©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Verh. Geol. B.-A.	Sonderheft G	S. 1— 10	Wien, Oktober 1965
Z. deutsch. geol. Ges. Jahrgang 1964	Band 116 2. Teil	S. 257—266	Hannover, Oktober 1965

Aktuelle Probleme der Karpatentektonik

Von DIMITRIJ ANDRUSOV *), Bratislava

Mit 2 Abbildungen

Zusammenfassung

Verfasser betrachtet erstens ein Sammelprofil durch die Westkarpaten vom Gebiete der Westbeskiden bis in die Südslowakei, und veranschaulicht den Bau der Flysch- und Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. Unterstrichen wird der Einfluß von Abscherungserscheinungen bei der Deckenbildung in den zentralen Westkarpaten. Hernach werden die alten und jungen Bruchsysteme betrachtet. Weiter wird der Zusammenhang zwischen Westkarpaten und Ostalpen diskutiert und dann derjenige der Westkarpaten und der Ostkarpaten. Das kristallin-mesozoische Massiv der Ostkarpaten ist nicht eine Fortsetzung der zentralen Westkarpaten und auch nicht der pieninischen Klippenzone, die beide Einheiten voneinander trennt.

A. Ein Sammelprofil durch die Westkarpaten
(vgl. Abb. 1 und 2)

Ein zusammenhängender, auf ausführliche Beobachtungen gegründeter Durchschnitt durch die Westkarpaten wurde noch nicht publiziert. Die Teilprofile, die auf den neuen geologischen Karten der Tschechoslowakei 1 : 200.000 abgebildet sind, wurden öfters so geführt, daß die generelle geologische Struktur der Karpaten nicht genügend verdeutlicht wird. Doch ist es nötig zu betonen, daß prinzipiell so ein Durchschnitt heute gezeichnet werden kann.

Im Norden ist im Gebiete der Westbeskiden (vgl. Abb. 2) die äußere savisch und steirisch gefaltete Flyschhaupteinheit (Krosnoflysch) auf den Rand (vgl. ROTH, 1964) der Böhmischen Masse, der von den Ablagerungen der Vortiefe (hauptsächlich Miozän) bedeckt ist, 20—25 km weit von drei Flyschdecken (Subsilesische [Frydecker-], Silesische und Vormaguradecke) überschoben. Im Westteil der inneren Flyschhaupteinheit (Maguraflysch) ist die Weite der Überschiebung auf die äußere Haupteinheit nicht feststellbar, da die Neigung der Überschiebungsfläche gegen S steil ist. In Polen und der Ostslowakei muß man die Überschiebungsweite gegen N auf wenigstens 30 km schätzen. Die Existenz von großen Überschiebungsteildecken in der Magurahaupteinheit der Ostslowakei, die gegen N und S geschoben wurden (ŚWIDZIŃSKI, 1961), konnte durch neue Forschungen nicht bestätigt werden.

Die Existenz von mittelkretazischen nordvergenten Überschiebungen in der pieninischen Klippenzone wurde vor kurzer Zeit bezweifelt (vgl. M. KSIĄŻKIEWICZ, 1960—1963, auch SALAJ & SAMUEL, 1963), obgleich in einigen Gebieten im Váhtal die überschobene Lage der Mittelkreide der südlichen Elemente der Klippenzone (Manín und Klapeeinheit) auf Jura, Neokom und Mittelkreide (bis Coniac) der Pieninischen und Czorsztyn-Einheit festgestellt werden kann. Die Überschiebung ist hier wahrscheinlich vorsanton und nachconiac (vgl.

*) Anschrift des Autors: Prof. Dr. D. ANDRUSOV, Francisciho 7, Bratislava Tschechoslowakei.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

V. SCHEIBNEROVÁ, 1963). Es handelt sich hier wahrscheinlich um die subherzynische Phase (vgl. Abb. 1). Jüngere, vormaastrichtische und laramische Bewegungen, ebenso wie ältere, voralbische, sind in der Klippenzone wenigstens lokal feststellbar, ihr Ausmaß war aber wahrscheinlich gering. Sie wurden außerdem von einer stärkeren jüngeren Faltung (savisch) mit Südvergenz gewöhnlich ganz verwischt. Die von KSIĄŻKIEWICZ (1960—1963) vorgeschlagene Bildungsweise der Klippenzone durch nordvergente nachpaläogene Decken (selbst falls es sich nur um eine erste Phase der savischen Faltung handelt) ist nicht annehmbar, da im Südteil der Klippenzone des Váhtales eine ganz andere Fazies des Paläogens ausgebildet ist (verwandt der zentralkarpatischen) als im Nordteil (verschiedene Fazies des Magurapaläogens, die verschiedenen Teileinheiten der Magurahaupteinheit zugehören).

Dem Bau des Gebietes der Zentralen Westkarpaten habe ich auch in letzterer Zeit mehrere Aufsätze gewidmet. In den letzten Jahren wurde besonders von MAHEL (1955, 1962) die Existenz von großen mittelkretazischen Überschiebungsdecken, die aus dem Gebiete südlich der Kerngebirge (Tatriden) stammen geleugnet. Seine Archipeltheorie, derjenigen von SCHAFFER (1938) ziemlich gleich, ist durchaus unbegründet. Da die Diskussion dieser Frage ab 1963 von MAHEL eingestellt wurde, werden wir in Zukunft von dieser traurigen Episode in der Entwicklung der Anschauungen über die Tektonik der Karpaten nicht mehr sprechen.

