

GEOLOGICKÉ PRÁCE

3494 / J A ✓

ZPRÁVY 42



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1967

REDAKČNÁ RADA:

Dr. Anton Biely CSc, dr. Editá Brestenská, pg. Jozef Gubač, dr. Oto Fusán CSc,
prof. dr. Jakub Kamenický, inž. Eugen Kullman, prof. dr. Miroslav Kuthan CSc,
dr. Ondrej Samuel CSc, inž. Ján Slávik

VEDECKÝ REDAKTOR

Dr. Ondrej Samuel CSc.

1 B 19 b

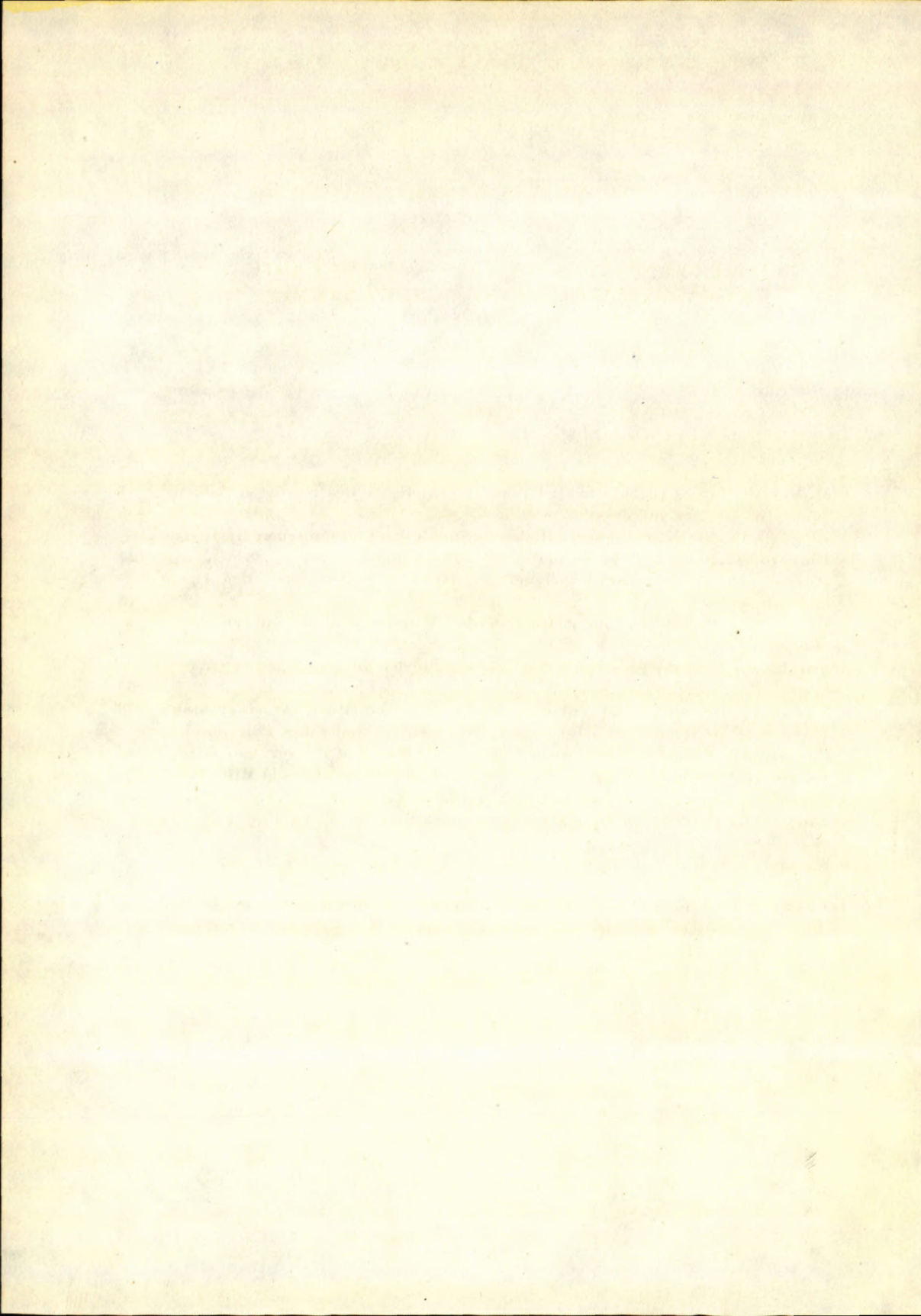


20 - kus^v

928/1967

CONTENTS — INHALT

1. Maheľ M.: Einige Grundsätze der tektonischen Karte des Karpaten-Balkan-Dinariden-Raumes und dessen Vorlandes	5
2. Zou bek V.: Zur Darstellung des Präkambriums auf der tektonischen Karte des Karpato-balkanischen Gebirges und der Nachbargebiete	23
3. Roth Z.: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten	29
4. Biely A. — Fusán O.: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken	51
5. Špička V.: Zur Paläogeographie und Tektogenese der Neogenbecken von Westkarpaten	65
6. Vozár J.: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten)	79
7. Ďurkovič T.: Relationship between Paleocurrent Systeme and Petrographic Composition of Clastic Sediments in Dukla Unit (Flysch of Eastern Slovakia) .	85
8. Konečný V.: Genetic Types of Hyaloclastite Rocks in the Javorie Mts. (Plate IX—X)	93
9. Forgáč J.: Die Entfärbung der Gesteine und deren Zerfall im Erzrevier von Banská Štiavnica (Taf. XI)	103
10. Salaj J. — Biely A. — Bystrický J.: Die Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten (Taf. I—VIII)	119
11. Leško B. — Samuel O. — Šlacka A.: L'individualité du flysch de Magura de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales	137
12. Knobloch E.: Die Floren des mährischen Tertiärs	149
13. Vaškovský I.: Über das Quartär der Donauniederung (Taf. XII)	161



MICHAL MAHEL

**EINIGE GRUNDSÄTZE DER TEKTONISCHEN KARTE
DES KARPATEN-BALKAN-DINARIDEN-RAUMES
UND DESSEN VORLANDES****Einleitung**

Der tektonische Ausschuss der Karpato-balkanischen Assoziation hat sich bereits in den ersten Jahren seiner Tätigkeit die Lösung einiger besonders aktueller tektonischer Probleme seines Bereiches zum Ziel gesetzt, wie z. B.: verschiedene tektonischen Stile und Ursachen dieser Verschiedenheit; die Art, Form und Ursprung der Decken; die Beziehung der tektonischen Einheiten zu den Ablagerungszonen, bzw. zwischen den benachbarten Segmenten; die Gesetzmässigkeit in der verschiedenen Äusserung der tektonischen Phasen; der Einfluss des Untergrundes und des Vorlandes auf die Formierung der jüngeren Strukturen; die Bedeutung der metamorphen Zonen für den Aufbau und Entwicklung der Kettengebirge; die Beziehung der vulkanischen Tätigkeit zu den tektonischen Strukturen; die Beurteilung der Faltenstrukturen, der Brüche und deren Bedeutung bei der Entwicklung und Bau der Gebirge u. ä. Die Lösung dieser Probleme in einzelnen Teilgebieten könnte nur auf einer gemeinsamen Forschungsbasis ermöglicht, bzw. erleichtert werden. Und vom Anfang an hat sich dafür eine gemeinsame tektonische Karte aller Mitgliedsstaaten der Assoziation einschliesslich der angrenzenden Gebiete als die beste Ausgangsbasis geboten.

Die Erarbeitung einer solchen Karte erscheint uns nun desto aktueller, als in allen betreffenden Staaten die Forschungsarbeiten der letzten Jahre eine Menge neuer Erkenntnisse gebracht haben, die eine Umwertung im breiteren Raume verlangen. Es hat sich nämlich gezeigt, dass eine auch sehr eingehende Analyse des reichsten Materials durchgeführt nur im Rahmen der einzelnen Gebirge (oder Staaten) keinen geeigneten Vergleich zwischen den spezifischen Merkmalen der betreffenden Segmente und den für breitere Regionen geltenden allgemeinen Gesetzmässigkeiten ermöglicht. Je reicher sind unsere Detailkenntnisse, desto zweckmässiger und notwendiger ist die Erarbeitung einer

Synthese, in der die Verallgemeinerung dieser neuen Erkenntnisse, ihre Auswertung im breiteren Raume realisiert werden kann.

Manche dieser neuen Erkenntnisse aus dem alpin-karpatischen System sind von so weitreichender Bedeutung, dass sie eine wesentliche Umwertung, bzw. Revision der bisherigen Grundprinzipien des geologischen Denkens (in Bezug auf Beziehungen, Klassifizierung und Kategorisierung, bzw. Gruppierung der tektonischen Einheiten, „das Gesetz“ der Faltungsphasen u. ä.) erfordern. Der komplizierte und mannigfaltige Bau der Karpaten, des Balkans und der Dinariden einerseits und die bisherigen Forschungsergebnisse bieten nicht nur eine Möglichkeit, manche der obenangeführten lokalen Probleme zu lösen, sondern auch neuen synthetischen Blick auf dieses System als ein Ganzes. Die bisherigen Synthesen könnte man vielmehr als grobe Skizzen betrachten (das bezieht sich auch auf die neueste tektonische Karte Europas; Bogdanov & Cie 1965). Andererseits sind solche Synthesen, Verallgemeinerungen, die im Rahmen einzelner Staatsgebiete ausgearbeitet wurden, dadurch gekennzeichnet, dass in ihnen die in betreffenden Staaten auftretenden charakteristischen Elemente (z. B. die Decken in der Tschechoslowakei, Tiefenbrüche in Bulgarien u. ä.) gewissermassen unproportioniert überbewertet sind. Sie setzen einen zu starken Akzent auf die Eigenartigkeit des eigenen Raumes je nach Provenienz des Forschers.

Die neu auszuarbeitende tektonische Karte unseres Systems kann auch als eine Unterlage für die übrigen angewandten Forschungsgebiete, wie z. B. hydrogeologische, Lagerstätten-Karte u. ä. dienen.

Zur Art, Typ und Maßstab der Karte

Der Typ und Maßstab der Karte hat sich aus der Situation der derzeit fertigen tektonischen Karten, aus dem Zustand der geologischen Durchforschung einzelner Staatsgebiete und schliesslich und endlich auch aus dem Zweck und Ziel ergeben.

Ein ziemlich kompaktes Bild über den Bau unserer Gebiete ermittelt uns die vor der nicht langen Zeit erschienene Tektonische Karte Europas (1:2,500 000). Die von uns proponierte tektonische Karte kann nur dann als ein Schritt vorwärtz bedeuten, wenn sie sowohl die gemeinsamen Merkmale der Entwicklung und des Baues, als auch die eigenartigen Elemente im Karpaten- (teilweise auch Alpen-) Balkan-Dinariden-System und seine Beziehungen zum Vorland erfassen kann.

Als der zweckmässigste Maßstab unter Berücksichtigung des komplizierten Baues einiger Segmente dieses Systems (Ostalpen, Westkarpaten) erscheint uns jener 1:500 000. Aber mit Rücksicht auf manche Schwierigkeiten technischen Charakters und den heutigen Zustand unserer Erkenntnisse über manche

Probleme hat sich die tektonische Kommission der KB-Assoziation für den Maßstab 1:1 000 000 entschlossen. Trotzdem aber bleibt die Karte im Maßstabe 1:500 000 als geschnittenes Ziel unserer Arbeit der künftigen Jahre. Die nun zu realisierende Karte 1:1,000 000 kann man eigentlich für eine Zwischenstufe zwischen der mehr in Details gehenden Karte und jener Übersichtskarte Europas (1:2 500 000), die wir erwähnt haben, halten. Sie ermöglicht uns sozusagen eine gemeinsame Sprache — geeignete Schritte, Wahl der zweckmässigsten Mittel und Prinzipien für die Illustration des tektonischen Baues solcher komplizierter Gebiete, wie sie die Alpen darstellen — zu treffen. Ausser den Karpaten, Balkan und Dinariden, bzw. Ostalpen wird in die Karte auch das breite Vorland (zwecks Veranschaulichung der Beziehungen der Alpen zu den älteren Systemen) einbezogen werden.

Bei der Wahl der Arbeitsmethoden und des Arbeitsvorganges haben wir uns davon leiten lassen, die subjektiven Ansichten und Aspekte einzelner Verfasser auf das Minimum zu reduzieren. Dabei soll die Karte das Maximum der Detailelemente enthalten, die den Bau des Raumes und seine Entwicklung am trefflichsten veranschaulichen. Wir sind der Meinung, dass nur eine unabhängig von verschiedenen individuellen Theorien ausgearbeitete Karte eine reale Basis für Vergleich, Parallelisierung, Diskussion und weitere theoretische Erwägungen bieten kann. Die verschiedenen subjektiven tektonischen Schemen — Abstraktionen — können in den dazugehörenden publizierten Erklärungen ihren Platz finden.

Die schrittweise Generalisierung ermöglicht uns die primären von den sekundären Elementen und jene von den weiteren untergeordneten zu unterscheiden. Natürlich bringt diese Gruppierung besser gesagt Klassifizierung (Bewertung) auch mögliche Irrtümer mit sich; denn sie spiegelt eigentlich nur den derzeitigen Zustand unserer Kenntnisse ab.

Grundsätze für die Zusammenstellung der tektonischen Karte

Wie bereits gesagt, erscheint uns bei der Zusammenstellung unserer propozitierten Karte zweckmässig, teilweise an die Prinzipien der tektonischen Karte Europas (1:2 500 000) anzuknüpfen, die sich auf die historisch-geologische Methode stützt, d. h. sie unterscheidet die Gebiete je nach Alter, Charakter der Faltung und Entwicklung. In unseren Bedingungen — da es sich um die Karte eines Raumes mit dem fast kompliziertesten tektonischen Bau überhaupt handelt — ist es erforderlich, die Gliederung, Unterscheidung einzelner Strukturstufen eingehender zu bearbeiten, damit besonders die wesentlichsten Grundmerkmale der Alpen — und zwar die strukturfaziellen (geotektonischen) Zonen, die tektonischen Einheiten und wesentliche Strukturformen ausgedrückt werden können. Die tektonische Karte sollte eigentlich

vielmehr eine Strukturen-Karte sein; sie sollte auch in einzelnen Segmenten den mannigfaltigen Bau mit zahlreichen tektonischen Teileinheiten, mit verschiedener stratigraphisch-lithologischer Füllung, mit unterschiedlichen tektonischen Stilen und schliesslich mit verschiedenem Alter der Deformationen veranschaulichen. Daraus aber sollte auch klar sein, welche strukturell und genetisch bedingte Elemente für ganzes Segment, für eine ganze geotektonische Zone oder auch breitere Gebiete gemeinsam charakteristisch sind.

Die Intensität der tektonischen Deformationen und Äusserungen einzelner Phasen der tektonischen Vorgänge können beim Ausdruck des zeitlichen Faktors — wie wir es auch tun — verwendet werden. Zu solchen wesentlichen (zeitlichen) Kategorien gehören in der tektonischen Karte die Hauptentwicklungszyklen, und zwar der *altproterozoische*, *jungproterozoische*, *paläozoische* (unter Berücksichtigung der neuesten Forschungen in der Tschechoslowakei halten wir die kaledonische Etappe für keinen selbständigen Zyklus; er stellt nur den ältesten Zeitabschnitt des paläozoischen Zyklus vor) und schliesslich der *alpidische* (mesozoisch-kaenozoische) Zyklus. Als Kategorien *des untergeordneten Ranges* betrachten wir *die laut eines einheitlichen Planes umgearbeiteten (umformierten) und von den liegenden und hangenden Komplexen durch klare Diskordanz getrennten Komplexe*, die als *Strukturstufen* bezeichnet sind (Bogdanov & Cie 1964).

Im Sinne der sowjetischen Geologen soll die *Strukturstufe* zwei wesentliche Aspekte der tektonischen Karte ausdrücken: den strukturellen und historisch-geologischen und soll auch als ein *Entwicklungsstadium* der Geosynklinale begriffen werden.

Untergeordnet den obenangeführten sind die Strukturunterstufen, die auch auf Grund der Diskordanzen, hauptsächlich aber der Äusserungen der Faltungsphasen aufgestellt werden. Durch Aufstellung dieser Unterstufen wird die Nacheinanderfolge der Faltungsprozesse und die stadiale Verteilung näher präzisiert; sie bilden eigentlich die Zeitkategorien. Im beschränkten Masse treffen wir sie bereits auf der tektonischen Karte Europas; noch deutlicher und häufiger sollen sie in der zweiten Auflage dieser Karte (Bogdanov & Cie 1966) verwendet werden. Im ähnlichen Sinne (also den Strukturstufen untergeordnet) werden sie auch in der tektonischen Karte Rumäniens (1: 1 000 000) für die Interniden (Dumitrescu 1961) betrachtet. Allerdings muss man bemerken, dass die Definierung der Strukturunterstufen (bei konsequenter Verwendung der Diskordanz als Unterscheidungskriterien bei der Vertikalgliederung der Komplexe) nur im beschränkten Masse angewandt werden kann. Die tektonischen Diskordanzen trennen gewöhnlich lediglich nicht mächtige, strukturell nicht immer sehr klar begrenzte Komplexe voneinander. Solche Faltungsprozesse verlaufen etappenweise nach kürzeren Intervallen im Rahmen einer Faltungsperiode. Die mächtigen, im Bau man-

nigfaltigen Komplexe, die bereits vor der erste Faltungsperiode bzw. zwischen der ersten und zweiten Periode entstanden waren (meistens Flysch), bleiben unberührt, nicht gegliedert.

