tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) *Bull. Ac. pol. des Sc.* VII. 2, Warszawa.
- Bystrický J., 1957: Poznámky o „šiprunskej sérii“. *Časopis pro mineral. a geol.* II, 2. Praha.
- Bogdanov A., Muratov M. und Chain V., 1958: *Kratkij obzor tektoniky i istorii razvitiya Zapadnych Karpat*. *Izv. Vyš. Učeb. Zav., Geol. i razvedka* No 1. Moskva.
- Cornelius P., 1940: *Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre*. *Zeitschr. Deutsche Geol. Ges.* 92. Berlin.

- Gorek A., 1956: Geologická stavba Západných Tatier. Geol. zborník VII. Bratislava.
- Janoschek R., Küpper H. und Zirkl E., 1956: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. Mitt. Geol. Ges. in Wien 47. Wien.
- Kantorová V., 1953: Über das zweierlei Alter der Púchower Mergel. Geol. sbor. IV. Bratislava.
- Kay M., 1951: North American geosynclines. The Geol. Soc. of Amer. Mem. 48. Baltimore.
- Mahel' M., 1951: Tektonika strednej časti Inovca. Geol. zborník II. Bratislava.
- 1955: Uvahy o prikrývovej stavbe centrálnych Západných Karpat. Geol. práce. Zprávy 3. Bratislava.
- 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce 48 a. Bratislava.
- Máška M., 1959: Zpráva o vyskumu paleozoika Spišsko — gemerského ruhoorí (III-karbón celkove). Zprávy o geol. vyskumech v r. 1957. Praha.
- Matějka A., 1927: Geologické štúdie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. St. geol. úst. VII. Praha.
- und Andrusov D., 1931: Guide des excursion etc. Knihovna St. geol. úst. XIII. A. Praha.
- Pouba Zd., 1951: Geological Study of the Murán Plateau. Sbor. St. Geol. úst. XVIII. Praha.
- Schaffer F. X., 1938: Lehrbuch der Geologie III. Geol. Länderkunde. Achte Lieferung. Wien.
- Scheibner E. und V., 1958: Über das Alter der Praznowerschichten im Waagtal, Geol. sbor. IX. 1. Bratislava.
- Spengler E., 1927: Reliefüberschiebungen in den Westkarpathen. Lotos LXXXV. Praha.
- Stille H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpathen. Beihefte zum Geol. Jahrbuch. Heft 8. Hannover.
- Trümpy R., 1958: Die Vorgeschichte der Kettengebirge. Verh. Schweiz. Naturh. Ges. Glarus.
- Uhlig V., 1897, 1898: Die Geologie des Tatragebirges. Denkschr. Akad. Wiss. LXIV, LXVIII. Wien.
- 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien — Leipzig.
- 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. Akad. Wiss. CXVI. Wien.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 19. Juni 1959.