Zu Charakter und Herkunft der subtatrischen Decken möchte ich bemerken, daß deren Abscherungs-Charakter durchaus hervorgehoben werden muß. Die Abscherung der unteren subtatrischen (Krížna-)Decke geschah gewöhnlich im Niveau der Werfenerschichten. Doch erscheint im Süden lokal (Westteil der Nied. Tatra) als Unterlage der Trias mächtiger Verrucano und Kristallin. In der Choč-decke (oder überhaupt in der oberen Gruppe der subtatrischen Decken) beginnt die Abscherung im N gewöhnlich mit der Mitteltrias (mit Ausnahme der kleinen Karpaten). Gegen außen (N. Tatra) und im Westen schaltet sich in der ganzen Breite der Decke mächtiges Perm (früher wurde es als „Werfener Schichten mit Melaphyren" bezeichnet) und darunter Karbon ein. In beiden Decken zeigt sich also eine Erscheinung, die man mit ELLENBERGER (1963) als „troncature basale" bezeichnen muß (die Erklärung der Erscheinung als Auswalzung [„rabottage basal"] ist auch in den Karpaten weniger wahrscheinlich).

In der Krížnadecke findet man auch ein zweites Abscherungsniveau, und zwar in der oberen Trias (Keuperfacies), auf welches wir schon früher aufmerksam gemacht haben (MATÉJKA & ANDRUSOV, 1931). Eine allgemeine Abtrennung des oberhalb der Abscherungsfläche liegenden Komplexes vom unteren findet hier nicht statt. Öfters kommt es aber zur Bildung von Disharmonien (vgl. MATEJKA & ANDRUSOV, 1931, S. 138) und Erscheinungen, die den „nappes intraculannées" von P. FALLOT (1949) ähnlich sind, aber nur ein geringes Ausmaß zeigen (hierher gehört z. B. der „Fächer des Veľký Rakytov" in der Grossen Fatra [vgl. MATEJKA im oben zitierten Werk, Beil. 2, oberes Profil]). Die zwei erwähnten Abscherungsflächen sind ja im ganzen Alpensystem verbreitet, und zwar da, wo in der Trias neben schieferiger Untertrias auch schieferige (öfters auch gipshaltige) Obertrias entwickelt ist (Französische Alpen-, Subbriançonnais- und Briançonnais-Einheiten).

Die Obertriasabscherungsfläche äußert sich wahrscheinlich auch in der Choč-decke, und zwar im Niveau der mächtiger entwickelten Lunzerschichten (Schiefer-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schichten des Keupertypus fehlen hier), die aber nicht in allen Regionen oder allen Teildecken der Choč-gruppe vorhanden sind.

Die Abscherungserscheinungen äußern sich viel weniger in der Tatridenhauptteinheit. In den kleineren Überschiebungsdecken im Gebiet der Tatriden kommt es öfters zu Abscherung, wieder in den schiefrigen Untertriasschichten (Tlstá-Falte in der N. Tatra). Da Keuper öfters fehlt, ist die obere Abscherungsfläche hier unaktiv.

Eine gewisse Tendenz zur Abscherung im Niveau der schieferigen Untertrias äußert sich auch in der Gemeridenhaupteinheit (Gemeridentrias des Muráň-Plateau). Zwar setzt das Paläozoikum in der Unterlage des Mesozoikum rasch gegen S und O ein, doch äußert sich die Abscherung im Untertriasniveau in den ganzen Gemeriden (vgl. MATÉJKA & ANDRUSOV, 1931) selbst in deren Südregion (Slowakischer Karst), die in anderer Weise als Übergang zu unüberschobenen Regionen („pannonisches Zwischengebirge"), betrachtet werden kann. Ein Vergleich der hiesigen Verhältnisse mit der Abscherung im selben Niveau in der Basse Provence (vgl. AUBOUIN & MENNESIER, 1960—1962) ist äußerst interessant.

Abscherungsphänomene haben weitgehend Einfluß in den Flyschkarpaten, wie ŚWIDERSKI (1933) betonte. Da im Flysch mehrere Schichtkomplexe zur Abscherung geeignet sind, herrscht hier keine Regelmäßigkeit. Gewöhnlich bleibt der kalkige Jura und die älteren Komplexe zurück. Dabei ist das Ausmaß der tektonischen Bewegungen von Jura—Trias und der älteren Gebilde nicht feststellbar. Wir haben keine Beweise für die Ansicht, daß sie alpin nicht bewegt wurden; das Vorhandensein von Klippen aus Kristallin, Karbon, Jura und eventuell Neokom sprechen für die Anschauung, daß sie teilweise intensiv bewegt wurden.