Eine grosse Bedeutung in der tektonischen Karte kommt aber der Horizontalgliederung der Komplexe in den Zonengebirgen, und zwar je nach einzelnen Phasen der Hauptdeformationen zu. Für solche halten wir diejenigen, durch die die Bildung der tektonischen Einheiten bedingt wurde. Auf solche Weise kann man *die zeitliche Nacheinanderfolge der wesentlichen tektonischen Deformationen* aufzeichnen. In den Westkarpaten kann man z. B. auf diese Weise die südlicher liegenden tektonischen Einheiten (die südgermeride, die nordgermeride und die Choč-Decke), gebildet hauptsächlich während der austrischen Phase, von der vorwiegend während der subhercynischen, bzw. laramischen Faltung entstandenen Krížna- und Hülleneinheit unterscheiden. In den Flyschkarpaten unterscheiden wir drei Deckengruppen, und zwar (1) die innere mit der Hauptfaltung während der pyrenäischen und savischen Phase, (2) die mittlere während der savischen und altsteirischen Phase und (3) die äussere gebildet hauptsächlich durch die jungsteirische und jüngere Phasen.

In jeder Strukturstufe ist also *ein Komplex eines bestimmten Zeitabschnittes* der geotektonischen Entwicklung einbegriffen. Infolge der nicht isochronen Entwicklung und der verschiedenen Intensität (bzw. Ausmass) der tektonischen Phasen in einzelnen Segmenten und infolge der „Wanderung“ der Faltungsphasen oft in benachbarten geotektonischen (struktur-faziellen) Zonen desselben Segments *wird auch die Zeitspanne einzelner Strukturstufen in den Segmenten oft verschieden sein*. Die diesbezüglichen Unterschiede können so gross sein, dass dieselbe Strukturstufe in verschiedenen Segmenten, bzw. Zonen neben den analogen, isochronen, in gleichen Entwicklungsstadien der Geosynklinale entstandenen Komplexe auch jene einbeziehen kann, die in das vorausgehende, event. ins nachfolgende Entwicklungsstadium fallen. Kurz gesagt, die untere, aber hauptsächlich die obere Grenze der Strukturstufen verschiebt sich oft über die klare Trennungslinie einzelner Fazieskomplexe (Formationen) hinaus.

Ich möchte da einige Beispiele aus den Westkarpaten erwähnen. Die untere Strukturstufe in den südlicheren Einheiten (die südgermeride, nordgermeride und Choč-Decke) setzt bereits mit der Perm-Molasse ein; in der Krížna- und Hülleneinheit gehört dazu auch der ziemlich mächtige alb-cenomanische Frühflysch. Die externen Flyscheinheiten, gebaut durch die Massen der mittleren Strukturstufe (Kreide-Paläogen) nehmen auch die Frühmolasse (Aquitän-Burdigal) ein. Wir sehen also, dass sich die Entwicklungsstadien der Geosynklinale im Karpaten-Balkan-Dinariden-Raume mit dem Ausmass der Strukturstufen nicht immer ganz decken. Manchmal ist die Differenz kleiner, oft auch grösser.

Ich bin daher der Meinung, dass eben die Ansicht (nämlich die Verbindung der Strukturstufen mit den Entwicklungsstadien) Ursache mancher Differen-

zen und mehr oder weniger berechtigten Kritiken sein kann, die sich gegen die angewandten Prinzipien bei der tektonischen Karte Europas richten. Nur in einigen wenigen Gebieten deckt sich die Strukturstufe vollkommen mit der entsprechenden Entwicklungsstufe der Geosynklinale: der Frühstufe entspricht die untere Stufe, der reifen mit der Flyschablagerung die mittlere Strukturstufe und der Schlusstufe mit der molasseartigen Sedimentation die obere Strukturstufe.

Die Bedeutung der Strukturstufen — in unserem Sinne — sehen wir darin, dass sie *die zeitlichen Relationen und die Nacheinanderfolge der Hauptfaltung, und nicht die stadiale Entwicklung ausdrücken*. Im solchen „engeren“ Sinne können sie bei geeigneter Anwendung zur Bestimmung der tektonischen Einheiten zur Hilfe gezogen werden. Allerdings muss man bei der Aufstellung der tektonischen Einheiten und Untergliederung der Strukturstufen berücksichtigen, dass sie vor allem Mittel der Struktur und Entwicklungsphänomene vorstellen. In solchem Sinne müssen sie nicht dazu verurteilt sein, „das Nichtvereinbare zu vereinigen, das Nichtteilbare zu teilen“ (Gaertner 1966).

Nun aber drängt sich die Frage auf, ob bei solcher „engeren“ revidierten Betrachtung — ohne Einbeziehung der stadialen Entwicklung und des Charakters der Füllung, aber mit stärkerer Betonung auf Deformationen — es nicht besser wäre, eine andere, geeignetere Bezeichnung einzuführen, z. B. Deformationsstufe (Vorschlag der rumänischen Kollegen Dumitrescu-Sandulescu) oder Deformationenkomplexe.

Mit Hilfe der Bezeichnung *Deformationenkomplexe* (d. h. Strukturstufen im engeren Sinne) kann der mannigfaltige Bau, wie man ihn in den Karpaten, Alpen, event. Dinariden kennt, keinesfalls ausgedrückt werden, besonders die Eigenartigkeit der alpinen Geosynklinale mit plötzlichen und starken paläogeographischen Veränderungen in der Zeit, bzw. ihre Zergliederung in geotektonische, bzw. strukturfazielle Zonen. Solche Anforderungen erfüllen die Entwicklungsstadien, die zwar mit Hilfe der Zeitkategorie, aber auf Grund der faziellen Kriterien aufgestellt werden. *Einem jeden Entwicklungsstadium entspricht ein Fazies-Grundkomplex*. Die ziemlich raschen Veränderungen dieser Fazieskomplexe deuten auf plötzliche Änderung des paläogeographischen Bildes der Geosynklinale hin. Manche Stadien vertreten auch selbständige Geosynklyntypen: den Eu-, Mio-, Lepto-, bis Epieugeosynklyntyp u. ä.

In den meisten Segmenten unterscheiden wir 9 bis 10 Entwicklungsstadien des alpinen Zyklus (MaheI 1964a, b), und zwar:

1. *Das detritische Entwicklungsstadium* (überwiegend Oberperm bis Untertrias) entspricht dem Zeitabschnitt der Gründung der Geosynklinale, bzw. ihrer geotektonischer Hauptzonen. Die Molasse-Fazies wird dem Hangenden zu durch marine Ablagerungen ersetzt. Auch der ziemlich reich vertretene

Vulkanismus besitzt gemischten Charakter: in einigen Zonen den subsequenten, sauren, in anderen wiederum den basischen, initialen, anderswo auch kombiniert.

2. *Das Entwicklungsstadium der Kalk-Dolomitmassen* (überwiegend Mittel bis Obertrias) ist durch die Faziesveränderungen in horizontaler und vertikaler Richtung, besonders in den südlicheren Zonen (mit stärkeren Zügen des Geosynklinalbaues), örtlich auch mit vulkanischen Produkten gekennzeichnet. Die nördlicheren Zonen nähern sich durch ihren Charakter mehr dem germanischen Typus der Trias, aber mit grosser Variabilität der Fazien.

3. *Stadium der mannigfaltigen Faziesentwicklung* (überwiegend Jura und Unterkreide) mit zahlreichen Fazien verschiedener paläogeographischer Typen, mit raschen vertikalen und horizontalen Änderungen. Hierher gehören verschiedenste Ablagerungen von den Seichtwasser-Sandsteinen bis zu den tiefmaritimen Radiolariten. Diese Tatsache zeugt nicht nur von starker Zergliederung des Raumes, sondern auch von der grossen Aktivität mit oftmaligen Vertikalbewegungen. Dieses Stadium ist für die Geosynklinalen alpinen Typen besonders charakteristisch. In den Kordilliera-Gebieten trifft man öfters die Unterbrechung der Sedimentation und der Transgression.

3. *Stadium des dunklen (schwarzen) Flysches* (überwiegend Unterkreide—in einigen Zonen- und die Mittelkreide) mit öfterem Kalkflysch und mit Fazien euxinischen Typen. In einigen Regionen (Interniden) war dieses Stadium ein unmittelbarer Vorgänger der Faltungsperiode, in anderen wiederum (Externiden) bildete es den Einzug der umfangreichen Flysch-Sedimentation.

5. *Das Gipfflysch-Stadium des Vormenilitflysches* weist in der karpatischen Flyschzone eine mässigere Gliederung in der Mittelkreide, und eine stärkere im Paläozän-Eozän auf. Die Unterteilung in zwei Substadien (die man als selbständige Stadien betrachten kann) ist sowohl wegen der Ausgliederung der tektonischen Teileinheiten (in den Externiden), als auch wegen der Unterscheidung der faziell verschiedenen Massen der Kreide gosauer Typen (molasseartig — die Frühmolasse) von den eozänen Flyschmassen (Balkan, Interniden der Karpaten), sehr zweckmässig.

6. *Stadium des postmenilitischen Spätflysches*, faziell sehr eintönigen, mit Übergang (dem Hangenden zu) in den molassoiden Typ; es entspricht überwiegend dem Oligozän.

7. *Stadium der marinen Frühmolasse* fällt ins Burdigal bis Karpatien, in den Ostkarpaten auch ins Torton, also in den Zeitabschnitt, in dem die Deckenbildung in den Stirnabschnitten der Flyschzone beendet und die interne Vortiefe formiert wurde.

8. *Die Spätmolasse (spätorogene)* setzte sich nach dem Ausklang der stärkeren Faltung ab, zur Zeit der Bildung der Falten mit grösserem Radius und der intensiven Bruchtektonik (Buday 1964), als sich die äussere (epiplatforme) Vortiefe formierte. Der fazielle Charakter dieses Stadiums ist sehr verschieden;

neben den überwiegend brackischen Fazien wechseln sich auch marine und limnische Ablagerungen ab. Es fällt in den Zeitabschnitt des Untertortons bis Sarmats. In den Interniden treten oft in den inneren Becken Kohleflöze auf. In diesen Zeitabschnitt fällt in einigen Segmenten (Westkarpaten, Ostkarpaten) auch der umfangreiche subsequeute Andesit-Rhyolith-Vulkanismus.

9. *Das postgeosynklinale Stadium* stellt den jüngsten, abschliessenden (pliozänen) Entwicklungsabschnitt der Alpiden vor, ohne Anzeichen der Faltung, mit intensiven Vertikalbewegungen, durch welche die entgültige Formierung der morphotektonischen Einheiten abgeschlossen war. Es haben sich auch umfangreiche intrakarpatische Becken (das pannonische Becken s. l., das transsylvanische Becken) gebildet. Die Ablagerungen haben einen limnischen Charakter. Bezeichnend für diesen Zeitabschnitt ist der finale Basaltvulkanismus.

Jedes dieser Stadien ist an eigenartige paläogeographische Situation mit eigenen Faziesbeziehungen gebunden. Zum Beispiel in der Trias beobachten wir die stufenweise Änderung der meisten Fazien von den äusseren in Richtung zu den inneren Zonen, Anzeichen der paläogeographischen Zonarität. In südlicher Richtung treten die dunklen Kalke in den Hintergrund, Kalke des Wetterstein-Typen und der südlicheren Faziestypen (Hallstätter u. ä. Typen), wie auch Produkte des Vulkanismus werden immer häufiger; die Dolomitisierung wird regelmässiger, fazielle Mannigfaltigkeit immer grösser.

Eine andere Situation finden wir im Jura und in der Unterkreide, im Stadium der faziellen Mannigfaltigkeit. Auffallend ist die oftmalige räumliche Annäherung der entgegengesetzten Faziesgruppen — der Kordillieren und der Vertiefungen — in dieser oder jener Zone. Oftmals handelt es sich um ziemlich schmale, parallel verlaufende Zonen der Kordillieren und Schwellen, die durch die Troge und Becken voneinander getrennt sind. Es sind da aber auch Gebiete der nicht so bunten Kalkfazien anwesend, die durch ihren tektonischen Charakter den triassischen Tektofazien nahe sind. Man findet sie vor allem in den Ost-, teilweise auch in den Südkarpaten und auf dem Balkan. Auf diese Vorkommen stützt sich die Ansicht mancher Geologen über die nicht zweckmässige Unterteilung der Kalkformation in das Trias- und Jura-Unterkreide-Stadium. Allerdings sei da bemerkt, dass die Unterschiede zwischen den Fazieskomplexen dieses Stadiums und jenen des Kalk-Dolomit-Stadiums (Trias) anderer Gebiete (z. B. Alpen, Westkarpaten) sehr gross sind.

In den Entwicklungsstadien mit der Flyschablagerung drängen sich die Beziehungen zwischen den nicht flyschoiden Fazien, jenen des feinrhythmischen Flysches, des Sandstein-Flysches, des Kalkflysches und des Wildflysches in den Vordergrund. Die durch die Bildung der Kordillieren hervorgerufene Gliederung des Sedimentationsraumes ist nicht so regelmässig.

In den jüngsten Entwicklungsstadien, die mit der Molasse-Ablagerung verbunden sind, hängt der Typ der Ablagerung von der geotektonischen Stellung der Becken ab (intramontane, intermontane Becken, innere Vortiefe, äussere Vortiefe). Begreiflicherweise sind die Beziehungen zwischen einzelnen Faziesgruppen in allen Stadien in den stärker zergliederten Segmenten (z. B. in den Westkarpaten) viel deutlicher als in jenen, in welchen die Auflagerung einzelner Entwicklungsstadien typisch ist.

Für die tektonische Karte ist die *Ausgliederung der vor der ersten Faltungsperiode entstandenen Komplexe (der unteren Strukturstufe)* von grosser Bedeutung. Ohne ihre Abtrennung könnten wir die starken Unterschiede im Bau mancher Segmente (z. B. der Ostalpen, Westkarpaten, Ostkarpaten und Südkarpaten) nicht differenzieren. Im Bau der Ostalpen spielt die wichtigste Rolle die Trias, in den Ost- und besonders Südkarpaten Jura und Unterkreide, in den Westkarpaten die Trias (in den südlicheren Zonen) und Jura und Unterkreide (in den nördlicheren Zonen).

Die weitere eingehendere Unterteilung der tieferen Strukturstufen wird bestimmt noch dazu beitragen, dass die Bauunterschiede mancher tektonischer Einheiten, bzw. ihre diesbezügliche Eigenartigkeit noch mehr in Vordergrund treten werden. Es wird sich dabei zeigen, dass für einige Einheiten nicht die Gesteinskomplexe der ganzen Zeitspanne der betreffenden Strukturstufe sondern nur eines bestimmten Zeitabschnittes charakteristisch ist. Durch detaillierte Unterteilung werden auch manche tektonischen Teileinheiten hervorgehoben, die im grossen und ganzen durch Gesteine eines Entwicklungsstadiums gebaut sind. Von besonderer Bedeutung wird dies vor allem dort sein, wo solche Teileinheit (z. B. die Zone der perm-untertriassischen Melaphyrenserie in den Westkarpaten) nicht nur für die betreffende tektonische Einheit (in unserem Falle für die Choč-Decke), sondern auch für das Segment typisch ist.

Ohne solche Unterteilung der Strukturstufen könnte man auf der tektonischen Karte manche Strukturphänomene regionalen Ausmasses nicht deutlich genug veranschaulichen. Wir möchten dafür ein Beispiel nennen. Ohne die Unterteilung des Flyschkomplexes der Externiden — der Flyschzone — in Entwicklungsstadien wäre nicht einmal der Umfang einer so grossen Struktur wie sie das zentrale Synklinorium in der Krosno-Flyschzone vorstellt, offensichtlich.

Bei Einführung der Entwicklungsstadien wird z. B. die Versetzung (Wanderung) der Geosynklinalachse nach Aussen; der Umfang der Überlagerung und Verteilung in einzelnen Segmenten, wie auch die grösseren Lateralveränderungen des Inhalts der tektonischen Einheiten (z. B. in der Flyschzone die immer grössere Bedeutung der Krosno-Schichten für den Bau des postmenilitischen Spätflysches in östlicher Richtung) hervorgehoben.

Das gegenseitige Verhältnis zwischen den Entwicklungsstadien und den Komplexen der tektonischen Deformationen — Strukturstufen, bzw. Unterstu-

fen ist durch die gegenseitige Beziehung der Faltungs- und der epirogenetischen Bewegungen gegeben, also Faktoren (Kräfte) die eigentlich die Unterscheidungskriterien für diese Kategorien bieten.

Die einzelnen Regionen der Alpiden unterscheiden sich voneinander durch die Faltungsergebnisse und den Verlauf der Faltung im Raum und Zeit, wie auch durch die räumliche Verteilung und Umfang der in einzelnen Entwicklungsstadien entstandenen Komplexe. Man kann da von *Grossarealen* (mit wesentlicheren Unterschieden) und *Subarealen* (mit nicht so wesentlichen Unterschieden) sprechen. In den sog. „bigenetischen“ Gebirgen konnten die zwei intensiven Faltungsperioden in nebeneinander liegenden Gebieten, zwei räumlich und genetisch gegenseitig aufeinander anknüpfende Systeme — Interniden und Externiden — entstehen lassen, die zusammen ein zweiteliges, genetisch und morphotektonisch grösseres Ganzes bilden. Die Beziehungen zwischen diesen zwei Faltungssystemen können aber in den betreffenden Segmenten verschieden sein. In den Ostalpen, bei der unbedeutenden Entwicklung der Externiden — die als Folge der tertiären, bereits oligozänen Faltung entstanden waren — wurden die praegosauischen Decken — die Decken der nördlichen Kalkalpen (Interniden) von dieser Faltung erfasst und teilweise formiert. In den Ostkarpaten wurde die Internidenzone mit mächtigem unterkretazischen Flysch auch von der postpaläogenen Faltung in Mitleidenschaft gezogen. In den Westkarpaten sind sowohl die Interniden, wie auch die Externiden stark entwickelt und voneinander durch eine schmale Klippenzone getrennt. Die postpaläogene Faltung hat in den Interniden nur einen mediotypen Charakter.