Der Zusammenhang der subtatrischen Decken mit den Wurzelregionen wird für die Choč-decke teilweise befriedigend erklärt (ANDRUSOV, 1960), indem man ihre Einwurzelung in der Überschiebungsfläche, die den sogenannten Veporkomplex von den Gemeriden (Lubeník—Margecany-Überschiebungsfläche) trennt, annimmt. In der Frage der Einwurzelung der Krížnadecke herrscht heute noch Unsicherheit. BIELY (1961) hat nämlich neuerlich die Anschauung ausgesprochen, daß das Krížnamesozoikum nicht als ehemalige Überlagerung des Veporkristallins betrachtet werden könne. Nicht alle Beweise, die BIELY dazu anführt, sind aber gültig. (Lücke im Rhät der mesozoischen Schichtfolge des Veľký Bok, die auf dem Veporkristallin der Kraklovásubzone angeblich normal aufliegt. Bei einer Exkursion zusammen mit J. ZELMAN & J. KOVÁČIK haben wir am Veľký Bok Kalke mit *Lithodendron,* die sicher rhätisch sind, gefunden.) Die Metamorphose in den Mesozoikumkeilen im Kristallin der Veporeinheit und deren Mangel im Mesozoikum der Krížnadecke ist nicht beweisend, da die Abscherung des Deckenmesozoikums, wie in vielen Fällen in den Alpen, dem Metamorphismus in der Wurzelzone vorausging.

Die Zeitdauer der Bildung der subtatrischen Decken scheint sehr gering gewesen zu sein. Neue Forschungen (D. ANDRUSOV, V. CULOVA, im Drucke) haben gezeigt, daß die Überschiebung nachunterturonisch ist. Falls man auch die Verhältnisse in den Ostalpen (Transgression der Gosau mit Coniac beginnend) im Auge hat und die Angabe von SALAJ (1960) über das Coniac-Alter der basalen Oberkreideschichten im Brezová-Gebirge als richtig erachtet, so hat sich die Überschiebung im Oberturon abgespielt. Wir haben (vgl. ANDRUSOV & BYSTRICKY, 1959) die Ansicht ausgesprochen, daß die Überschiebungen in der sub-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

herzynischen Phase stattfanden. Es ist aber klar, daß es sich um die „vorgosauische" Phase BRINKMANNS handelt (es ist aber besser diese Phase als „jungaustrisch" zu bezeichnen; die austrische Phase äußerte sich in den Karpaten ab Anfang des Albs-[Manínerphase] und setzte in den Ostkarpaten kurz vor dem Vracon ein; diese älteren Bewegungen könnte man als „altaustrisch" bezeichnen; die 2 subherzynischen Phasen sind nachconiac und vorobersanton). Die Meinung aber, daß die Faltungs- und Überschiebungsbewegungen durch lange Zeiten ununterbrochen anhielten, kann also unmöglich für die mittelkretazischen Überschiebungen in den zentralen Westkarpaten gelten. Wir haben ebensowenig Beweise für eine lange Dauer der anderen kretazischen oder frühpaläogenen Faltungen. Diese Feststellung ist aber wenig überraschend, da es sich nur um schwächere Bewegungen handelte.

Faltungs- und Überschiebungserscheinungen beherrschen die Tektonik der Westkarpaten. Dazu kommt aber auch eine B r u c h t e k t o n i k, die in vielen Fällen wichtig war.

Man hat in letzter Zeit sehr viel über den Charakter der Bruchtektonik der Erdrinde gesprochen (vgl. ASCHGIREJ, 1960, CLOOS, 1948, PEIVE, 1960, SONDER, 1938). Die Nomenklatur ist dabei aber stark verwirrt (Bezeichnungen für verschiedene oder gleichartige Brüche: Frakturen, Narben, Lineamente, Geosuturen, Tiefenbrüche usw.). Die Brüche, die man in den Karpaten beobachtet hat, sind teilweise sicher vortriadisch; teilweise sind sie mit der mittelkretazischen Faltung verknüpft, weitere sind paläogen oder nachpaläogen, mehrere sogar intraneogen.

Zum System der v o r t r i a d i s c h e n B r ü c h e gehören diejenigen, die die älteren Formationen im Untergrunde der Flyschzone von denen der Klippenzone und der Tatriden trennen, dann diejenigen, die die Dobrudschagesteinszone der Ostkarpaten von der Kristallinzone der inneren Flyschgebiete und schließlich auch diejenigen, die die letztere von der Zone der älteren Gesteinsbildungen des kristallin-mesozoischen Massivs der Ostkarpaten trennen. Der erste der genannten Brüche (oder Bruchsysteme) könnte sich gegen SO längst der Klippenzone fortsetzen und so das kristalline Gebiet der Zentralen Westkarpaten von demjenigen der Zentralen Ostkarpaten trennen. Der Verlauf der Brüche kann nur sehr annähernd festgestellt werden; ihr Charakter ist sogar ganz problematisch. Einige der genannten Bruchsysteme konnten auf die spätere (alpidische) Faltung Einfluß haben.

Einige tektonische Bruchflächen, die man in den Zentralkarpaten beobachtet hat, könnten (obgleich sie eine steile Lage mit Neigung gegen S oder SO haben) mit dem Überschiebungsphänomen der mittelkretazischen Decken zusammenhängen. Zu diesen gehört z. B. der Čertovica-Bruch, der die Niedere Tatra in SW—NO-Richtung diagonal in zwei Teile zerschneidet und die Tatriden vom Veporidenkristallin (+ Mesozoikum) scheidet. Ob die in Reihen angeordneten Kerngebirge voneinander durch solche Brüche getrennt sind, ist fraglich. Ihre Existenz ist aber durchaus möglich.