Ein besonderes Areal stellt Balkan vor, und zwar nicht nur was die mässigere Intensität der Faltung in beiden Perioden anbelangt, sondern auch durch „Überlagerung“ der Geosynkлинаletappen und der Faltungsperioden, mit zweierlei Flyschablagerungen, der Unterkreide und des Eozäns, die voneinander durch die gosauische Kreide (Frühmolasse) getrennt sind. Die Flyschkomplexe gingen der Faltung voraus. Eine besondere, eigenartige Stellung nehmen die durch beide Faltungsperioden stark betroffenen Zonen ein, z. B. die Klippenzone in den Karpaten und die „Krajstiden“ am Balkan. Von den übrigen Arealen (Regionen) unterscheidet sich der Dobrudscha-Raum sehr wesentlich, besonders durch die Äusserungen der kimerischen Faltung.

Der materielle Inhalt einzelner tektonischen Einheiten und somit auch das Entwicklungsregime werden in der Karte mit Hilfe der Tektonogruppen ausgedrückt. Darunter verstehen wir paragenetische Fazieskomplexe eines bestimmten Entwicklungsstadiums, bzw. einer Entwicklungsperiode, die den paläotektonischen Typ des Sedimentationsmilieu, wie auch den tektonischen Stil der von ihnen gebauten Strukturelemente unter Berücksichtigung deren Anteils an der Bildung der tektonischen Einheiten bestimmen.

Für einzelne Stadien sind bestimmte, ihnen entsprechende Fazieskomplexe mit eigentümlicher Raumverteilung charakteristisch. In den Anfangsstadien der Trias verfolgt die Verteilung der Fazieskomplexe konsequent die geotektonischen, bzw. auch struktur-faziellen Zonen*, die auch als paläogeographische Typen: zentralalpiner, ostalpiner (austroalpiner), centrokarpatischer, germanischer, innerdinaridischer u. ä. Typ bekannt sind.

In den Entwicklungsstadien mit erhöhter tektonischer Aktivität (mannigfaltige Faziesentwicklung — Jura bis Unterkreide) sind die Lateraländerungen in den Fazieskomplexen einiger Zonen viel rascher, plötzlicher. Das kommt durch die sehr deutliche Polarität der Tiefwasser-Fazien einerseits und der Kordillierenfazien andererseits zum Ausdruck. Reich vertreten sind auch die Fazieskomplexe der Pelite und Kalke euxinischen Types.

Im Stadium mit der Flyschablagerung unterscheiden wir folgende Tektonogruppen: Kalkflysch, Flysch s. s., Sandstein-Flysch, Wildflysch, und die nicht flyschoiden Ablagerungen. Einzelne Tektonogruppen besitzen sehr komplizierte gegenseitige Beziehungen hauptsächlich im Stadium des gipfelnden Flysches (Oberkreide-Eozän). Für den Frühflysch ist die Tektonogruppe des Kalkflysches (mit euxinischen Fazien), für den Spätflysch Tektonogruppen mit mächtigen Krosno-Schichten und mit Menilitschichten auf der Basis bezeichnend. In den jüngsten Stadien mit den Molasse-Ablagerungen bieten die Tektofazien fast keine materielle Unterlage für die tektonische Unterteilung; die Tektonogruppen charakterisieren die Beckenfüllung, die oft aus den Massen der übereinander lagernden Komplexe mehrerer Entwicklungsstadien gebildet ist. Der Typ der Tektonogruppen ist dem Beckentyp proportionell (Vortiefe, intramontane, intermontane oder Molasse-Becken). Manche Tektonogruppen werden durch die vulkanische Tätigkeit stark beeinflusst.

Einzelne Tektonogruppen tragen Merkmale der tektonischen Tätigkeit, was durch die Art und Weise der Schichtung, wie auch durch die Änderungen und gegenseitige Beziehungen einzelner Fazien den Ausdruck findet. Die Tektonogruppen selbst praedisponieren gewissermassen den tektonischen Stil durch ihre Fähigkeit gefaltet werden zu können, wie auch durch ihre Rolle, die sie bei der Faltung gegenüber den anliegenden Fazieskomplexen spielen, d. h. durch ihre Faltbarkeit und Faltigkeit.

* Die geotektonischen (struktur-faziellen) Zonen verlaufen entlang eines oder auch mehrerer Segmente und weisen: a) eigenartige Faziesbeziehungen, Vertikal- und Horizontalverteilung der Fazien, bzw. nur für diese oder jene Zone charakteristische Fazies; b) eigene, oft von den benachbarten Zonen abweichende Vertikalverbreitung (stratigraphisch betrachtet) dieses oder jenes Entwicklungsstadiums; c) eigenen, bzw. abweichenden Typ und Alter der tektonischen Elemente und Strukturformen und d) eigenartige Stellung in der Geosynklinale, wie auch e) abweichende Äusserungen des Magmatismus auf.

Die meisten Tektonogruppen besitzen einen nur für sie eigenen tektonischen Stil, der vorwiegend auf den mechanischen Eigenschaften der betreffenden Gesteinsmassen beruht; z. B. die Mergelstein-Tektofazies (Jura-Unterkreide) meistens den Stil der Verwerfungsfalten, die bunten Kalke des Kordillieren-Typen den linsenförmigen bis klippenartigen (je nach Grad der Deformation) Stil, die Mergelsteine und Schiefer euxinischen Typen den Stil der Monoklinen, Flysch s. s. den Stil der Makrofallen u. ä. Daraus folgt also, dass mit Hilfe der Aufstellung der Tektonogruppen die Unterlage für die Unterscheidung, bzw. Aufzeichnung der tektonischen Stile geboten wird.

Der tektonische Stil ist natürlich auch von der Intensität der Deformationen abhängig. Die letzteren aber sind meistens auch durch die räumliche Situierung der Tektonogruppen im geosynklinalen Raume des betreffenden Segmentes gegeben. So z. B. lagern die Kalkdolomit-Komplexe austroalpinen Typen (Unter- bis Mitteltrias) im Ungarischen Zwischengebirge normal, ruhig; im Slowakischen Karstgebiet (und in der Drauzone) bilden sie Falten regionalen Ausmasses, die durch Aufschiebungen und Verwerfungen gestört sind. In der nordgomeriden und Choč-Decke (analog den Verhältnissen in den nördlichen Kalkalpen) handelt es sich um eine Reihe von Falten, die oft in Schuppen übergehen. In der Krížna-Einheit, deren Hangendes durch besser faltbare mächtige Jura- und Unterkreide-Komplexe gebaut ist, handelt es sich um einen komplizierten Sockel (gebaut aus mächtigeren Schuppen), der den Untergrund des tektonisch bunteren hangenden Komplexes bildet. In jedem dieser Fälle der kalk-dolomitischen Massen finden wir Unterschiede auch im Inhalt, Ursprung wie auch Position gegenüber den Nachbarkomplexen. Jeder Komplex bildet eine andere Tektonogruppe. Wie wir also sehen, gilt da die Abhängigkeit zwischen der paläogeographischen Stellung und der Intensität der tektonischen Deformationen.

Manche Tektonogruppen (eines einzigen Fazieskomplexes, event. mit der Beibehaltung der tektonisch unbedeutenden Fazieskomplexe eines anderen Stadiums) werden bei der Ausbildung der tektonischen Einheiten in den Alpen selbständig, die sog. Teileinheiten bildend (z. B. die Melaphyrenserie der Westkarpaten, der Perm-Trias-Streifen am Südrand der nördlichen Kalkalpen).

Die Tektonogruppen bilden durch ihren Inhalt *eine natürliche Ergänzung (Präzisierung) der Entwicklungsstadien, ihrer Füllung*. Dadurch aber wird auch der Verlauf der geotektonischen Zonen näher definiert. Wenn die Entwicklungsstadien die Zeit-Dimension vorstellen, kann man die Tektonogruppe als Definierung der Füllung — das paläogeographische Element — in räumlicher Verteilung bzw. Produkt eines Entwicklungsstadiums bezeichnen. Die Entwicklungsstadien ergänzen die gemeinsamen Merkmale und die Unterschiede zwischen einzelnen Segmenten, im Rahmen derselben Segmente und in den

benachbarten tektonischen Einheiten. Sie ermöglichen uns den Typ der Geosynklinale und ihre historisch-geologische Entwicklung und Veränderungen im Raum und Zeit, ihre Zergliederung, spezifische Elemente einzelner Segmente und der tektonischen Einheiten näher und besser aufzufassen. Aber die grösste Bedeutung der Tektonogruppen liegt vielleicht darin, dass sie uns ermöglichen den Struktur-Charakter der tektonischen Karte hervorzuheben. Sie können als einer der bedeutendsten Zeiger des Baustils der tektonischen Einheiten betrachtet werden. Natürlicherweise erfüllen sie diese Aufgabe bei den eingehenderen Karten (z. B. im Masstabe 1: 500 000) viel besser.

Die Tektonogruppen ermöglichen uns die tektonischen Einheiten aus mehreren Segmenten zu vergleichen; sie sind reale Elemente und daher eignen sich für die Parallelisierung. Man kann sie auch als einen gemeinsamen Nenner für die Beurteilung des tektonischen Stils und seines Ursprungs betrachten. Wir möchten in diesem Zusammenhang als Beispiel die Teileinheiten, die durch den schwarzen Flysch (schlesische Kreide) im westkarpatischen Segment gebaut sind, und die Audia-Decke in den rumänischen Ostalpen, erwähnen.

Die Tektofazien zeigen uns eigentlich zwei Seiten der tektonischen Einheiten — und zwar die dynamische, (Prozess der Strukturbildung) und statische, (den Stil, Form, Art und Weise der Struktur als Ergebnis dieser Prozesse).

Die Aufstellung der Tektonogruppen stützt sich auf lithofaziellen Kriterien (unter Berücksichtigung des Types und der Beziehungen der Fazien und ihres paläogeographischen Charakters) einerseits und auf ihre Aufgabe bei der Ausbildung der tektonischen Einheiten bzw. ihres Stiles andererseits. Für Tektonogruppen halten wir nicht alle Fazieskomplexe einzelner Entwicklungsstadien (tektonisch unwichtig, oft von geringer Mächtigkeit), sondern nur solche, welche uns die wichtigsten tektonischen Elemente und die bedeutenden Entwicklungs- und Strukturphänomene zu identifizieren ermöglichen.

Unser Begriff Tektonogruppe hat durch seinen Inhalt und Umfang mit der Bezeichnung Subformation sowjetrussischer Geologen vieles gemeinsam. Wesentlich abweichend ist seine struktur-tektonische Bedeutung, und zwar dadurch, dass er die tektonische Charakteristik und die Rolle der Fazieskomplexe ergänzt.

Durch seinen tektonischen Aspekt unterscheidet sich unser Begriff, bzw. unser methodischer Vorgang auch vom Vorschlag Gaertner's (1966), nach dem auf der Karte die wesentlichsten paläogeographischen Faziestypen (Flysch, Molasse, geosynklinale Kalkfazies u. ä.) aufgezeichnet werden sollen.

In paläogeographischer Hinsicht gibt es bei unseren Tektonogruppen viel gemeinsames mit den *Tektotopen*, bzw. *Tektofazien* im Sinne von Krumbein-Sloss (1954).

*

Als Besonderheit des alpinen Systems sind die zahlreichen tektonischen Einheiten, die sich unter dem Einfluss der tangentialen Kräfte so gebildet haben, dass sich die oberen, meistens vorher nicht gefalteten Komplexabschnitte von ihrem Untergrund getrennt und eine andere Art der Deformationen durchgemacht haben als ihr ursprünglicher Untergrund. Oftmals gelangten sie in eine Deckenposition. Manche Einheiten sind tektonisch stark deformiert und zusammen mit ihrem Untergrund metamorphiert.

Die spezifische Stellung der tektonischen Phänomene, wie es die tektonischen Einheiten in den Karpaten, Dinariden und Alpen sind, regt uns an, sie als einen der Grundelemente (Grundsätze) der tektonischen Karte zu verwenden. Wenn wir es trotzdem nicht tun, dann deshalb, weil die tektonischen Einheiten kein vergleichbares Element darstellen und ihre Kategorisierung, bzw. Klassifikation vorläufig unklar bleibt.

(a) *Die meisten tektonischen Einheiten sind nur für ein Segment charakteristisch.* Das folgt aus der verschiedenen paläogeographischen Zergliederung, bzw. aus räumlichen und zeitlichen Unterschieden wie auch aus der verschiedenen Stärke der Faltung in einzelnen Segmenten und tektonischen Zonen. Die Bemühungen der Geologen vieler Generationen, die tektonischen Einheiten der benachbarten Segmente zu parallelisieren, bzw. miteinander zu verknüpfen, sind begreiflich. Aber die Ansichten über die Zugehörigkeit mancher Pendanten gehen oft weit auseinander. Wir möchten nur als Beispiel erwähnen, dass die Krížna-Decke der Westkarpaten seit langem von einigen Geologen mit dem Unterostalpin des Semmeringsystems, von anderen mit der oberostalpinen Frankfelder Decke der Ostalpen (immer nach anderen Fazieskomplexen) parallelisiert wird. Ich glaube, dass es objektiv geeigneter wäre, sie auf der tektonischen Karte mit Hilfe der Tektonogruppen (für solche Rolle eignen sie sich) so aufzuzeichnen, dass sie durch ihre Trias-Komplexe teilweise mit dem Unterostalpin Semmerings, durch die Jura-Unterkreide-Tektofazies mit der Frankengelder Decke analog ist.

In den Interniden mit mächtiger Entwicklung der tieferen alpinen Tektonogruppen erscheint jede tektonische Einheit durch ihre Stellung und tecto-faziellen Inhalt eigenartig. Das bedeutet also, wenn wir die Tektonogruppen aufzeichnen, lassen sich daraus auch einzelne tektonischen Einheiten untergeordneten Ranges ableiten. Mit grösseren Schwierigkeiten ist dabei in der karpatischen Flyschzone zu rechnen, wo die tecto-faziellen Unterschiede bei einzelnen Entwicklungsstadien nicht so deutlich sind. Die grösseren Gruppen der Einheiten können da durch die Angabe der Altersunterschiede bei den wesentlichsten tektonischen Deformationen differenziert werden. In manchen Fällen kann dabei (bei eingehender Gliederung) die Angabe der Entwicklungsstadien und Tektonogruppen behilflich sein. Einzelne tektonische Einheiten kann man mit Hilfe besonderer Zeichen (Richtung, Schraffierung u. ä.) hervorheben.

b) Wie bereits erwähnt, ist die Kategorisierung der tektonischen Einheiten noch nicht festgelegt. Manche, sogar klassische tektonische Einheiten (z. B. die Krížna-, Choč- und die schlesische Decke in den Westkarpaten) erscheinen im Lichte der eingehenden Forschungen als Gruppen der Teileinheiten, wobei ihre Beziehung und Rangbedeutung nicht immer klar ist. Andererseits zeigen sich andere tektonische Einheiten als Elemente grösserer tektonischer Gebilde, höheren Ranges.

Bei solchem Stand der Dinge ist es viel besser, die tektonischen Einheiten mit Hilfe der Tektonogruppen und Strukturstufen — also mit Hilfe der Fazieskomplexe und des Alters der Deformationen — auszudrücken, was unter anderem auch bei der Verfolgung der Beziehungen und möglichen Klassifizierung dieser Einheiten ausgenützt werden kann. Wichtig ist es, die Position und geometrische Stellung der tektonischen Einheiten dabei klar aufzuzeichnen, und zwar ohne Rücksicht auf die angewandten Grundsätze.

Zusammenfassung

Die aufgezeichneten Grundsätze der tektonischen Karte des Karpaten-Balkan-Dinariden-Raumes und dessen Vorlandes sollen diejenigen Prinzipien, die bei der Zusammenstellung der tektonischen Karte Europas angewandt wurden, noch weiter vertiefen und dem komplizierten Bau der Alpiden angepasst werden.

Mit Hilfe der Strukturstufen wollte man auf der tektonischen Karte Europas: a) die Gebiete mit verschiedener Faltung unterscheiden, bzw. Komplexe, die durch einen einheitlichen Plan deformiert wurden, vereinigen; b) die wesentlichsten Entwicklungsperioden, bzw. die den Entwicklungsetappen (Stadien) entsprechenden Komplexe gesondert aufzeichnen. Auch die Kriterien bei der Aufstellung der Strukturstufen sind zweierlei Charakters: die regionalen Diskordanzen einerseits und Formationsänderungen andererseits.

Die Vereinigung des Struktur- und Entwicklungsaspektes bei den Gesteinskomplexen kann man als richtig betrachten; sie drückt nämlich auch den Zeitfaktor auf der Karte besonders in Gebieten mit einfacherem Bau (mit ziemlich einheitlichen, eintönigen Äusserungen der tektonischen Deformationen auf breiteren Arealen) aus.

In den Alpiden versucht man aber durch die „Strukturstufe“ (in solchem Begriff) die „nicht vereinbaren Elemente“, nämlich die aus den benachbarten geotektonischen Zonen ausgefalteten tektonischen Einheiten, mit unterschiedlicher Entwicklung, Inhalt aber auch mit verschiedenem Alter der Faltung (aus verschiedenen Faltungsphasen) in ein Ganzes zu vereinigen. Andererseits aber auch die Bemühung, die klaren Formationsänderungen bei der Aufstellung der Strukturstufen differenzieren zu wollen, führte dazu, dass man das

strukturell Unteilbare doch teilen wollte [z. B. die Abtrennung des Molasse-Perm der Westkarpaten oder des oberen Paläozoikum der Dinariden von den Triaskomplexen; Trennung der praeflyschoiden (Jura) Komplexe in der westkarpatischen Flyschzone auf der tektonischen Karte der Tschechoslowakei].

Bei der Ausarbeitung der sich als notwendig erwiesenen Unterteilung der Strukturstufen und deren Anwendung für die Alpen gingen wir aus den Merkmalen aus, die wir für diesen Typ der Kettengebirge für charakteristisch halten, und zwar: (a) für ein Strukturzeichen halten wir die starke horizontale Zergliederung mit zahlreichen tektonischen Einheiten und Strukturformen, die nicht gleichzeitig, sondern im Laufe mehrerer Faltungsphasen, die man in zwei Faltungsperioden zusammenkoppeln kann, entstanden waren; (b) als ein Entwicklungsmerkmal betrachten wir die grosse stadiale Vertikalgliederung mit plötzlichen Veränderungen des paläogeographischen Bildes und des Geosynklinaltypes. Mit Rücksicht auf die Besonderheiten des Alpen-Systems hat sich als zweckmässig gezeigt, den Strukturaspekt mit Hilfe der strukturellen Kriterien, den der Entwicklung mit Hilfe der paläogeographischen Kriterien auszudrücken. Auf diese Weise wird die doppelte Funktion der Strukturstufen auch mit Hilfe von zwei verschiedenen Kategorien ausgedrückt.

Die bedeutenderen Diskordanzen und die obere (oftmals auch die untere) Grenze der tektonischen Einheiten werden bei der Ausgliederung der durch einen einheitlichen Plan deformierten Komplexe ausgenützt. Diese Komplexe entsprechen in der Regel den Strukturstufen (die untere, mittlere Stufe — jede entstand in einer anderen Faltungsperiode), sind jedoch je nach den Phasen, in welchen die tektonischen Einheiten, bzw. bedeutendere Strukturformen regionalen Ausmasses gebildet wurden, unterteilt. Dadurch erzielt man nur im beschränkten Masse die Vertikalgliederung, meistens aber die räumliche Gliederung der tektonisch deformierten Komplexe.

In der Legende der tektonischen Karte unterschieden wir weiter noch die Komplexe des alpinen Zyklus:

[1] die sich während der älteren (Kreide-) Faltungsperiode formierten, und zwar (a) in der austriischen und subhercynischen Phase, und (b) in der laramischen Phase;

[2] Komplexe, die sich während der jüngeren (tertiären) Faltungsperiode ausgebildet haben, und zwar während der (a) pyrenäischen und savischen Phase, (b) in der steirischen und jüngeren Phase.

Bedeutende Veränderungen des paläogeographischen Bildes, die sich in der Änderung des Charakters der Fazieskomplexe abspiegeln, dienen als Kriterium für die Festlegung der Entwicklungsstadien. In den Alpen unterscheiden wir 9 (bzw. 10) solcher Stadien (MaheI 1964). Danach kann man die Strukturstufe in Vertikalrichtung in mehrere Abschnitte (3—4) unterteilen. Keinesfalls sollte man dabei die Bezeichnung Unterstufe verwenden, da diese auf qualitativ

abweichenden Kriterien basiert. Das Verhältnis der Entwicklungsstadien zu den Strukturstufen ist durch die Beziehung der epirogenetischen und Faltungsprozesse während der Geosynklinalentwicklung gegeben, also durch das Verhältnis der Kräfte, die bei den Entwicklungsstadien die Veränderungen des paläogeographischen Bildes, bei den Strukturstufen die Bildung der bedeutenden Diskordanzen und der tektonischen Einheiten zur Folge hatten.

Das Entwicklungsregime einzelner Geosynklinalgebiete ist auf der tektonischen Karte Europas durch die Aufzeichnung der Mio- und Eugeosynklinalen in einzelnen Strukturstufen ausgedrückt. Dieses Prinzip ist für die Alpen nicht ganz gut geeignet, weil es mehrere Geosynklinaltypen gibt, die sich auch später mit der Weiterentwicklung ändern können. Oft bestehen bei ihnen in den benachbarten geotektonischen Zonen derselben Geosynklinale gewisse Unterschiede. Aber auch durch die Aufzeichnung der wesentlichsten Formationen (Flysch, Molasse, Kalkformationen) wäre die Mannigfaltigkeit einzelner Zonen und Teileinheiten der Alpen nicht ausgedrückt. Die Entwicklungsstadien, aufgestellt je nach dem Typ einzelner Fazieskomplexe, sollen deren Füllung und Unterschiede vor allem in horizontaler Richtung (im Rahmen einzelner Zonen) charakterisieren. Bei der Wahl der am besten geeigneten Phänomene und Kategorien gelangten wir zur Ansicht, dass die Auswahl der Fazieskomplexe, durchgeführt lediglich je nach ihrem paläogeographischen Charakter, oft ziemlich einseitig und nicht vollständig wäre. Darum haben wir „Fazieskomplexe“ eingeführt, durch welche der Typus des Sedimentationsmilieu, aber auch ihre Rolle bei der Ausbildung des tektonischen Stils der tektonischen Einheiten näher bestimmt sind; wir haben sie daher als Tektonogruppen benannt.

Tektonogruppen sind reale Phänomene, die eigentlich zwei Seiten des Problems abspiegeln: a) dynamische Entwicklung (paläogeographischer Typ) und statische, Struktur (tektonischen Stil). Diese doppelte Aufgabe erfüllen in Gebieten mit einfacherem Bau Phänomäne, die viel grössere Komplexe — was die Zeitspanne und räumliche Ausdehnung anbelangt — vereinigen, und zwar die Strukturstufen.

Bei der Ausnützung des Alters der Deformationen und der stadialen Entwicklung als Faktoren der Zeit und der Tektonogruppen als Faktor der lithologischen Füllung und Zeiger des tektonischen Stils stützt sich die tektonische Karte auf die Grundkategorien, die einen bestimmten Zweck, Ziel verfolgen. Keinesfalls soll dies ihre Schwäche sein; im Gegenteil wir halten dies für ihren Vorteil. Das wesentliche ist dabei, dass uns die gewählten Mittel die Charakterisierung, bzw. Aufzeichnung der tektonischen Elemente, deren Morphologie und Entwicklung, und damit der wesentlichsten Bauformen (Baurisse) des betreffenden Gebietes und seiner Entwicklung ermöglichen.

Geologisches Institut D. Štúr's, Bratislava

SCHRIFTTUM

- [1] Bogdanov A. — Muratov M. — Chatskij N., 1964: Tectonic of Europe. Explanatory note of the international tectonic map of Europe. Scale 1:2,500,000. Moscow. —
- [2] Bogdanov A. A. — Gamgrelidze P. D. — Muratov M. M. — Chain V. E., 1966: Ob izobraženii tektoničeskich osobenostej strojenija i razvitija Alpskoj skladčatoj oblasti na vtorom izdании Tektoničeskoj karty Evropy. Geotektonika 1966/2. Moskva. —
- [3] Andrusov D., 1965: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. Verhandlungen der Geol. Bundesanstalt. S. H. G. 1965, Wien. — [4] Clar E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verhandlungen der Geol. Bundesanstalt, Wien. — [5] Dumitrescu I. et. com., 1962: Memoire a la carte tectonique de la Roumanie. Anuarul comitetului geologic. Institut geologic. vol. XXXII. Bucuresti. — [6] Gaertner H. P., 1966/2: Tektonika vostočnych Alp i nekotoryje predloženiya k legende tektoničeskich kart. Geotektonika, Moskva. — [7] Krumbein W. C. — Šloss L. L., 1956: Stratigraphy and Sedimentation. San Francisco, California. — [8] MaheI M., 1965a: Die Grundmerkmale des alpin-karpatischen Systems und die Besonderheiten der Westkarpaten. Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava. — [9] MaheI M. et com., 1967: Regionální geologie ČSSR. — Západní Karpaty. Praha. [10] MaheI M., 1966: Osnovnyje čerty strojenija Zapadnych Karpat. Geotektonika 1966/5. Moskva. — [11] Muratov M. V., 1964: Etapy i stadii rozvitija geosynkлинаlnych skladčatych oblastej. Meždunarodnij geol. kongres XXII. Doklady sovjetskich geologov, Moskva. — [12] Prey S., 1965: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluss an Exkursionen in die Westkarpaten. Verhandlungen der Geol. Bundesanstalt, Wien. — [13] Tollmann A., 1963: Ostalpensynthese. Wien. — [14] Tollmann A., 1965: Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? Geol. sborník XVI/2.

VLADIMÍR ZOUBEK

**ZUR DARSTELLUNG DES PRÄKAMBRIUMS AUF DER TEKTONISCHEN
KARTE DES KARPATO-BALKANISCHEN GEBIRGES
UND DER NACHBARGEBIETE****Grundsätze**

Der Vorschlag der Legende für präkambrische Komplexe geht aus folgenden Vorstellungen hervor, die sich meistens den Betrachtungen und Darstellungen der „Tectonic Development of Czechoslovakia“ 1960 (den von Máška und Zoubek bearbeiteten Artikeln) anschliessen.

(1) Wie alle Karten, wird auch unsere Karte gewissermassen ein Kompromis zwischen den Wünschen und Möglichkeiten bleiben. Was auf der Karte dargestellt werden soll und kann, hängt nicht nur von den gegebenen Tatsachen, sondern auch von dem Maßstab der Karte ab. Die Auswahl der Tatsachen wird dabei nicht nur von deren Anzahl und Wichtigkeit im Rahmen einzelner Grosseinheiten (Orogene), sondern auch von der Anzahl der in der Karte wiedergegebenen orogenetischen Systeme wesentlich beeinflusst. Wenn auf der tektonischen Karte Europas (1:2 500 000) das Neo-, Meso-, Paläo- und Ureuropa in mehreren Teilgebieten und Entwicklungen vorkamen, so war es nötig die präneoiden Einheiten der alpinen Faltungszonen stark vereinfacht abzubilden, wobei die Eingliederung der betreffenden präneoiden Komplexe ins neoiden Orogen in der ersten Reihe zu veranschaulichen war. Nun wird die Anzahl der Grosseinheiten in unserer Karte wesentlich beschränkt und die Abgrenzung der neoiden Faltungszone vom Vorland tritt bereits topographisch klar hervor. Dies erlaubt, die Darstellung der präneoiden Einheiten viel mannigfaltiger ausspielen zu lassen, ohne dabei deren Zugehörigkeit zum neoiden Orogen verloren geht.

Die neoiden Entwicklung hängt mit der vorneoiden zusammen. Die Grundlagen der ganzen späteren Entwicklung sind zum beträchtlichen Maße durch Formung der Erdkruste in den ältesten, präkambrischen Epochen gelegt worden, wenn auch der Charakter dieser Abhängigkeit meistens noch nicht genau bekannt ist. Aus diesem Grunde wird es vorgeschlagen, die präkam-

brischen Grundeinheiten verschiedenen Alters und verschiedener Entwicklung in der Karte zu unterscheiden.

(2) Die sedimentäre, tektonische und thermische (metamorphe, plutonische) Entwicklung des variszischen und alpinen Europas, Meso- und Neo-Europas, ist vor allem durch höhere innere Mobilität charakterisiert. Das gilt für alle Zeitabschnitte der geologischen Geschichte beider Gebiete, mit Ausnahme der nachvariszischen Platformetappe für Mesoeuropa. Dies erschwert, und manchmal ganz verhindert, die Anwendung von üblichen strukturellen, geochronologischen und zum Teil auch lithologisch-faziellen Kriterien für die Abgrenzung der einzelnen prävariszischen Grundetappen der tektonischen Entwicklung. Trotzdem wird es vorgeschlagen, auch im Präkambrium die einzelnen Etappen der tektonischen Entwicklung zu unterscheiden, die stratigraphisch den Hauptgruppen oder, womöglich den Gruppen* hinsichtlich der vertikalen tektonischen Gliederung — also im Sinne der Legende der tektonischen Karte Europas 1:2 500 000 (1964) — den strukturellen Etagen bzw. Stufen entsprechen. Bei ihrer Abgrenzung ist es möglich, versuchsweise Analogien mit den Zeitgrenzen anzuwenden, die in konsolidierten Gebieten (Schilden) definiert worden sind, wenn auch diese Analogien auf indirekten Indizien gegründet und daher diskutabel sind.

Es sind Etappen, die in den präkambrischen Schilden durch folgende Tektogenesen datiert sind: Kaledonische bzw. variszische (paläozoische) Etappe — assyntische (baikalische) Faltung 600 ± 50 Mil. J.; assyntische (jungproterozoische) Etappe — Hudson (penokeaner, karelische) Faltung 1700 ± 150 Mil. J.; karelische (altproterozoische) Etappe — Kenoran-Faltung $2\ 500 \pm 150$ Mil. J.; Archaikum; evtl. noch dazwischen Grenville-Revolution ($1\ 100 \pm 150$ Mil. J.), die in manchen Gebieten die jungproterozoische Etappe auf zwei Abschnitte (Gruppen) teilt.

(3) Ähnlich wie in späteren Zeitabschnitten, ist es auch im Präkambrium möglich „Tektofazien“ zu unterscheiden, deren Charakter und Entwicklung gewissermassen die synsedimentären tektonischen Bewegungen in den Sedimentationsräumen und ihren Vorländern abbildet.

(4) Auch der initiale (geosynklinale) Vulkanismus hat in einzelnen historischen und auch regionalen präkambrischen Einheiten einen spezifischen Charakter, der die damaligen tiefkrustalen bis subkrustalen Verhältnisse (= über die Tiefenzonen der Entstehung der betreffenden Magmen) anzeigt. Deswegen ist es notwendig seinen Eigentümlichkeiten eine besondere Aufmerksamkeit zu widmen.

(5) Von besonderer Bedeutung ist in den präkambrischen Komplexen der Metamorphismus. Nun ist in mobilen Gebieten Meso- und Neoeuropas der

* Terminologie nach der Kopenhagener Konvention 1960.

polymetamorphe Charakter präkambrischer Komplexe besonders betont. Die zeitliche Einreihung der metamorphen Prozesse in einzelne Etappen wird daher noch lange zu einem beträchtlichen Teil hypothetisch bleiben. Jedoch erscheint es auch in diesem Falle fruchtbar, auch bestimmte begründete Vorstellungen zur Darstellung zu bringen. Beim gegebenen Maßstab und derzeitigen Stadium unserer Kenntnisse ist es notwendig, sich dabei auf die elementären Haupttypen der Metamorphose zu beschränken.

(6) Migmatite* als Zeichen eines erhöhten Grades der inneren Beweglichkeit (Mobilität), der durch wesentliche Beteiligung der fluiden Phase zu Stande kommt, sind auf der Karte darzustellen. Vom tektonischen Standpunkt aus sind die synkinematischen (= primorogenen, mit der Regionalmetamorphose eng verbundenen) Migmatite von den postkinematischen (= spätorogenen, im Vergleich mit der Regionalmetamorphose wesentlich jüngeren) streng zu unterscheiden. In den präkambrischen Komplexen der mobilen Zonen gehören die beiden Migmatisationsformen gewöhnlich auch ganz anderen geotektonischen Zyklen an.

(7) Eine besondere Bedeutung gehört in präkambrischen Komplexen den Plutoniten, deren Zusammenhang mit der Grosstektonik immer klarer hervortritt. Im Meso- und Neoeuropa handelt es sich meistens um variszischen und neoiden Plutonismus; nur einen kleinen Teil der Plutonite kann man in präkambrische Etappen einreihen. Die Entstehung und stoffliche Mannigfaltigkeit auch der variszischen Plutonite Meso- und Neoeuropas sind mit der vertikalen und horizontalen Differenzierung präkambrischer Komplexe eng verbunden, die auch die Hauptstelle ihrer Entstehung und Platznahme sind. Die bleibende Realität des Begriffes „Strukturstufe“ ist unter anderem auch auf der engen Verbindung des Plutonismus mit bestimmten Struktur-niveaus gegründet.

(8) Wegen ihrer tiefentektonischen Bedeutung sollten die Ultrabasite als „Gesandten“ vom Reiche des oberen Erdmantels deutlich abgebildet werden, auch wenn ihre Dimensionen unter den Kartenmaßstab fallen.

Bemerkungen zur Definition einzelner präkambrischer Einheiten und deren graphischen Darstellung

Im Vorschlag der regionalen und vertikalen Gliederung des Präkambriums unserer Karte kann man am besten vom Vorland ausgehen, da auf diesem

* Der Termin wird da im ungenetischen Sinne angewendet, als Bezeichnung der aus den räumlich deutlich getrennten melanokraten und leukokraten Komponenten (Paleosom — Neosom, Substrat — Metatekt) bestehenden Gesteine, ungeachtet, ob diese stoffliche Differenzierung von eigenem Stoffhaushalt (= metamorphe Differenziation) oder durch Stoffzufuhr (= Injektion, Imbibition) verursacht wird.

Hintergrund die Eigentümlichkeiten des Präkambriums der neoiden Zone besser zum Vorschein kommen.

Das Moldanubikum wird verschiedenartig interpretiert — entweder als altproterozoische (karelische) Strukturstufe (älter als das Riphäikum—Jungproterozoikum—Brioverien—„Algonkium“ s. s.), oder als unterschiedliche Fazies der riphäischen Gruppe, oder der untere Teil des Proterozoikum, der durch keine Tektogenese von dem oberen Teil getrennt ist. Jedenfalls hat diese Einheit auch vom Standpunkt der neoiden tektonischen Zone eine grosse Bedeutung. In der alpidischen Zone fehlt das Moldanubikum in seiner typischen Entwicklung; im Gegenteil bilden seine Massive in der Böhmisches Masse, in den Vogesen, im Schwarzwald, im französischen Zentralmassiv, im Kristallin der Iberischen Halbinsel, vielleicht auch in der Rhodope feste Vorlandblöcke — eine Art der Kieferklemme der neoiden Faltungszone. Deswegen wird es vorgeschlagen, das Moldanubikum deutlich vom übrigen Präkambrium zu unterscheiden, wie es in den früheren tektonischen Karten verwirklicht worden ist. Als seine Leitmerkmale kann man die Granulitformation (resp. leptynitische Formation), die beträchtliche und ziemlich gleichmässige Verbreitung der Ultrabasite, das häufige Auftreten der pyropführenden Serpentine, sowie auch der durbachitischen und charnockitischen Typen von variszischen Plutoniten betrachten. Man kann jedoch nicht die Möglichkeit ausschliessen, dass in der alpino-karpatischen Zone (z. B. in den tiefsten Struktur-niveaus der südlichen Karpaten) das stratigraphische Äquivalent des Moldanubikums in einer anderen Fazies vertreten ist.