Ein Bruchsystem von kretazischem Alter muß man (vgl. ANDRUSOV, 1930, ANDRUSOV, 1958 und 1960, MÁŠKA & ZOUBEK, 1960) nördlich der Klippenzone annehmen, das dem älteren vortriadischen Bruchsystem folgte. Es handelt sich um einen verborgenen vorpaläogenen, oder sogar vorsenonen Bruch, der nicht an die Oberfläche kommt, aber sich im Verlauf der pieninischen Klippenzone

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

äußert. Diese Bruchdislokation wurde von MÁŠKA & ZOUBEK (l. c.) und gleichzeitig von mir selbst (ANDRUSOV, 1960) als Lineament („peripieninisches Lineament" von MÁŠKA & ZOUBEK) bezeichnet. Der Begriff Lineament wurde in der geologischen Literatur nicht immer im gleichen Sinne gebraucht. Wahrscheinlich ist außerdem (vgl. auch KSIĄŻKIEWICZ, 1960—1963), daß nicht nur am Nordrande, sondern im ganzen Untergrunde der Klippenzone der Karpaten ein Bruchsystem auftritt, das die mittelkretazischen Faltungsvorgänge in der Klippenzone begleitete. Es ist ferner interessant, daß dieses Bruchsystem, wie aus dem vorher Gesagten ersichtlich ist, die Zentralen Westkarpaten von den Zentralen Ostkarpaten trennt. Einige dieser älteren Brüche äußern sich durch lokale oder auch auf lange Strecken verfolgbare nachpaläogene Bruchsysteme. Der wichtigste ist der Bruch, der die Klippenzone von dem zentralkarpatischen Paläogen im Gebiete der Mittelslowakei und Polens trennt. Aus allen diesen Gründen wollen wir das hypothetische Bruchsystem als „pieninisches Bruchsystem" bezeichnen. Der nachpaläogene Bruch am Südrand der Klippenzone bildete sich an der Stelle, wo im Laufe des Paläogens ein „Küstenbruch" oder eine „Küstenflexur" existierte. Sie trennte das nördliche Gebiet (Maguraflysch und Klippenzone) mit Sedimentation ab Beginn des Paleozäns vom südlichen (zentralkarpatische Region) mit transgressivem Mittel- bis Obereozän (vgl. ANDRUSOV & SCHEIBNER in MAHEL & KOLLEKTIV, 1963).

Zu Brüchen, die vorpaläogen oder selbst vortriadisch angelegt wurden, gehören auch diejenigen, die die Kleine Fatra im Osten abschneiden und mit der Bildung der großen „Sigmoide" der Klippenzone im Tale der Orava bei Párnica in Zusammenhang stehen. Dieses Bruchsystem wurde in komplizierter Weise von nachpaläogenen Brüchen benützt.

Die nachpaläogenen Brüche haben in den Westkarpaten (vgl. Erläuterungen zu den geologischen Karten der ČSSR 1 : 200.000) teilweise ausgesprochenen Längsbruch-Charakter. In den Flyschkarpaten sind es teilweise steilgestellte nachpaläogene Überschiebungsflächen, die gegen das Innere der Karpaten einfallen. In gleicher Richtung einfallende Längsbrüche sind im Gebiete der zentralen Westkarpaten selten; öfter findet man hier gegen außen fallende oder vertikale Längsbrüche (Hohe Tatra, Kl. Fatra usw.). Einige davon sind sicherlich nachpaläogen, andere intraneogen. Sie kreuzen sich öfters mit einem Querbruchsystem, das teilweise den Charakter von Blattverschiebungen aufweist. Es bildet sich so ein Netz von Bruchdislokationen, welches der „Lineamenttektonik" SONDERS (1938) gleich ist. Für mehrere große subvertikale Längs- oder Diagonalbrüche oder Bruchsysteme der Erde wurde gezeigt (PEIVE, 1960, ASCHGIREJ, 1960 u. a.), daß es sich um große Blattverschiebungen handelt. Die horizontale Bewegung wurde eventuell von Aufschiebung oder Absenkung begleitet. Für die Längsbrüche der Karpaten konnte man bisher solche Bewegungen nicht feststellen. Aber die pieninische Klippenzone als Ganzes könnte ein Bruchsystem darstellen, in welchem neben anderen Bewegungen auch horizontale Verschiebungen stattfanden.

Ein anderes System von Brüchen hat in den Karpaten öfters eine ausgesprochen diagonale Richtung, die der rheinischen Richtung (NNE—SSW) parallel ist. Diese Brüche gibt es im mesozoischen und älteren Untergrunde (Revúca-Brüche bei Ružomberok), verlaufen aber parallel zu einigen neogenen Becken (Turiec-Kessel) und sind daher sicher intra- oder nachneogen. Zu den nachpaläogenen Diagonalbrüchen gehört auch die sogenannte Muránlinie.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

B. Querschnitt durch die Ostalpen

Ein schematischer Querschnitt durch die Ostalpen wurde neulich von TOLLMANN publiziert (1963). Wir betrachten seine allgemeine Kozeption vom karpatischen Standpunkte aus als richtig. Aber man kann kaum einige von ihm vorgeschlagene Parallelisierungen mit westkarpatischen Einheiten gutheißen.