Jungproterozoikum der Böhmisches Masse. — *Merkmale*: die polyzyklische Entwicklung, in der \pm rein terrigene Formationen mit vulkanogenen und biogenen, bzw. chemisch-biogenen karbonatischen, bituminösen + eisensulphidreichen [= euxinischen] und kieseligen Ablagerungen wechseln. Stellenweise ist die jüngste flyschartige Subetappe gut ausgeprägt, die durch häufige polymikte Konglomerate und gebänderte Sedimente des „Eokambriums“ als einer Übergangsformation zwischen dem Proterozoikum und Kambrium charakterisiert ist. — *Die Beziehungen zu älteren und jüngeren Entwicklungsstadien*: wahrscheinliche Existenz der älteren „moldanubischen“ (altproterozoischen?) Serie im Liegenden, ohne typische Transgression; aufliegendes, oft fein zergliedertes, faziell sehr veränderliches Paläozoikum, in mehr konsolidierteren Gebieten mit einer ausgeprägten transgressiven Basis (z. B. Barrandien), in stark mobilen Gebieten ohne ausgeprägte Transgressionsgrenze (z. B. erzgebirgisch-thüringische Zone). Vorläufige geochronologische Abschätzung: $1\ 700 \pm 150$ (oder 1100 ± 150) bis 600 ± 50 Mil. J.

Zu diesem Typ kann man das ganze übrige nichtmoldanubische Präkambrium der Böhmisches Masse und einen grossen Teil des Präkambriums der westeuropäischen Horste reihen; von den Gebieten ausser dem Rahmen unserer

Karte ist es der Odenwald, das Armorikanische Massiv ausser Pentévrien, manche Teile des französischen Zentralmassivs, wahrscheinlich auch ein Teil des Schwarzwaldes und der Vogesen, u. a. (Ähnliche charakteristische Grundmerkmale hat das Präkambrium von Dobrudscha, das man also auf dieselbe Art darstellen kann, wenn auch es sich wahrscheinlich nicht um dieselbe präkambrische tektogene Zone handelt).

Das Präkambrium der Westkarpaten (und der Alpen). — *Grundmerkmale*: die im Vergleich mit dem vorigen Gebiet mehr homogene, mehr eintönige Entwicklung, die vorläufig keine Möglichkeit einer Einteilung in einzelne Etappen (Zyklen) bietet; der verhältnismässige Mangel an einer euxinischen Fazies und an lyditischen Gesteinen; die Seltenheit der Karbonateinlagerungen; intensiver inizialer basischer Magmatismus, meistens nur in eng beschränkten lokalen Zentren, der deswegen für eine feinere stratigraphische Gliederung unbenützbare ist. Im Hangenden: das Paläozoikum meistens vom Typus der Grauwackenzone (mit Ausnahme des Grazer Gebietes). — In den Westkarpaten ist es möglich eine mesozonal-metamorphe „Kohút“-Zone auszugliedern, die im Süden die grosse vorneoide megaantiklinoriale Struktur der „tatriscen“ Zone umsäumt. Offensichtlich handelt es sich um eine jüngere Serie, die aber höchstwahrscheinlich von der älteren tiefmetamorphen Tatra-Serie durch keine merkbare tektogene Phase abgetrennt ist. Das Kohút-Kristallin kann man vielleicht zeitlich (also nicht paläogeographisch-faziell) mit der „epizonalen Serie“ der Ost- und Südkarpaten parallelisieren.

* * *

Bemerkungen zur Darstellung der Ost- und Süd-Karpaten im Bezug zu den Westkarpaten. — Die grossen Fortschritte der rumänischen Geologie der letzten Jahre haben ermöglicht, im Präkambrium dieses Segmentes drei Grosseinheiten, bzw. Grundetappen (Lotrien, Alutien, Baikalien) zu unterscheiden, wie in dem Beitrage von Marcela Dessila-Codarcea wiedergegeben ist. Durch seine Merkmale nimmt das Proterozoikum der Ost- und Südkarpaten eine Übergangstellung zwischen der mehr mobilen typisch „geosynklinalen“ Entwicklung West- und Mittel-Europas einerseits, und der Plattformenentwicklung der osteuropäischen (russischen) Plattformen andererseits ein; das äussert sich auch in einer höheren Konsolidation dieses Segmentes der alpino-karpatiscen Zone im variszischen und neoideen Zeitabschnitt (ärmere Entwicklung der paläozoischen Sedimentation = kein „Grauwackenzonekomplex“; geringere Intensität der variszischen Granitisation; eine schwächere neoide Metamorphose). — Die grossen faziellen Unterschiede machen bei dem heutigen Stand der Kenntnisse jeden Versuch um Parallelisierung einzelner präkambrischen Gruppen (Strukturetagen) in dem westkarpatiscen-ostalpinen und im ostkarpa-

tisch-südkarpatischen Raum rein spekulativ. Deswegen sollten die Etappen (Strukturetagen) der beiden Grossgebiete durch einen etwas anderen Farbton (z. B. „preussisch blau“ für Westkarpaten, Cobaltblau für Ost- + Süd-Karpaten) bezeichnet werden, wobei die sukzessiven Etappen in den beiden Grossgebieten durch abgestufte Intensität desselben Farbtones ausgeprägt werden sollten, wie es z. B. auf der tektonischen Karte der ČSSR 1:1 000 000 (1960) dargestellt worden ist.

ZDENĚK ROTH

**DIE STRUKTURELLEN BEZIEHUNGEN IN DER GRENZZONE ZWISCHEN
DEN ALPEN UND KARPATEN****Einleitung**

Die tektonischen Strukturen, die die Grundlage der orographischen Großformen der Alpen und Karpaten bilden, sind ein Teil der alpinen orogenetischen Zone, die während des jüngeren Mesozoikum entstanden ist. Es kann nicht im geringsten daran gezweifelt werden, daß die Westkarpaten in den Ostalpen ihre Fortsetzung haben. Der direkte Zusammenhang dieser Einheiten ist in vielen Fällen geologisch, geophysikalisch sowie auch durch Tiefbohrungen bewiesen.

**Die gegenseitigen Beziehungen der Alpen und Karpaten an der Grenze der
äußeren und inneren alpin-karpatischen Zone**

Diese Grenze bildet eine der wichtigsten Strukturelemente der Alpen und Karpaten; ihr Verlauf ist auch unter dem Neogen des Wiener Beckens ziemlich gut bekannt. In den Westkarpaten entspricht sie der inneren¹ Grenze der Klippenzone. Sie verläuft von Myjava nach Senica, Štefanov, Veľ. Leváre, über den nördlichen Rand von Deutsch Wagram (T. Buday — V. Špička 1965) in den NW-Teil Wiens (R. Janoschek — H. Küpper — E. J. Zirkel 1956), weiter dann zum südlichen Rande der pieninischen Klippenzone (St. Veit-Lainzer Tiergarten; S. Prey 1960) und von hier nach Westen als die Aufschiebungszone des Ostalpin auf die äußere Zone der Ostalpen.

Diese längsverlaufende interne alpin-karpatische Grenze verläuft parallel mit den Strukturen der äußeren Alpen- und Karpatenzone. Die Strukturen der inneren alpin-karpatischen Zone enden stellenweise an dieser Grenze diagonal (Z. Roth 1965a). In morfotektonischer Sicht gehört sie daher der äußeren alpinkarpatischen Zone. In den Westkarpaten wird sie entlang der Außenseite

ihres Bogens durch die pieninische Klippenzone umsäumt. Die Klippenzone stellt einen antiklinorialen Durchbruch des mesozoischen Liegenden durch das Paläogen des inneren Teils der Magura-Deckengruppe dar. Sie entstand als das Ergebnis einer rückschreitenden Überschiebung der äußeren Karpaten auf den zentralen westkarpatischen Block. Sie begann sich stellenweise als Kordillere während der iaramischen Bewegungen vor dem damals individualisierten zentralen Block zu bilden (E. Hanzlíková — Z. Roth 1965; Z. Roth 1966) und wurde durch die rücklaufende Aufschiebung während der jüngsten tertonischen Bewegungen beendet.

Der strukturelle Charakter der Grenze zwischen der inneren und äußeren alpin-karpatischen Zone ändert sich in W—O-Richtung in qualitativer Hinsicht. Nach S. Prey (1964) ist das Ostalpin auf eine Entfernung von mehr als 25 km auf die Flyschzone der Ostalpen überschoben. Diese Überschiebung weist ein nachgosauisches Alter auf (S. Prey 1965a, S. 100). In der Westslowakei (in der Umgebung von Myjava) wird die Grenze von einer rückschreitenden Überschiebung der Klippenzone auf die oberkretazeische (Gosau) und alttertiäre Ausfüllung der Brezová-Depression (Coniac — Ober-Eozän) gebildet.

Wie aus Bohrarbeiten hervorgeht, verläuft diese Depression mit der Gosau-Kreide entlang des SO-Randes der Klippenzone gegen SW unter der neogenen Ausfüllung des Wiener Beckens bis zur Linie Matzen-Aderklaa (vergl. T. Buday — V. Špička 1965). Aus der gleichen Struktur wie in der Brezová-Depression schließen wir vorläufig auf die Rückaufschiebung der äußeren alpin-karpatischen Zone auf die innere auch unter dem ganzen Wiener Becken.

Im mittleren Waagtal erreichte die Erforschung der Grenzzone zwischen den äußeren und inneren Karpaten, die meistens von den Anschwemmungen der Waag verdeckt wird, noch nicht die notwendige Genauigkeit. Das Vorkommen einer linearen Depression mit Unterburdigal kann als Anzeichen der jungen Emporhebung der äußeren Karpaten auch N der Brezová-Depression gedeutet werden.

Zwischen Zázrivá (NE von Žilina) und der tschechoslowakisch-sowjetischen Grenze weist die Berührung zwischen der äußeren und inneren Karpatenzone den Charakter einer verhältnismäßig flach nach Norden einfallenden Rückaufschiebungsfläche auf (Z. Stráník — Z. Roth 1960; Z. Roth 1960; Z. Stráník 1965). Die Amplitude dieser rücklaufenden Überschiebung der äußeren auf die innere Karpatenzone wird SE von Bardejov immer kleiner, bis sie sich in der Ukraine verliert (vergl. E. Scheibner 1963, S. 66; Z. Roth 1967).

Die neogene Überschiebung der inneren alpin-karpatischen Zone auf die äußere Zone ist ein typisches Merkmal der Ostalpen, wogegen die rückschreitende neogene Überschiebung der äußeren Zone auf die innere für die Westkarpaten typisch ist. Zu der Änderung kommt es bei Wien.

Die gegenseitigen Beziehungen der Alpen und Karpaten innerhalb der äußeren alpin-karpatischen Zone

Die äußere alpin-karpatische Zone teilt man in den Ostalpen auf die Helvetiden und die Flyschzone mit der pieninischen Klippenzone. Die Helvetiden sind auf die Alpen begrenzt, die Flyschzone mit der Klippenzone ist den Alpen und den Westkarpaten gemeinsam. Die Helvetiden bilden eine Struktureinheit, die bis in die Westalpen reicht und im Osten durch die Grestener Zone südlich St. Pölten ihre Beendigung findet (A. Tollmann 1965a, S. 107; 1965, S. 37). Die strukturellen Beziehungen zwischen der pieninischen Klippenzone (in Österreich die Klippenzone von St. Veit — Lainzer Tiergarten) zur Flyschzone sind bedeutend enger als zu den Helvetiden. Dies beweisen die Verhältnisse in den Karpaten (D. Andrusov 1938, S. 46; A. Matějka — Z. Roth 1949, S. 525).

Die pieninische Klippenzone bildet den Kern der innersten antiklinorialen Zone der Magura-Deckengruppe. Ihr komplizierter Bau wird durch die praepaläogene alpinotype Faltung ihrer mesozoischen Schichten sowie durch die frontale Lage bei dem Rückschub der äußeren Karpaten bedingt. Eine größere tektonische Selbständigkeit der Klippenzone im Rahmen der Magura-Gruppe tritt nur stellenweise zum Vorschein [z. B. im Elevationsabschnitt von Kysuca, wo die Klippenzone die ganze Weißkarpaten—Orava-Decke vertritt; Z. Roth (1965a), oder im Falle der lokal gesteigerten Intensität der Tektonik innerhalb der Magura-Gruppe; z. B. in der Ostslowakei und im Wiener Wald; siehe A. Tollmann 1965, S. 37].

Die Helvetiden

Obwohl die Helvetiden und die pieninische Klippenzone als tertiäre Struktureinheiten eine verschiedene Stellung einnehmen, weist das Mesozoikum dieser zwei Einheiten zueinander nahe lithostratigraphischen Beziehungen auf, die darauf hinweisen, daß die Schichten beider Einheiten in einem gemeinsamen Ablagerungsraum entstanden sind (A. Tollmann 1963a, S. 130).

Es handelt sich um einen Übergang der faziell isopischen Zone von einer Struktureinheit in die andere, wie man sie von mehreren Stellen in den Alpen und Karpaten kennt (z. B. die faziellen Übergänge in der Oberkreide und Paläogen zwischen der Ždánice-subsilesischen und silesischen Decke, der silesischen und Vormagura- und der Vormagura- und Rača-Decke). Die Achse des paläogenen Sedimentationsraums kreuzt sich im Wiener Wald mit der Achse des Sedimentationsraums des jüngeren Mesozoikum, die sich vom nördlichen Rand des alttertiären Troges (im Westen) auf dessen Südrand (im Osten) verschiebt (A. Tollmann 1965a, S. 37). Obwohl sich also einige stratigraphischen Glieder des Mesozoikum der Helvetiden in der pieninischen

Klippenzone verfolgen lassen, setzen die Helvetiden in den Karpaten strukturell nicht fort. Eine faziell-stratigraphische Einheit gehört dabei zwei Struktureinheiten an.

Decken-Aequivalente der äußeren Westkarpaten in den Ostalpen

Die äußerste Deckengruppe der äußeren Karpaten in Mähren ist die parautochthone Randgruppe (Z. Roth 1965a), welche mit Pouzdřany-Decke im Thayatal in Mähren gegen SW endet. Ihre strukturelle Fortsetzung nach Österreich ist nicht erwiesen. Sie wird mit der Vorlandmolasse faziell verglichen (I. Cicha et al. 1965, S. 100). Strukturell entspricht die Pouzdřany-Decke eher der subalpinen Molasse (D. Andrusov 1961).

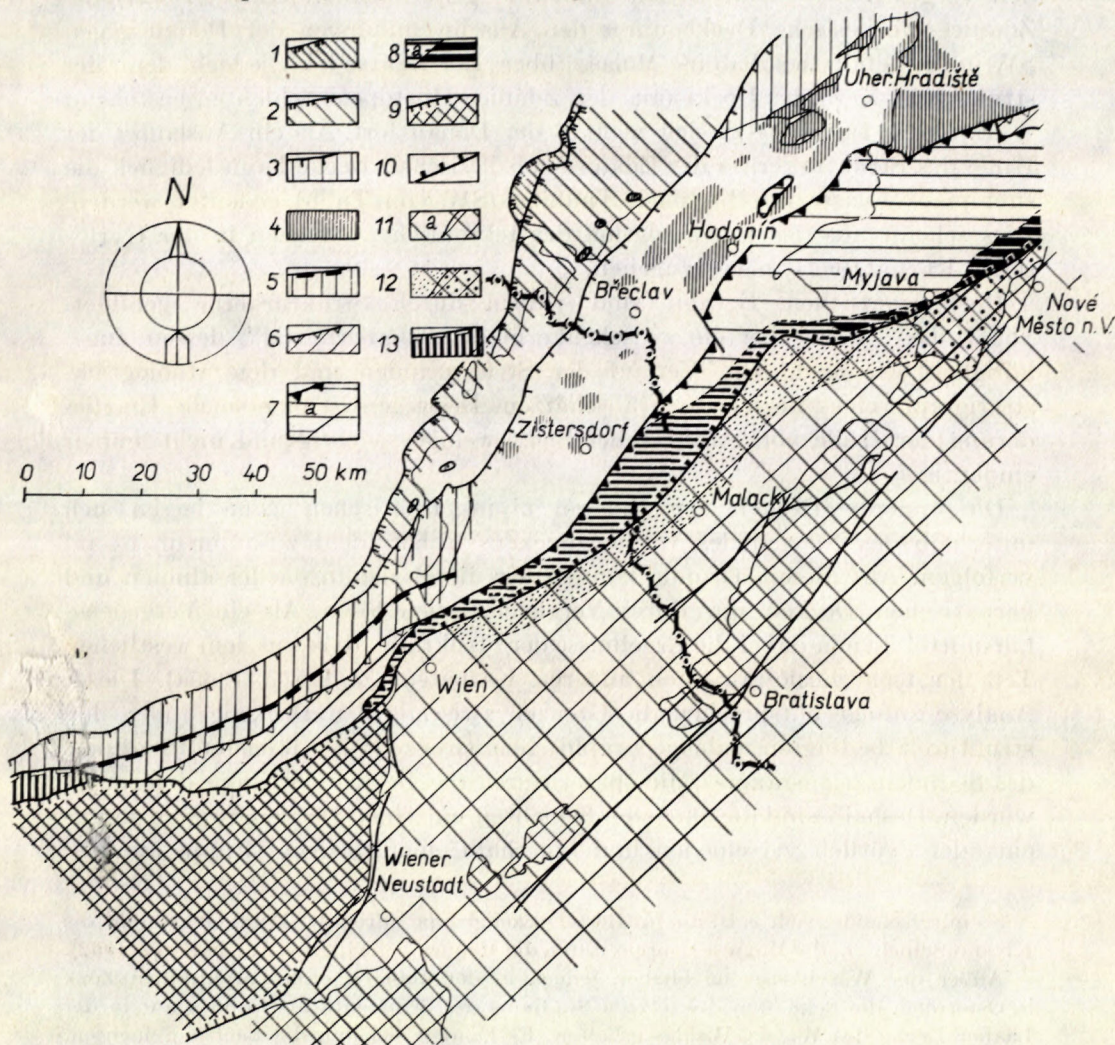
Aus der ČSSR läßt sich nach Österreich die Ždánice-subsilesische Decke direkt verfolgen. Die Waschbergzone, die die äußerste Deckeneinheit der Karpaten in Österreich bildet, ist ein Teil der Ždánice-subsilesischen Decke, und zwar ihres Pavlov-Waschberger Abschnitts (E. Hanzlíková — Z. Roth 1963). Sie wird von jurassischen bis miozänen Schichten aufgebaut, die vom ursprünglichen Untergrund tektonisch abgetrennt wurden (I. Cicha et al. 1965; R. Grill 1964). Während sie in Mittel-Mähren Sedimente eines einzigen Sedimentationszyklus (Oberkreide-Aquitán) enthält, kommen in ihr in Südmähren und Österreich Sedimente von vier Sedimentationszyklen (Jura; Unter- u. Mittelkreide; Senon-Obereozän; Mitteloligozän-Mittelmiozän) vor. Die Lücke an der oberen Grenze der Menilit-Schichten macht sich in Mittel-Mähren stellenweise durch eine Ablagerungsunterbrechung und im Fehlen des Chatt bemerkbar. Im S-Teil dieser Decke erreicht die Lücke wahrscheinlich einen größeren Ausmaß (Obereozän-Aquitán) (R. Grill — Kapouněk 1964; Z. Roth et al. 1967).