Die Frage der Zugehörigkeit der Ostalpinen Flyschzone zum Ultrahelvetikum oder Penninikum ist vorläufig nicht geklärt worden. In den Karpaten entspricht die Flyschzone einem Sedimentationsgebiet, in welchem die Oberkreide gewöhnlich allmählich ins Paläogen übergeht. Denselben Charakter zeigt in den Westalpen der ultrahelvetische und penninische Flysch der Schweizer Alpen, die subbriançonische, briançonische und auch piemontesische Schichtfolge der französischen Alpen (vgl. CADISCH, 1953, DEBELMAS & LEMOINE, 1964). Eine kretazisch-paläogene Flyschachse zieht sich also durch die Alpen und Karpaten. In den Alpen liegt sie im Grenzgebiet zwischen Penninikum und Helvetikum [1]).

Im übrigen möchte ich vorläufig bei den von mir vorher (ANDRUSOV, 1960) vorgeschlagenen Parallelisierung bleiben: Oberostalpin- (sensu TOLLMANN) Choč-Gemeriden, Mittelostalpin—Krížnadecke (diese Parallelisierung ist durch Fazies-Verhältnisse nicht genügend belegt; es wäre aber bei anderer Konzeption schwer, das plötzliche Auskeilen des Mittelostalpins in den Karparen und vice versa der Krížna-Decke in den Ostalpen zu erklären), Unterostalpin—Tatriden (dieser Parallelismus ist unter anderem durch den geantiklinalen Charakter der beiden Haupteinheiten gut belegt). Zur Frage der Stellung der pieninischen Klippenzone betone ich deren einheitlichen Faziescharakter ab der Ybbs bis in die Ostkarpaten (bei lokalen Änderungen). Eine Trennung des westlichen Teiles vom östlichen in den Alpen (BIRKENMAJER, 1960) scheint mir nicht genügend belegt. Zur Bestimmung der Stellung der Klippenzone im Alpenbau sind nach meiner Meinung keine genügenden Unterlagen vorhanden.

C. Sammelprofil durch die Ostkarpaten

Der Vergleich eines Sammelprofils durch die Westkarpaten mit einem Sammelprofil durch die Ostkarpaten gibt nach neuen Beobachtungen und Zusammenstellungen noch interessantere Resultate. Auch hier finden wir eine äußere, nachpaläogen gefaltete Flyschzone und eine innere krystallin-mesozoische Zone (im N als Marmaroschzone bezeichnet). Diese letztere ist aber nicht jungaustrisch, sondern altaustrisch (vorvraconisch, vgl. ONCESCU, 1959) gefaltet worden. Auf den ersten Blick ist zwar eine gute Analogie mit den Westkarpaten vorhanden, indem hier zwei Faltensysteme von verschiedenem Alter nebeneinander liegen.