Mit der wachsenden Anzahl und Größe der Hiäte in NO-SW-Richtung und mit Verkleinerung der Vorkommengebiete der obereozänen Menilit-Schichten [die typisch für die mittlere (Krosno-) Gruppe der äußeren Karpaten sind, zu der bestimmt auch die Ždánice-subsilesische Decke gehört], nimmt die Schichtenfolge der Ždánice-subsilesischen Decke in dem Pavlov-Waschberger Abschnitt (s. der Thaya) einen paraautochthonen Charakter an (vgl. auch die gegen SW anwachsende Ähnlichkeit der Ždánice-Hustopeče-Schichten zur Molasse). Das untere Senon, Turon und der Jura, die dem Turon, dem Unterseanon und dem Jura des Pavlov-Waschberger Deckenabschnitts ähneln, kommen hier auch im autochthonen Vorland vor.

Eine ähnlich gegen SW anwachsende fazielle Konvergenz mit der vorgelagerten (Ždánice-subsilesischen) Einheit ist aus dem SW-Teil der silesischen Decke W von Rožnov p. R. bekannt (B. Zahálka 1927; A. Matějka 1949; Z. Roth — Z. Stráník 1959; E. Hanzlíková — Z. Roth 1963). Diese fazielle

Fig. 1. Ein Schema der gegenseitigen Beziehungen der ostalpinen und westkarpatischen tertiären Deckeneinheiten

Mit Hilfe der Karten von H. Vettters (1936), R. Grill (1962), T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1966), u. a. zusammengestellt von Z. Roth (1966).



Erläuterungen: 1 — Die Pouzdřany-Decke, 2 — Die Ždánice-subsilesische Decke, 3 — Die Rača-Decke und die Greifensteiner Decke (die Kreideschichten und die untere Abteilung der Paläogen-Schichten), 4 — Die Rača-Decke (die Zlín-Schichten und Steirberger Flysch), 5 — Die Kahlenberger Decke, 6 — Die Laaber Decke und die Bystrica-Decke, 7 — Die Weißkarpaten-Orava-Decke (a - an der Erdoberfläche), 8 — Die pieninische Klippenzone (a — unter der neogenen Überdeckung), 9 — Die tertiäre nordalpine Großeinheit, 10 — Die Rückaufschiebung der äußeren Karpaten, 11 — Die tertiäre alpin-karpatische zentrale Großeinheit (a — unter dem Neogen), 12 — Die zentralkarpatischen Gosau- und Paläogen-Schichten, 13 — Die Helvetiden (die Grestener Zone).

Konvergenz steht mit unserer paläogeographischen Rekonstruktion (Z. Roth 1963; E. Hanzlíková — Z. Roth 1965) in gutem Einklang.

In Übereinstimmung mit der faziellen Konvergenz einzelner Decken mit den vorgelagerten strukturellen Einheiten geht nach R. Grill (1962a) die Ždánice-subsisilesische Decke unter den Anschwemmungen der Donau gegen SW in die gefaltete subalpine Molasse über. Der Beweis fehlt jedoch, denn der strukturelle Kern der Decke (aus den Ždánice-Hustopeče Schichten bestehend — Z. Roth 1965a) setzt sich nicht S der Donau fort. Als ein Ausläufer der Hülle des Strukturkernes der Ždánice-subsisilesischen Decke kann lediglich die subalpine Molasse nur bis nach Tullbing (SW von Tulln) gedeutet werden. Dies scheint aus der Extrapolation der tektonischen Grenzen in der Grill'schen Karte (1962a) hervorzugehen.

Die eigentlichen Decken sind jedoch durch Strukturkerne gebildet. Die Hüllen bilden eher ein zwischenkerniges „Schmiermittel“, dessen Zugehörigkeit wir nach dem Verlauf der Strukturlinien und den lithologisch-stratigraphischen Beziehungen abschätzen. Deswegen ist eine solche Eingliederung der Hülle von struktureller Sicht weniger wichtig und nicht immer eindeutig.

Die anderen Decken der äußeren alpin-karpatischen Zone lassen sich unterhalb des Neogen des Wiener Beckens bisher nicht zusammenhängend verfolgen. Aus diesem Grunde können wir die Beziehungen der alpinen und karpatischen Decken nur durch Vergleichstudien lösen. Als ein Vergleichshilfsmittel dienen dabei die Ergebnisse der Strukturanalyse aus dem westlichen Teil der tschechoslowakischen äußeren Karpaten (Z. Roth 1965a). Dieser Analyse zufolge entsprechen die Grenzen zwischen den Deckengruppen den strukturell bedingten paläogeographischen Grenzen des jüngsten Stadiums des Sedimentationsraumes, die später durch die Deckenbewegung deformiert wurden. Deshalb sind die jüngsten Schichten einzelner Deckengruppen gegeneinander deutlich verschieden und innerhalb einer einzigen Gruppe ähnlich.

So unterscheidet sich z. B. die mittlere Deckengruppe durch die Menilitschichten, die Krosno-Schichten, die Magura-Gruppe durch die Magura-Schichten s. 1. (Z. Roth 1962).

Außer der Waschbergzone blieben jedoch in der äußeren alpin-karpatischen Zone in Österreich die Schichten des letzten Stadiums des Sedimentationsraumes nur in der Laaber Decke des Wiener Waldes erhalten. Es handelt sich um die Laaber Schichten, die bis ins Miozän hinaufreichen (R. Grill 1962a; R. Grill — J. Kapouněk 1964).

Nach dem Charakter und dem Alter bilden die Laaber Schichten einen Teil des Paläogen der Magura-Gruppe, nicht jedoch der zentralen Gruppe. Zu dieser Schlußfolgerung kam schon G. Götzinger (1945) und S. Prey (1965). Aus den bisherigen Vergleichen geht hervor, daß die Laaber Decke und die pieninische Klippenzone, die auf sie vom Süden aufgeschoben ist, Glieder der Magura-Deckengruppe, während die Waschbergzone ein Glied der zentralen (Krosno-Menilit) Gruppe sind. Strittig bleibt die Zugehörigkeit der Greifensteiner und Kahlenberger Decke.

Nach G. Göttinger (1945) sind beide ebenfalls ein Glied der Magura-Gruppe. S. Prey (1965a) erwägt jedoch die Eingliederung der Greifensteiner Decke zur silesischen Decke. Die Kahlenberger Decke hält er für eine ausschließlich ostalpine Einheit.

Vergleich der alpinen und karpatischen Decken fußt gewöhnlich auf tektonischen Beziehungen der Decken zu ihrer Umgebung und auf lithologisch-stratigraphischen Ähnlichkeiten. Die tektonischen Beziehungen sind infolge der Spaltung und Auskeilung der Decken nicht eindeutig. Auch die lithostratigraphische Ähnlichkeit eines Teils der Schichtenfolge kann nicht immer als ein Beweis der tektonischen Zusammengehörigkeit aufgefaßt werden. Der diagonale Verlauf der Strukturen zur Achse des früheren Sedimentationstrogens ist in den Alpen und Karpaten keine Seltenheit (L. U. de Sitter 1960, S. 332; A. Lombard 1964, Z. Roth 1957 usw. Siehe z. B. das oben angeführte Verhältnis der Helvetiden zur pieninischen Klippenzone.).

Die lithostratigraphische (A. Matějka — Z. Roth 1949, 1956) und tektonische Analyse (Z. Roth 1965a) der äußeren Karpaten, in denen man die Decken durchlaufend auf eine große Entfernung verfolgen kann, zeigt, daß es auch innerhalb einer Decke zu faziellen Veränderungen kommt und daß sich diese Änderungen in der inneren Struktur der Decke wesentlich geltend machen (z. B. die regionalen Strukturkernänderungen).

Für den Vergleich der alpinen mit den karpatischen Decken ist die Feststellung wesentlich (Z. Roth 1965a), daß es zweierlei Beziehungen zwischen der Lithostratigraphie und der Begrenzung einer Decke gibt: 1) Die Decke formt sich um einen Strukturkern herum. Den Kern bilden die relativ kompetentesten Teile der in den Deckenbau eingezogenen Schichtenfolge auf. Der Kern trennt sich infolge einer disharmonischen Durchbewegung der Schichtenfolge bereits am Anfang der Deckenbewegungen von seiner Hülle ab. Während der späteren Deckenbewegungen kommt es zur inneren Kerndifferenzierung und zwar wieder nach der relativen Kompetenz seiner Bestandteile. *Der erste Typ der Beziehungen zwischen der Lithostratigraphie und der Begrenzung einer Decke liegt also darin, daß die Begrenzung der Decke durch den Umfang der kompetenten Lithofazies bestimmt wird.* Er drückt aus, in welcher Weise die später entstandene Struktur (Decke) mit meistens älteren Faziesverteilung innerhalb des ehemaligen Sedimentationsraums verbunden ist. *Der zweite Typ der Verbindung zwischen der Begrenzung einer Decke und der Lithofazies ihrer Sedimente gestaltet sich ebenfalls gleich am Anfang der Deckenbewegung. Es handelt sich um den Einfluß des embryonalen tektonischen Reliefs auf die Lithofazies der jüngsten (diastrophischen) Ablagerungen.*

Um die beiden Arten dieser Beziehung zu unterscheiden, ist es notwendig, aus dem lithologischen Charakter der betreffenden Schichtenfolge den Anfang der tektonischen Hauptbewegungen zu bestimmen. In der zentralen Deckengruppe der äußeren Westkarpaten macht sich der Anfang der Bewegungen im

Ober-Eozän, in der Magura-Gruppe im Mittel-Eozän bemerkbar (Z. Roth 1966).

Die innere Grenze des Paläogen der Magura-Gruppe verläuft auf dem tschechoslowakischen Gebiet unter dem transgredierenden Neogen des Wiener Beckens, ungefähr auf der Linie Unín- Sv. Jur. Die äußere Grenze der Magura-Gruppe wurde schon vor der Transgression des Ober-Burdigal durch die Erosion stark gegliedert (Z. Roth 1965a, S. 71). Als zusammenhängender Untergrund des Neogen kommt die Magura-Gruppe in Südmähren erst östlich der Schrattenberger Senkungszone vor (T. Buday in J. Kalášek et al. 1963). Im westlicher liegenden Gebiet bildet sie nur durch die Erosion isolierte Deckschollen (vor allem in der inneren antiklinorialen Zone der Ždánice-subsilesischen Decke; A. Matějka — F. Chmelík 1956).

Der NW-Rand der Magura-Gruppe wurde in Südmähren durch Bohrungen bis nach Lednice verfolgt, wo unter dem Neogen des Wiener Beckens die Überschiebung der Rača-Decke auf die Ždánice-subsilesische Decke nachgewiesen werden konnte (T. Buday — E. Menčík — V. Špička 1966, S. 304). Die Schrattenberger Abschiebungszone die in Südmähren im Liegenden des Neogen das Hauptgebiet der Rača-Decke gegen NW begrenzt, streicht nach Österreich über Poysdorf in die westliche Umgebung von Mistelbach (R. Grill — J. Kapouněk 1964, Taf. I). Die „Auspitzer Mergel“ (d. h. die Ždánice-Hustopeče-Schichten der Ždánice-subsilesischen Decke) treten jedoch in diesem Gebiet bereits auch südöstlich von dem Schrattenberger Bruch zwischen Großrußbach und Niederleis zu Tage. In dem letztgenannten Gebiet schwimmen auf ihnen die Deckschollen von dem Greifensteiner Sandstein mit den bunten eozänen und paläozänen Schiefertönen (R. Grill 1962a). Dies beweist vollauf die neuere Erklärung der strukturellen Rolle der Schrattenberger Bruchzone in der Magura-Gruppe (Z. Roth 1965a). Auch in der Rača-Decke bei Lednice kommen nach Z. Stráník und M. Eliáš (1957, S. 167) bis einige zehn Meter mächtige Lagen gröber bis feinkörniger Sandsteine (die Soláň-Schichten) mit einer paläozänen Mikrofauna vor. Sie werden von bunten Schiefertönen des unteren und mittleren Eozän begleitet. Die Sandsteine der Soláň-Schichten in S-Mähren (M. Eliáš 1961, S. 235, 238) und die Greifensteiner Sandsteine (H. Wieseneder 1962) stehen sich auch in petrographischer Hinsicht nahe.

Die tektonischen sowie stratigraphischen Verhältnisse bei Lednice und in der südlichen Umgebung von Mistelbach ähneln sich sehr. Es läßt sich daraus folgern, daß der Greifensteiner Sandstein ein Glied der Magura-Gruppe ist und den Soláň-Schichten der Rača-Decke entspricht. In seiner Begleitung treten südlich von Großrußbach die Altlenzbacher Schichten (Oberkreide) auf. Diese begleiten ihn auch in der Greifensteiner Decke im Wiener Wald (R. Grill — J. Kapouněk 1964). Bei Oberrohrbach (östlich von Stockerau) tritt unter den Altlenzbacher Schichten bereits die ältere Kreide der Greifensteiner Decke auf (R. Grill 1962a). In dieser Hinsicht betrachtet, sind auch die Altlenzbacher und älteren Schichten der Greifensteiner Decke ein Glied der Rača-Decke und der Magura-Deckengruppe.

Diese Ansicht kann auch durch andere Unterlagen ergänzt und untermauert

werden. Während in der Waschbergzone, die ein Glied der zentralen Deckengruppe der äußeren Karpaten darstellt, ein Übergang zwischen der Oberkreide und dem Paläogen nachgewiesen wurde (R. Grill — J. Kapouněk 1964), in der Magura-Gruppe der mährisch-slowakischen Karpaten (mit Ausnahme ihrer innersten Zone im Waagtal; vgl. Z. Roth 1966) besitzt das Paläozän einen transgressiven Charakter (E. Hanzlíková — Z. Roth 1963). Die tektonischen Scherlinge der älteren Unterlage sowie die Umlagerung der Gesteinsbruchstücken und der Fauna in den Paläozän-Schichten zeigen, daß es auf verschiedene Glieder der Unterlage (vom Kristallin bis in die Oberkreide gebildet) transgrediert (E. Hanzlíková — Z. Roth 1963; E. Hanzlíková 1965; Z. Roth et al. 1967). Auch in der Greifensteiner und Laaber Decke des Wiener Waldes kommt an der Kreide-Paläozän-Grenze eine Unterbrechung vor (vgl. B. Plöchinger — S. Prey 1964, S. 184). In der Kahlenberger Teildecke, die zwischen der Greifensteiner und Laaber Decke auftritt, wurde ein Übergang von der Kreide ins Paläozän vorausgesetzt (vgl. B. Plöchinger — S. Prey 1964). Er macht sich durch das Aufsetzen einer feineren Fazies des Greifensteiner Sandsteines (die sog. Gablitzer Schichten) bemerkbar. Die Umlagerung der Oberkreide-Schichten in der Magura-Gruppe in Mähren, sowie die Verhältnisse im Waagtal und in Polen, schließen die Existenz solcher Fälle nicht aus.

Der dritte Beweis der Zugehörigkeit der Greifensteiner Decke zur Rača-Decke der Karpaten betrifft die jüngeren paläogenen Schichten. Diese Frage benötigt eine ausführlichere Erklärung.