---

[1]) TOLLMANN gibt an, daß der Rücken, der in der Klippenzone existierte und exotisches Matetrial in die Kreidekonglomerate lieferte, von mir als „vindelizisch-beskydischer Rücken" bezeichnet wurde. Ich bin der Meinung, daß der vindelizische Rücken aus den Schweizeralpen zur böhmischen Masse und von da unter die Mitte der Flyschzone sich fortsetzte (vindelizisch-beskidischer Rücken, ANDRUSOV, 1959). In der Kreide und im Paläogen blieb von diesem Rükken nur noch die sogenannte „Silesische Insel", (NOWAK, 1927, KSIAZKIEWICZ, 1960—63) übrig. Das exotische Geröll der pieninischen Klippenzone stammt aus einer anderen südlicheren Kordilliere — der „pieninischen Kordilliere". Unter dem paläogenen Flysch der Zentralkarpaten nördlich der Tatra war ein weiterer Rücken ausgebildet, der dem paläogenen Flysch anderes Material zuführte — das ist die „Oravakordilliere" (ANDRUSOV, Geol. d. Tschechoslow. Karpaten, Bd. III. im Druck).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der Zusammenhang der äußeren Zonen (Flysch) und ein Übergang der zentralen Westkarpaten in die Marmaroschzone scheinen auf den ersten Blick selbstverständlich zu sein. Für die letztere Annahme spricht die große Analogie zwischen dem paläogenen Flysch der Zentralkarpaten und des Marmaroscher Gebietes; dagegen sind Fazies und Bau der mesozoischen Gebilde und auch das Alter des Kristallins verschieden (im Marmarosch-Gebiet teilweise Vorkambrium). Bei näherer Betrachtung sieht man, daß die Stellung der Marmaroschzone doch eine ganz andere ist. In der Flyschzone der Ostkarpaten finden wir bloß die Fortsetzung der Skoleeinheit, der Schlesischen Einheit und der Duklaeinheit der Westkarpaten. An diese Zone schließt sich eine für die Ostkarpaten spezifische Zone, nämlich die Rachowzone (ANDRUSOV, 1936; Neokom- bis Cenomaner Flysch), die die Fortsetzung der Sinaiazone Rumäniens ist. Gegen NW keilt sie in der Ukraine etwa im Borschawatale aus. NO des Marmaroschmassivs findet sich keine Fortsetzung des Maguraflysches (NOWAK, 1927, ANDRUSOV, 1933), denn der Maguraflysch keilt N von Uschgorod fast vollständig aus; wahrscheinlich setzt sich nur der innerste Teil der Maguraeinheit weiter gegen SO fort. Ich habe diese innere Teileinheit neulich als Zempliner Teileinheit bezeichnet (ANDRUSOV, Geologie der tschechoslowak. Karpaten, Bd. III, im Druck). Diese zieht sich aber in einem engen Streifen am NW-Rande des Marmaroschmassivs hin, parallel mit dem paläogenen Streifen, der auf diesem Massiv an seiner inneren Seite transgressiv aufliegt. In der NW-Fortsetzung des Marmaroschmassivs erscheint in der Ukraine eine Serie von Klippen (Marmaroscher Klippenzone, ANDRUSOV, 1933) die parallel zu der Fortsetzung der pieninischen Klippenzone verläuft. Die letztere liegt aber SW von der Marmaroschklippenzone und ist von dieser durch eine Paläogenzone getrennt, in der, wie gesagt, wahrscheinlich Paläogen der marmaroscher- und der Zempliner Einheit vorhanden ist. O des Rodnagebirges in Rumänien erscheint auf eine kurze Strecke wieder die pieninische Klippenzone (vgl. ONCESCU, 1959). Diese Erscheinung ist äußerst interessant. Mehrere Autoren (hauptsächlich BOGDANOV, 1949, und viele andere) haben ja die pieninische Klippenzone mehr oder weniger als Fortsetzung des Marmaroschmassivs betrachtet. Dieser Zusammenhang ist aber überhaupt nicht belegt. Die Facies sind ganz verschieden, aber besonders im Bau finden wir Abweichungen. Die Existenz von mehreren Schichtserien (im ukrainischen Abschnitt wahrscheinlich nur zwei: die Kisucaserie der pieninischen Ausbildung = Tisalafazies der sowjetischen Autoren und die Czorsztyner Serie = Serie des Velki Kamen in der Jura-Kreideschichtfolge) und einer sehr komplizierten und eigenartigen Tektonik, die sich in der ganzen pieninischen Klippenzone äußert, zeigen ganz klar, daß die beiden Klippenzonen in der Ukraine nichts Gemeinsames haben. Außerdem ist es wahrscheinlich, daß das Marmaroschmassiv sich zwischen die Magurahaupteinheit und die Krosnohaupteinheit einschaltet, während die pieninische Klippenzone immer südlich oder (in den Ostkarpaten) südwestlich von der Magurahaupteinheit verläuft. Die Marmaroschzone taucht als eine große antiklinoriale Einheit aus dem Flysch heraus. Mit Erstaunen konstatieren wir weiter, daß die pieninische Klippenzone westlich der großen kristallin-mesozoischen Einheit der Ostkarpaten verläuft, die nach der Mittelkreide nicht mehr alpinotyp gefaltet wurde. Die pieninische Klippenzone scheidet diese Einheit von der nachturonisch alpinotyp nicht mehr gefalteten Haupteinheit der zentralen Westkarpaten (vgl. Abb. 1). Obgleich die südliche Fortsetzung der pieninischen Klippenzone weiter südlich in Rumänien nicht be-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

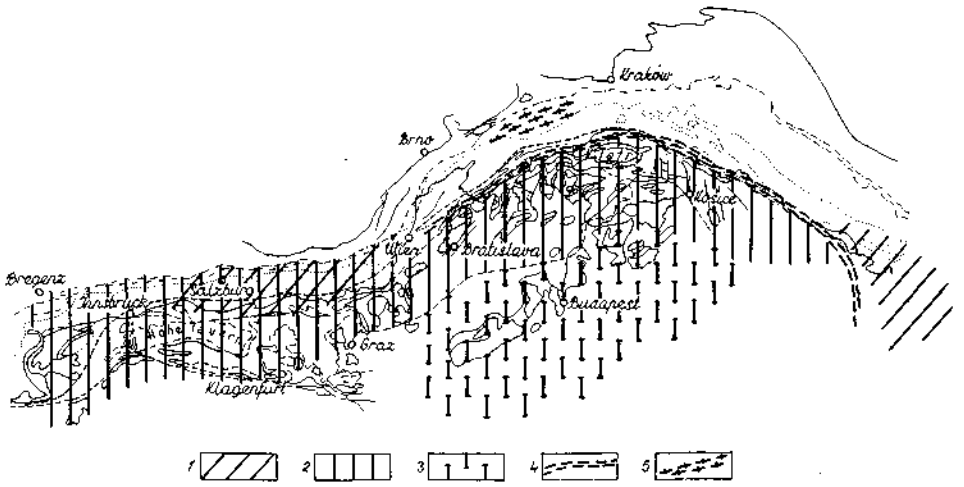

Abb. 1: Verbreitung der tektonischen Bewegungen in der Mittelkreide der Ostalpen und Nordkarpaten (tektonische Grundlage nach D. Andrusov: Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales. Livre Mém. P. Fallot 2, Paris 1960—1963).
Erläuterungen: (1) Gebiet der Verbreitung der alpinotypen Faltung zur Zeit der altaustrischen (intraalbischen, vorcenomanen) Phase. (2) Gebiet der Verbreitung der alpinotypen Faltung zur Zeit der jungaustrischen („vorgosauischen", mittelturonen) Phase. (3) Dieselbe Faltung germanotyp. (4) Gebiet der Verbreitung alpinotyper Faltung zur Zeit der subherzynischen (nachconiac) Phase. (5) Dieselbe Faltung ganz schwach ausgebildet.

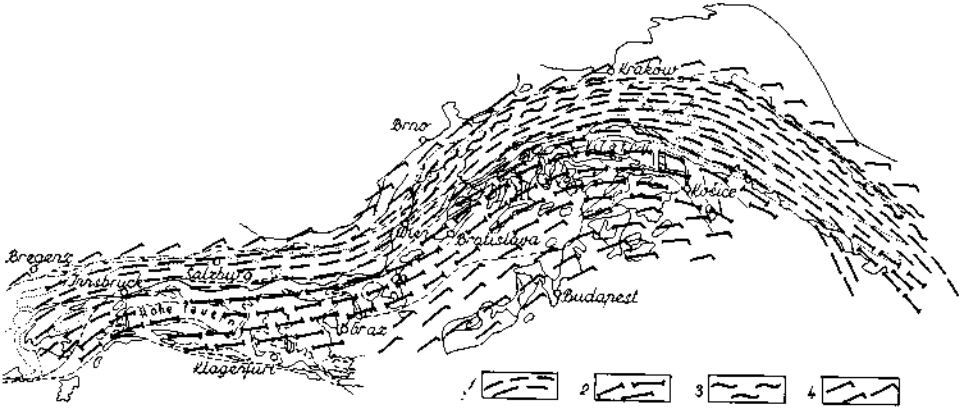

Abb. 2: Verbreitung der tektonischen Bewegungen gegen Ende des Paläogens und Anfang des Neogens (tektonische Grundlage — wie oben).
Erläuterungen: (1) Gebiet der Verbreitung der alpinotypen Faltung zur Zeit der helvetisch-savischen (nachmittel-oligozänen) Phase. (2) Dieselbe Faltung germanotyp. (3) Gebiet der Verbreitung der alpinotypen Faltung zur Zeit der steirischen (intraneogenen) Phase. (4) Zur Zeit der savischen und steirischen Phase Bruchtektonik.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kannt ist, ist es klar, daß das famose pannonische Zwischengebirge nicht einheitlich ist. Wir werden uns aber mit dieser Frage nicht weiter beschäftigen; wir stellen aber fest: die zentralen Ostkarpaten sind nicht die Fortsetzung der zentralen Westkarpaten. Die mittelkretazische Faltung ist in dem ostkarpatischen Massiv älter (altaustrisch) als im Westen (jungaustrisch).

D. Schlußbemerkungen

Über den Bau des alpinkarpatischen Systems kann man nach neuen Forschungen folgendes sagen:

1. Die Zone der alpinkarpatischen Vortiefe liegt teilweise auf vortriadischem Untergrund (Österreich, Tschechoslowakei, Polen bis Krakau, äußere Zone der Vortiefe in der Ukraine), teilweise auf einem Flyschuntergrund (innere Zone in der Ukraine, Rumänien).

2. Der karpatische Flysch der Flyschzone liegt auf vortriadischem und teilweise jurassischem Untergrund, der eine breite Rinne mit Tiefen bis etwa 8000 m bildet (vgl. Dlabač & Menčik, 1964). In den Alpen, besonders den Westalpen, beteiligt sich der Flysch am Großdeckenbau, an dem auch der alte Untergrund teilnimmt.

3. Die pieninische Klippenzone bildet einen bis 850 km langen Bogen, der überall einer Grenzzone entspricht, zumal an beiden Seiten in verschiedenen Abschnitten verschiedene Einheiten auftreten.

4. Das kristallin-mesozoische Ostkarpatenmassiv taucht unter die Bildungen des ostkarpatischen Flysches gegen NW unter.

5. Das mittelkretazische Faltendeckensystem der zentralen Westkarpaten und Ostalpen blieb in seinem Ostteil nach der oberturonischen Faltung ohne weitere wesentliche Bewegung; im W wurde deren nördlicher Teil hauptsächlich savisch wieder tektonisch stark bewegt (vgl. Abb. 2).

6. In der pieninischen Klippenzone kann man mittelsenone Bewegungen (also jüngere als in den zentralen Westkarpaten) vermuten, neben lokalen voralbischen Bewegungen, die nicht zu Faltung führten.

7. In den zentralen Ostkarpaten ist die Faltung mittelalbisch. In den eigentlichen zentralen Ostkarpaten wurde der Deckenbau noch nicht bewiesen. Im Apusenigebirge kam es zur Bildung von Decken, die von S gegen N geschoben wurden.

Schrifttum

Andrusov, D.: Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. V. Considérations sur la tectonique et la paléogéographie des Carpathes du Nord-Ouest. — Sbor. St. geol. úst. 9, Praha 1930.

Andrusov, D.: Sur la relation des Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. — Věstn. St. geol. úst. 9., Praha 1933.

Andrusov, D.: Die vortriadischen Faltungsysteme im Gebiet der Westkarpaten. — Geologie 7, 3—6, Berlin 1958.

Andrusov, D.: Geologie der Tschechoslowakischen Karpaten. (Slowakisch.) Bd. 2, Bratislava 1959.

Andrusov, D.: Gedanken über das alpin-karpatische Falten-Decken-System. — Geol. sborník 11, 2, Bratislava 1960.