Nach Grills Beschreibung (R. Grill 1962, S. 256) und nach den typischen Aufschlüssen urteilend, die ich zusammen mit Dr. Matějka unter Begleitung von Dr. Prey im Wiener Walde bei Angsbach und Schopfengraben im Jahre 1957 besichtigen konnte, werden die Laaber Schichten (der jüngste Teil der Laaber Decke, die sicher der Magura-Gruppe gehört) meistens von harten muschelg-blättrig und muschelg-bankig zerfallenden, bräunlich (auch grünlich) grauen bis schwarzgrauen, kalkigen Tonsteinen (in bis 12 m mächtigen Lagen entwickelt) gebildet. Diese werden voneinander von bis 5 m mächtigen Lagen feinkörniger kalkiger Sandsteine und von dünnbankigen glaukonitischen Ölsandsteinen getrennt. Innerhalb der Tonsteinlagen kommen manchmal wenig mächtige Bänke sandiger, regelmäßig dunkel gestreifter Pelosiderite vor.

Die Tonsteine der Laaber Schichten sind meistens fest und dadurch den Tonsteinen der Bystrica-Fazies der Zlín-Schichten (dem sog. Mergel von Lącko) ähnlich. Die Laaber Schichten ähneln den Zlín-Schichten vor allem durch bedeutenden Glaukonitgehalt mancher Sandsteinlagen. Die obere Abteilung der Paläogenschichten der Weißkarpaten-Orava-Decke enthält dagegen die Tonsteinlagen von Lącko-Typ und Glaukonitsandsteine nur ausnahmsweise. Wir dürfen jedoch nicht vergessen, daß ein Vergleich der Laaber Schichten sowohl mit Zlín-Schichten, als auch mit den Paläogen-Schichten der Weißkarpaten-Orava-Decke erst auf die Entfernung von 100—150 km möglich ist. Auf so eine Entfernung können fazielle Veränderungen nicht ausgeschlossen werden. Wenn wir berücksichtigen, daß die zu den inneren Decken der Magura-Gruppe (Z. Roth 1962) gehörende pieninische Klippenzone im Wiener Walde auf die Laaber Decke vom Süden überschoben wurde (A. Tollmann 1965) und daß das Paläogen der zu den inneren

Decken gehörigen Weißkarpaten-Orava-Decke sich unter das Wiener Becken gegen SW stark verschmälert, können die Greifensteiner, Kahlenberger, wie auch die Laaber Decke zu den äußeren Decken der Magura-Gruppe gestellt werden, für die Zlín-Schichten (beide, Fazies) als die jüngsten Schichten bezeichnend sind.

Dabei stellt auch nach S. Prey (1965) die Laaber Decke eine Struktureinheit höherer Ordnung als die Greifensteiner und Kahlenberger Decke dar. Die letztgenannten Decken hält S. Prey hinsichtlich ihrer lithologisch-stratigraphischen gegenseitigen Ähnlichkeit (G. Göttinger 1954) für die Teildecken einer anderen Einheit. Aus diesen Gründen ist durchaus möglich die Laaber Decke mit der Bystrica-Decke, die in der Umgebung von Uherský Brod unter die Weißkarpaten-Orava-Decke taucht, gleichzustellen, und zwar auch deshalb, weil die Bystrica-Fazies der Zlín-Schichten (die besonders durch die Tonsteinlagen von Lačko-Typ charakterisiert wurde) ohne bedeutende Änderungen sich auf einige hundert Kilometer von der tschechoslowakisch-sowjetischen Grenze bis nach Uherský Brod verfolgen läßt.

Mit den Laaber Schichten wird in litho-stratigraphischer Hinsicht der sog. Steinberger Flysch (Eozän) gleichgestellt. Dieser Steinberger Flysch wird von kalkigen Tonsteinlagen und von einer kleineren Menge glaukonitischer Sandsteine aufgebaut (R. Grill 1953, S. 74; R. Grill — J. Kapouněk 1964, S. 149). Er wurde in der südlichen Fortsetzung des zentralen Teils der Rača-Decke in der Gegend von Großkrut, Wilfersdorf, Paasdorf und Mühlberg durch Bohrungen unter den neogenen Schichten angetroffen (R. Grill 1953) und bei Zistersdorf durch die Bohrung Linenberg 2 (R. Grill — J. Kapouněk 1964, S. 149) nachgewiesen. G. Göttinger (1945) vergleicht den Steinberger Flysch mit den Zlín-Schichten der Rača-Decke. Die Lage des Gebietes, in dem der Steinberger Flysch durch Bohrungen festgestellt wurde, bestätigt diesen Vergleich. Bei St. Ulrich — Hauskirchen, nördlich von Zistersdorf, wurde im Liegenden des Steinberger Flysches durch Bohrungen die sog. Glaukonit-sandstein-Serie, die R. Grill (1953) mit dem Greifensteiner Sandstein vergleicht, angetroffen.

Die Bohrung Linenberg 2 traf eine Elevation des Liegenden (unter dem transgredierenden Neogen und dicht am Steinberger Bruch) in einem Gebiet an, das wir wegen des bekannten Verlaufes der Deckengrenzen innerhalb der Magura-Deckengruppe in der ČSSR (Z. Stráník — M. Eliáš 1957; T. Buday — E. Menčík — V. Špička 1966) als Gebiet der Rača-Decke betrachten müssen. Die Schichten der Kreide und des Paläogen bilden in der Bohrung vier tektonische Schuppen. Die oberste Schuppe enthält tiefes Eozän und Paläozän mit glaukonitischen Sandsteinen, die tieferen Schuppen daneben die Altenglbacher Schichten der oberen Kreide. Im untersten Teil der Bohrung kommen paläozäne Sandsteine reich an Feldspat vor (R. Grill — J. Kapouněk 1964, S. 149). Diese Bohrung bestätigt, wie es auch aus dem vorher angeführten hervorgeht, daß die Altenglbacher Schichten zusammen mit dem Steinberger Flysch (und dem Greifensteiner Sandstein) ein Glied der Rača-Decke sind. Die große Verbreitung der Oberkreide in der Rača-Decke kann als ein Merkmal für die Ausscheidung eines neuen (Donau-) Abschnittes der Magura-Deckengruppe (Z. Roth 1965a) angenommen werden. In dieser Hinsicht kann auch die nichtbestätigte Oberkreide in einer Bohrung bei Ratiškovice (K. Urban 1964, Z. Stráník — M. Eliáš 1957, A. Matějka — Z. Roth 1956) neu interpretiert werden.

Die Vergleichsergebnisse kann man folgend zusammenfassen: Die Laaber, Kahlenberger und Greifensteiner Decken gehören wahrscheinlich alle zu den äußeren Decken der Magura-Gruppe. Die Greifensteiner Teildecke gehört zur Rača-Decke, zu der aus diesem Grunde (P. Beck-Mannagetta — E. Bräuml 1964) vielleicht der ganze westliche Teil der Ostalpinischen Flyschzone zu zählen wäre. Die Verbreitung der Kahlenberger Teildecke bleibt auf den Wiener Wald und Bisamberg begrenzt (S. Prey 1965). Auch sie ist wahrscheinlich ein Glied der Rača-Decke. Die Laaber Decke ist nur aus dem Wiener Wald bekannt. Nach ihrer Lage und dem Charakter der jüngsten (d. h. Laaber) Schichten urteilend, stellt sie vielleicht ein Äquivalent der Bystrica-Decke dar. Die pieninische Klippenzone des Wiener Waldes ist ein Repräsentant der inneren Decken der Magura-Zone.

Unsere Analyse bestätigt und weiter präzisiert die von G. Göttinger (1945) und M. Książkiewicz (1959) durchgeführte Parallelisierung. Der Vergleich der Greifensteiner und Kahlenberger Decke mit der über 20 km breiten Rača-Decke stützt sich auf die jüngeren Schichtenglieder und auf die Extrapolation (mittels Bohrungen) im Streichen auf eine Entfernung von etwa 30 km.

Die silesische Decke, in der die Kreideschichten gegen SW primär an Mächtigkeit abnehmen, endet nicht westlicher als bei Zdounky (S von Kroměříž) (E. Hanzlíková — Z. Roth 1963). Ihr Vorkommen im Wiener Walde (S. Prey 1965a) ist unwahrscheinlich. Ihre einzelnen Glieder können jedoch innerhalb anderer Struktureinheiten wieder auftauchen (ähnlich, wie die der Helvetiden in der pieninischen Klippenzone). Das kann durch einen unterschiedlichen Verlauf der älteren faziellen Zonen zu den später entstandenen Strukturen gedeutet werden.

Die größere Verbreitung der unteren und oberen Kreide in der Magura-Gruppe des Wiener Waldes und des Wiener Beckens hängt wahrscheinlich mit dem Vorgreifen der mesozoischen Sedimentation ins Vorland zusammen. Dies macht sich in einer größeren Verbreitung des Mesozoikum in der Ždánice-subsilesischen Decke, im autochthonen Vorland sowie in den Helvetiden bemerkbar.

Die gegenseitigen Beziehungen der Strukturen der Alpen und Karpaten in der inneren alpin-karpatischen Zone

Die innere alpin-karpatische Zone hatte eine viel kompliziertere tektonische Entwicklung durchgemacht als die äußere. Ihr Deckenbau entstand im besprochenen Gebiet vor dem Senon und verzeichnete eine Reihe weiterer tektonischer Veränderungen während des Neogen (vor allem während der Deckenbildung in der äußeren alpin-karpatischen Zone). Aus diesem Grunde halte

ich es bei der Vergleichsanalyse für notwendig die tertiären und die kretazischen Strukturen getrennt zu besprechen. Um den Einfluß jener auf die Kreidestrukturen ausschließen zu können, beginne ich mit der Analyse der tertiären Strukturen.

Tertiäre Großstrukturen der inneren alpin-karpatischen Zone

Der praegosauische Deckenbau in der inneren Zone der Ostalpen machte im Laufe des älteren Neogen (vor allem in der savischen Phase) weitere Deckenbewegungen durch. Demgegenüber besaßen die neogenen Bewegungen in den zentralen Karpaten keinen Deckencharakter mehr. Die Verbreitung und die Tektonik der Oberkreide (Gosau), die in dem östlichen Teil der zentralen Ostalpen auf die tieferen mittelkretazeischen Decken transgrediert, beweisen, daß das höhere Ostalpin schon am Anfang des Senon durch die Erosion von seinem Wurzelgebiet abgetrennt wurde. Während des Tertiärs kam es zu unabhängigen Weiterbewegungen des Wurzel- sowie des Stirnteils der praegosauischen Decken (A. Tollmann 1963a, S. 191—201). In westlichen Ostalpen (Engadin) und in den Westalpen waren die Verhältnisse verschieden (R. Oberhauser 1964).

Für einen Vergleich der tertiären Strukturen der inneren Zone der Ostalpen und der Karpaten ist besonders die große tertiäre Struktureinheit der nördlichen Kalkalpen wichtig. Am Anfang des Neogen kam es zu ihrer Individualisierung. Den Strukturkern dieser tertiären nordalpinen Großeinheit bildet Ostalpin, auf dem die Gosau-Oberkreide diskordant transgrediert. Während der neogenen Bewegungen verhielt sich diese Großeinheit als ein Block: Die kretazischen Strukturen innerhalb des Blockes haben sich nicht geändert (E. Clar 1965, S. 18). Im östlichen Teil der nördlichen Kalkalpen kam es bei der Gestaltung dieser tertiären Großeinheit zu einer N-S-Einengung und zur Einfaltung der Gosau-Schichten. Gleichzeitig wurde die Großeinheit als Ganzes von S nach N (A. Tollmann 1963a) auf die äußere Zone (B. Plöchinger — S. Prey 1964, S. 183) auf eine Entfernung von über 25 km überschoben. Eine gleichzeitige rückschreitende Aufschiebung der Großeinheit gegen S führte auch dort zur Einfaltung der Überreste der Gosau-Kreide, die man aus der Gegend westlich von Wiener Neustadt bis in den S-Teil des Dachstein-Massivs verfolgen kann. Andere Äußerungen der Rückbewegung lassen sich bis in die Gegend von Werfen verfolgen (A. Tollmann 1c). Die neogene N-Bewegung der Großeinheit verursachte den oberwähnten spezifischen Charakter des ostalpinen Abschnittes der Grenze zwischen der inneren und äußeren alpin-karpatischen Zone.

In den Westkarpaten konzentrierte sich die tertiäre Bewegung vielmehr auf die äußere Randseite des zentralen karpatischen Blocks, d. h. an die Grenze zwischen der äußeren und inneren Zone selbst. Gegen N schob sich die ganze innere Zone (der zentrale karpatische Block) mit der Magura-

Deckengruppe und der silesischen Decke der äußeren Zone in Front (Z. Roth 1965a; E. Hanzlíková — Z. Roth 1965).

Nur eine kleine Komponente der N-Schiebung der tertiären nordalpinen Großeinheit läßt sich auch in den Zentralkarpaten beobachten. Für ihre Äußerung halte ich die flexur- oder bruchartige SE-Begrenzung der Gosau- und Paläogen-Depression zwischen Myjava und Aderklaa (T. Buday — V. Špička 1965). Nördlich von Nové Mesto n. V. vereinigt sich auch diese Bruchgrenze mit dem NW-Rand des zentralen karpatischen Blocks. } el. block
} Posynkline

Auch die Rückaufschiebung gegen S verlegt sich von der S-Grenze der nordalpinen Großeinheit größtenteils an den NW-Rand des zentralen karpatischen Blocks. Diese Rückbewegungskomponente wurde vom S-Rand der tertiären nordalpinen Großeinheit auf den NW-Rand des zentralen karpatischen Blocks am wahrscheinlichsten durch das System der „Thermalrandstörungen“ im S-Teil des Wiener Beckens (T. Gattinger — H. Küpper 1964) abgeleitet. In dieser Bruchzone sollte demzufolge zwischen Wien und Wiener Neustadt eine neogene linke Horizontalverschiebung stattfinden. Für einen Zusammenhang der „Thermalrandstörungen“ mit der S-Bewegung der tertiären nordalpinen Großeinheit sprechen die bedeutend schwächeren Brüche in der südlichen Fortsetzung der „Thermalrandstörungen“ s. von Neukirchen (T. Gattinger — H. Küpper 1964; P. Beck-Mannagetta — E. Bräumüller 1964).

Nach den Synklinorien der postturonischen und praeneogenen Schichten (die den Einfaltungen der Gosau-Schichten innerhalb der tertiären nordalpinen Großeinheit entsprechen) ist es möglich, die rudimentäre Fortsetzung der nordalpinen Großeinheit in den Zentralkarpaten bis an den Rand der Hohen Tatra zu verfolgen. In dem etwa 40 km breiten nordwestlichen Randstreifen des zentralen karpatischen Blocks läßt sich eine flache randparallele wellenförmige Verbiegung, die mancherorts auch von randparallelen Brüchen begleitet wird, beobachten.

Nach den mit den Alpen und Karpaten parallelen Rissen kann man in der inneren alpin-karpatischen Zone zwei neogene Großeinheiten unterscheiden: (1) ist es die zentrale alpin-karpatische Großeinheit, die im O von dem zentralen karpatischen Block und im W von der zentralen Zone der Ostalpen aufgebaut wird. Die letztere befindet sich zwischen der bis heute belebten N-Grenze der Dinariden in Süden (A. Tollmann 1963a, S. 200—201) und der Rückaufschiebungsgrenze der tertiären nordalpinen Großeinheit in Norden. Die zentrale Zone der Ostalpen wurde im Neogen aufgewölbt (E. Clar 1965, S. 17). — (2) ist es die tertiäre nordalpine Großeinheit selbst.

Grundlegende kretazische Strukturen der inneren alpin-karpatischen Zone

Mit vorgosauischen Strukturen der inneren alpin-karpatischen Zone will ich mich nur beschränkt befassen und nur auf die aus der Anwendung der Strukturanalyse der Äußeren Karpaten aufgetauchten Probleme aufmerksam machen.

Bei jedem Vergleich der alpinen und der karpatischen Decken spielen *neben rein strukturellen auch die lithostratigraphischen Gesichtspunkte* eine wichtige Rolle. Manche unterschiedlichen Vergleichsergebnisse können durch Betonung lithostratigraphischer Kriterien erklärt werden. Die in einen Deckenvergleich eingezogenen Schichten muß man stets mit ihrer strukturellen Funktion in Erwägung ziehen. Sie können in der Decke als ein Glied ihres Strukturkerns oder der Hülle auftreten. Sie können einen Teil des älteren, praetektonischen oder des finalen (diastrophischen) Abschnittes der Deckenschichten sein.

Die lithostratigraphische Gleichheit und ähnliche relative Mächtigkeit der finalen Glieder der verglichenen Decken kann für das Anzeichen der Zugehörigkeit zur gleichen Deckengruppe gehalten werden. Wir müssen jedoch auch mit einer nachträglichen tektonischen Zerstückelung der Decken rechnen. Eine Deckenidentität kann ohne direkten Zusammenhang nie behauptet werden. Die gleichen Glieder der Strukturkerne können als ein Beweis der Verwandtschaft der verglichenen Decken angenommen werden.

Es scheint zweckmäßig zu sein, zuerst durch einen Vergleich der finalen Glieder der Schichtenfolge die Identität der Deckengruppe und erst danach die Verwandtschaftsstufe der Deckenkerne zu prüfen.

Die Bewegungen, die in der inneren alpin-karpatischen Zone durch den praegosauischen Deckenbau kulminierten, begannen in der jüngsten Trias, wuchsen im Lias weiter und erhielten erst in der Unterkreide einen allgemeinen Charakter. Ihren Höhepunkt erreichten sie im Cenoman und Mittel-Turon (A. Tollmann 1963a; V. Cúlová — D. Andrusov 1964). Als einen finalen Teil der Deckenschichten der inneren alpin-karpatischen Zone kann man daher Jura- und vor allem die Unterkeideschichten betrachten.