Andrusov, D.: Neues in der Deutung des Baues der inneren Klippenzone der Karpaten. — Abh. deutsch. Akad. Wiss. in Berlin, Kl. III, H. 1, Berlin 1960.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Andrusov, D., & Bystrický, J.: Über die Bedeutung der subherzynischen Faltungsphase im Gebiet der Westkarpaten. — Geol. sborník 10, 2, Bratislava 1959.

Aschgirej, G.: Certain important laws of the tectonic structure and movements of the earth's crust (Russ.) — Izv. Akad. nauk SSSR Ser. geol. No. 8, Moskva-Leningrad 1960.

Aubouin, J., & Mennesier, G.: Essai sur la structure de la Provence. Liv. mém. P. Fallot, 2, Paris 1960—1963.

Biely, A.: Bemerkungen zur Geologie des Mesozoikums der „Veporiden-Wurzelzonen". — Geolog. práce, Zprávy 21, Bratislava 1961.

Birkenmajer, K.: Geology of the Pieniny Klipen belt of Poland. — Jahrb. geol. Bundesanstalt, 103, Wien 1960.

Bogdanov, A.: (Grundrisse der Tektonik der Ostkarpaten.) (Russ.) Sovietskaja geologia N 40, Moskva 1949.

Cadisch, J.: Geologie der Schweizer Alpen, Basel 1953.

Cloos, H.: Grundschollen und Erdnähte. Geol. Rundschau 35, Stuttgart 1948.

Debelmas, J., & Lemoine, M.: La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaine alpine d'après les travaux récents. — Inform. Scientif. No 4, Paris 1964.

Dlabač, M., & Menčík, E.: Geological structure of the autochthoneus basement of the western part of the auter Carpathians on the territory of the Czechoslovak Soc. Rep. — Rozpravy Českoslov. akad. věd 74, 1, Praha 1964.

Ellenberger, F.: Rabotage basal ou troncature basale? Reflexions sur les charriages cristallins. — C. R. Acad. Sc. 257, Groupe 9, Paris 1963.

Fallot, P.: Les chevanchaments intracutanés de Roya (A.-M.). — Annles Hébert et Haug 7, Paris 1949.

Ksiażkiewicz, M.: Évolution structurale des Carpathes polonaises. Livre mém. P. Fallot 2, Paris 1960—1963.

Mahel, M.: Erwägungen über den Deckenbau der Westkarpaten. Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava 1955.

Mahel, M., und Kollektiv: (Erläuterungen zur Übersichtskarte der ČSSR 1 : 200.000, Zilina.) (Slowakisch.) Bratislava 1962.

Máška, M., & Zoubek, V.: The principal division of the West-Carpathians and their preneoidic basement. In: Tectonic development of Czechoslovakia. — Praha 1960.

Matějka, A., & Andrusov, D.: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. — Knihovna St. geol. úst. Českoslov. rep. 13. A., Praha 1931.

Nowak, J.: Exquisse de la tectonique de la Pologne (polnisch). — Kraków 1927.

Oncescu, N.: Geologia Republicii populare romîne. 2. Aufl., Bucureşti 1959.

Peive, A.: Fractures and their role in the structure and development of the Earth's crust. — Vorträge soviet. geol. am 21. Intern. geol. Kongr. Moskva 1960.

Roth, Z.: Zur strukturellen Einteilung der ČSSR. — Věstn. Ústr. úst. geol. 39, 3, Praha 1964.

Roth, Z., und Kollektiv: (Erläuter. geol. Übersichtskarte 1 : 200.000, Ostrava.) (Tschechisch.) — Praha 1962.

Salaj, J.: Vorläufiger Bericht zur Mikrobiostratigraphie der Gosauer Kreide im Gebirge Brezovské pohorie und des Paläogens des Hügellandes Myjavská pahorkatina. — Geol. práce, Zprávy 18, Bratislava 1960.

Salaj, J., & Samuel, O.: Contribution to the stratigraphy of Cretaceous of the Klippen belt and Central West-Carpathians. — Geol. sborník 14, 1, Bratislava 1963.

Schaffer, F. X.: Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes. — Zentralbl. f. Min. etc., Abt. B, Stuttgart 1938.

Scheibnerová, V.: Some new informations on the Cretaceous of the Klippen belt of West-Carpathians. Geol. sborník 14, 2, Bratislava 1963.

Sonder, R.: Die Lineamenttektonik und ihre Probleme. — Eclogae Geol. Helv. 31, Basel 1938.

Świderski, B.: Sur l'arc des Karpathes occidentales. — Eclogae Geol. Helv. 26, Basel 1933.

Świdziński, H.: La série de Richwald dans les Karpates Flyscheuses. — Bull. Acad. Pol. Sc., sér. géol. et géograph., 9, 2, Warszawa 1961.

Tollmann, A.: Ostalpen-Synthese. — Wien 1963.

Vialov, O.: (Über die tiefen Randbrüche.) (Russisch.) — Sborn. trudov Gruzinskoj Akad. Nauk., Tbilisi 1959.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt - Sonderhefte

Jahr/Year: 1965

Band/Volume: 7

Autor(en)/Author(s): Andrusov Dimitrij

Artikel/Article: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik 1-10