Die finalen Schichten sind gewöhnlich lithologisch wenig bunt. Es handelt sich meistens um terrigene Flyschablagerungen. In den anliegenden Zonen unterscheiden sie sich durch Sandgehalt und Mächtigkeit. Als störender Faktor tritt die große Erosion vor der oberkretazeischen (Gosau), bzw. paläogenen Transgression in der Innenzone der Karpaten und Ostalpen auf. Mit der kann man sich durch den Vergleich der maximalen Mächtigkeiten auseinandersetzen. Für die Ostalpen hat solche Angaben A. Tollmann (1963a, Taf. 8–10), für die Westkarpaten in der ČSSR die stratigraphischen Kolonnen der Karte 1:200 000 zusammengetragen.

Aus den Kolonnen geht hervor, daß die Mächtigkeitsveränderungen von Jura und der Unterkreide ungefähr parallel verlaufen. Dies kann als ein Anzeichen aufgefaßt werden, daß der Effekt der vorgosauischen Erosion gewöhnlich schon auf der Fläche eines einzigen Kartenblattes 1:200 000 durch die Anwendung der maximalen Mächtigkeiten in den Kolonnen eliminiert wird.

Die maximale Mächtigkeit erreichen die Unterkreideschichten in Alpen (nach A. Tollmann 1965a, S. 113—114) im nördlicheren (Valais-) Graben des Penninikums. In den Westkarpaten überschreitet die Gesamtmächtigkeit der Jura und Unterkreide nicht 1 km und die Achse ihrer maximalen Mächtigkeit verschiebt sich aus der pieninischen Klippenzone im Westen in die tatrider und Krížna-Zone im Osten. Das belegen die Kolonnen auf den Kartenblättern Bratislava-Wien, Gottwaldov, Žilina, Banská Bystrica, Hohe Tatra und Košice-Zborov. Es handelt sich um gleiche Tendenz wie bei der Jura-Kreide im Helvetikum und der pieninischen Klippenzone, in der subsilesischen Ždánice-Decke, in der Rača-Decke, (einschließlich der Greifensteiner und Kahlenberger Decke) und der Weißkarpaten-Orava-Decke. Auch hier verschiebt sich die N-Grenze und die Achse der Jura-Kreide-Schichten von den äußeren Zonen im Westen in die inneren Zonen im Osten.

Aus diesem Vergleich der großen tektonischen Zonen (aufgrund der finalen Glieder ihrer Schichtenfolgen) läßt es sich folgern, daß die embryonalen tektonischen Formen, die der heutigen pieninischen Klippenzone, den Tatriden und der Krížna-Decke gemeinsam waren, im äußeren Penninikum ihre wahrscheinliche westliche Fortsetzung haben.

Es ist kaum möglich, die Zonen der intensiven finalen Sedimentation von den embryonalen Deckenformen und diese von den daraus entstandenen Decken zu trennen. Der diagonale Verlauf der praetektonischen (vor allem der permokarbonischen und triadischen) Zonen zu den kretazeischen Strukturen (L. U. de Sitter 1960) stellt einen ausreichenden Beweis, daß die Beziehung der praetektonischen Fazien (Trias) zu den in der Kreide-Zeit geformten Decken unabhängiger ist als die Beziehung der finalen (unterkretazeischen) Glieder der Schichtenfolge.

Die wesentlichsten Bewegungsbeziehungen der alpinen zu den karpatischen Strukturen

Wenn wir die heutige Form der karpatischen Klippenzone als ein Ergebnis der jüngeren Rückaufschiebung der Äußeren Karpaten auf die Zentralkarpaten auffassen, dann fehlen solche Rückbewegungen meistens in den Ostkarpaten. In den Ostalpen würde aus demselben Grunde die rückläufige Aufschiebung der äußeren Zone durch eine jüngere N-Bewegung des Ostalpins (besser: der tertiären nordalpinen Großeinheit) überwältigt. Die pienninische Klip-

penzone setzt sich in den Ostalpen nur auf eine kurze Entfernung fort; man findet jedoch eine ähnliche, wenn auch weniger auffallende Struktur in ihrer westlichen Fortsetzung (S. Prey 1965, S. 97—98; R. Oberhauser in O. Reithofer — O. Schmidegg 1964). Die tektonische Grenze zwischen der äußeren und inneren alpin-karpatischen Zone und die äußere Zone selbst ist also in den Ostkarpaten in einer weniger entwickelten und in den Ostalpen in einer mehr entwickelten Form als in den Westkarpaten vorhanden.

Auch die neogenen Strukturen der inneren alpin-karpatischen Zone stehen in einem ähnlichen Verhältnis. In Osten sind sie weniger entwickelt als in Westen. In Ostalpen trifft man die tertiäre nordalpine Großeinheit. Demgegenüber bildet der NW-Randteil des zentralen karpatischen Blocks nur eine gegen Osten sich bedeutend abschwächende embryonale Fortsetzung dieser Großeinheit.

Während die Intensität (und das relative Alter) der Bewegungen an der S-Grenze der äußeren alpin-karpatischen Zone (vgl. Z. Roth 1965b, S. 344; 1966, S. 163) und im angrenzenden Teil der inneren Zone von Osten nach Westen abnimmt, werden die Bewegungen an der äußeren Grenze der Alpen und Karpaten von Westen nach Osten immer jünger (vgl. T. Buday 1961). Eine Änderung des relativen Alters der jüngsten Überschiebung an der inneren und äußeren Grenze der äußeren alpin-karpatischen Zone findet zwischen Slavkov und Wien statt (Z. Roth 1965a, S. 77, Fig. 7; D. Andrusov 1965, S. 8). Es kann dafür folgende Erklärung gegeben werden:

Die äußeren Ostkarpaten schoben sich im Laufe der jüngsten Deckenbewegungen an der Stirn und in fester Verbindung mit dem zentralen karpatischen Block auf das Vorland. Die äußeren Westkarpaten wurden zwar auch an der Stirn des zentralen karpatischen Blocks über das Vorland geschoben, ihre Verbindung mit dem zentralen karpatischen Block war aber nicht mehr so starr, so daß sich die äußeren Westkarpaten gleichzeitig auch rücklaufend auf den zentralen karpatischen Block überschieben konnten. In Ostalpen blieb während der jüngsten Deckenbewegungen die äußere Zone wahrscheinlich mit dem Vorland fest verbunden und die innere Zone (die tertiäre nordalpine Großeinheit) wurde von Süden auf die äußere Zone übergeschoben.

Die Bildung der tertiären nordalpinen Großeinheit, die infolge ihrer beiderseitigen Überschiebung auf die anliegenden Struktureinheiten den Charakter einer *Narbendecke* (E. Kraus 1951) hat, scheint ein Beweis für ein neogenes Alter der nordalpinen *Einsaugungsnarbe* (E. Kraus 1951; E. Clar 1965, S. 17—18) zu sein. Diese Narbe bildet den jetzigen Südrand der *nordeuropäischen Tafel*, die unter die Alpen reicht (H. Küpper 1965; R. Trümpy 1965). In den Ostalpen und in den Westkarpaten (Z. Roth 1963, S. 17—18) bildete sich der heutige Rand im Laufe der jüngsten Deckenbewegungen, die in den Westkarpaten in das Obertorton fallen.

Während in den Westkarpaten dieser Rand unter dem inneren Teil der äußeren Zone verläuft, befindet er sich in den Ostalpen unter dem N-Teil der inneren Zone (H. Küpper 1965, H. Küpper in P. Beck-Mannagetta — E. Bräumüller 1964). Außer der Geophysik bestätigt den Verlauf des Tafelrandes immer eine Narbendecke. In den Westkarpaten ist es die Weißkarpaten-Orava-Decke (Z. Roth 1965b, S. 340). in den Ostalpen die tertiäre nordalpine Großeinheit.

Die Schlußfolgerungen

(a) Nach Regeln, die aus der Analyse des tschechoslowakischen Abschnitts der äußeren Westkarpaten hervorgehen (Z. Roth 1965a), wird folgende Parallele zwischen den ostalpinen und westkarpatischen Struktureinheiten gezogen:

A. Die tertiären Struktureinheiten

I. Die äußere alpin-karpatische Zone:

<i>In den Ostalpen:</i>	<i>In den Westkarpaten:</i>
Subalpine Molasse (zum Teil)	Pouzdrány-Decke
Subalpine Molasse (zum Teil)	Ždánice-subsilesische Decke
Helvetikum	— — —
Greifensteiner Decke } Kahlenberger Decke 3}	Rača-Decke
Laaber Decke?	Bystrica-Decke
pieninische Klippenzone	Weißkarpaten-Orava-Decke

II. Die innere alpin-karpatische Zone:

<i>In den Ostalpen:</i>	<i>In den Westkarpaten:</i>
die tertiäre nordalpine Großeinheit (Narbendecke)	{ zum Teil die Weißkarpaten- Orava-Decke (Narbendecke). zum Teil die gewellte NW- Randzone des zentralen kar- patischen Blocks
Die zentrale tertiäre Zone	der zentrale karpatische Block

B. Die kretazeischen (vorgosauischen) Struktureinheiten:

I. Die äußere alpin-karpatische Zone:

<i>In den Ostalpen:</i>	<i>In den Westkarpaten:</i>
vorgosauische Strukturen der pieninischen Klippenzone (am Ende der praegosauischen Faltung) }	{ vorgosauische Strukturen der pieninischen Klippenzone (am Ende der praegosauischen Faltung)

II. Die innere alpin-karpatische Zone:

In den Ostalpen:

das äußere Penninikum + Helvetiden
+ die pieninische Klippenzone
(am Anfang der kretazischen
Bewegungen)

Ostalpin

In den Westkarpaten:

{ die vorgosauischen Strukturen
der pieninischen Klippenzone
(am Anfang der kretazischen
Bewegungen) + die Tatriden
+ die Krížna-Decke

{ die Choč-Decke + die Geme-
riden

(b) Die Schichtenfolgen der randlichen sowie der mittleren (Krosno-) Deckengruppe der äußeren Westkarpaten konvergieren lithostratigraphisch gegen SW mit Schichtenfolgen der nächstäußeren Struktureinheiten und des Vorlandes. In den Magura-Decken kann im Liegenden des Paläogens SSE der Linie Hluk-Ratíškovice-Mistelbach die Kreide vermutet werden, wie das Vorkommen bei Hluk, bei Ratíškovice (nicht einwandfrei) und breite Ausdehnung der Kreideschichten in den Magura-Decken des Wiener Waldes andeutet. Es hängt auch mit den engeren Beziehungen der Kreide- und Paläogenschichten in der Klippenzone des mittleren Waagtales und dem allgemeinen Vordringen der Jura-Kreide gegen Westen in diesem Alpen-Karpaten-Abschnitt (und dem Vorland) zusammen.

(c) Ein grundsätzlicher Unterschied zwischen den alpin und karpatischen tertiären Großstrukturen besteht darin, daß auf den aus südlicher Richtung kommenden Gebirgsdruck die zentrale Zone der Ostalpen durch eine deutliche Aufwölbung reagierte (E. Clar 1965), wogegen der zentrale karpatische Block sich nach Norden verschob. Während der praegosauischen Faltung bildeten die Ostalpen und die Westkarpaten noch eine ziemlich einheitliche lineare Großstruktur. Erst im Neogen unterschieden sie sich voneinander strukturell deutlich ab.

(d) In den Ostkarpaten spielten sich die jüngsten Deckenbewegungen hauptsächlich in der Stirnzone der Karpaten ab, in den Alpen im äußeren Teil der inneren Zone (d. h. am N-Rand der tertiären nordalpinen Großeinheit). Die Westkarpaten besitzen in dieser Hinsicht eine Zwischenstellung. Infolge dessen weisen die äußeren Westkarpaten eine selbstständigere Stellung (eines Doppelorgens) als die äußere alpin-karpatische Zone der Ostalpen und der Ostkarpaten auf.

(e) Der Südrand der nordeuropäischen Tafel entstand im ostalpinen und auch im westkarpatischen Abschnitt im Laufe der jüngsten Deckenbewegungen.

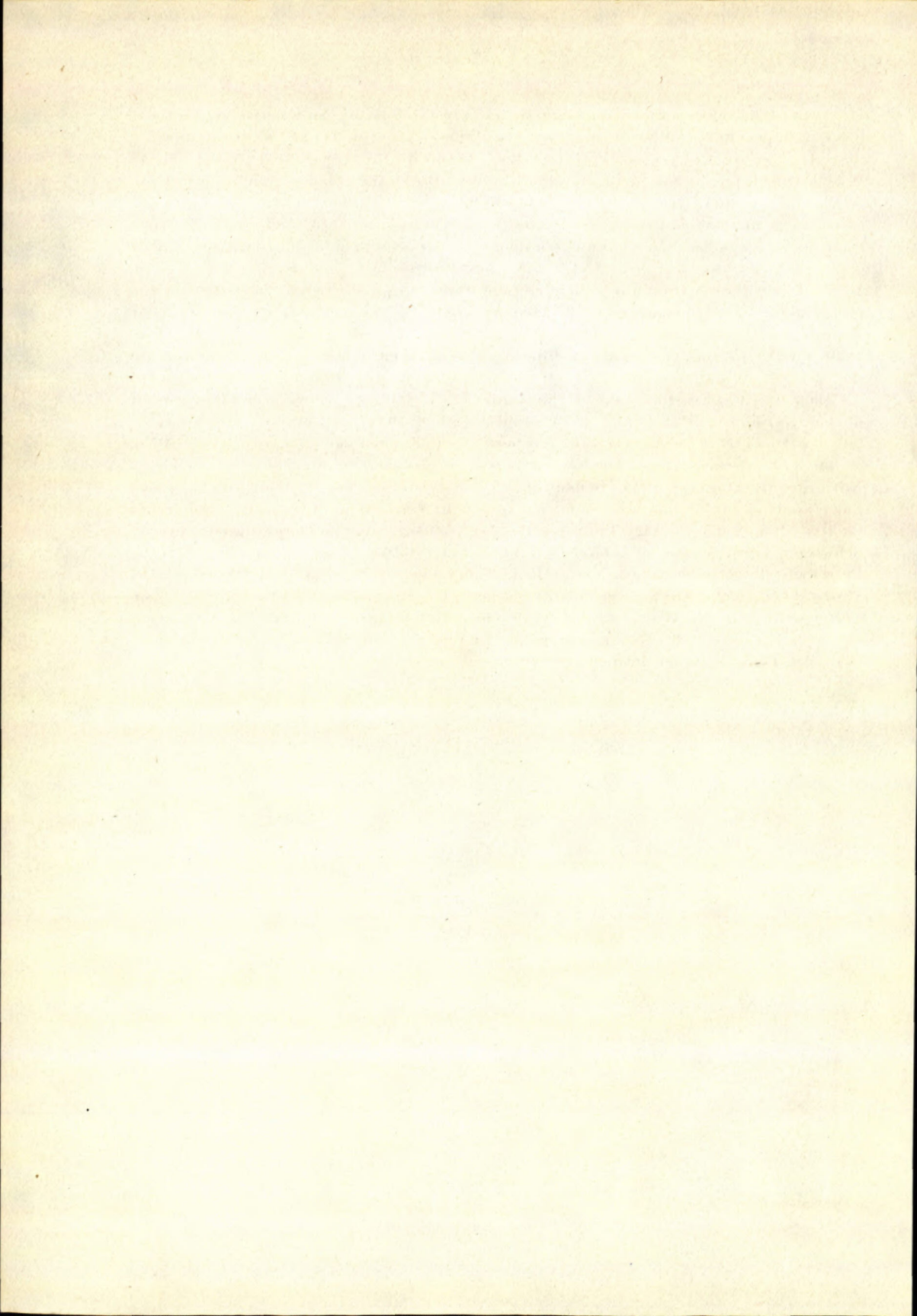
*Ústřední ústav geologický,
Praha*

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Andrusov D., 1963: Subtatranské příkrovy záp. Karpat. Les nappes subtatriques des Carpathes occidentales. *Carpatica*, 50 pp. Praha. — [2] Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v záp. Karpatech III. (Tektonika). — Étude géologique de la zone des klippes internes des Carpathes occidentales. III. (Tectonique). *Rozpravy Geol. úst. ČSR*, 9, 135 pp. Praha. — [3] Andrusov D., 1961: O pokračování prvků subalpinnej molasy na Morave. — Über die Fortsetzung der Elemente der subalpinen Molasse in Mähren. *Geol. sbor.* 12, 127–128, Bratislava. — [4] Andrusov D., 1965: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. *Verh. Geol. Bundesanst. Sonderh. G*, 1 – 10. Wien. — [5] Beck – Mannagetta P. – Bräumlüller E., 1964: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung (1:1 000 000), Wien. — [6] Bieda F. et al. 1963: Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Biul. Inst. geol.* 181,3–174, Warszawa. — [7] Buday T., 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil. *Geol. Práce* 60, p. 87–106. Bratislava. — [8] Buday T. – E. Menčík – V. Špička 1966: Mapy podloží vídeňské pánve. *Zpr. geol. výzk. v r. 1964*, 304 – 306. Praha. — [9] Buday T. – V. Špička 1965: Centrálně karpatské jednotky čs. části vídeňské pánve. — Die zentral-karpatischen Einheiten im Untergrund des tschechoslowakischen Anteiles des Wiener Beckens (Res.). *Sbor. geol. věd, G* 7, 107–148, Praha. — [10] Clar E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. *Verh. Geol. Bundesanst. Sonderh. G*, 11–35, Wien. — [11] Cúlová V. – D. Andrusov, 1964: Précision de l'âge de la formation des nappes de recouvrement des Karpates occidentales centrales. *Geol. sbor.* 15, 252, Bratislava. — [12] Cicha I. et al., 1965: Eine neue tektonische Einheit der äußeren Karpaten in Südmähren. *Geol. práce, Zpr.* 36, 85–104, Bratislava. — [13] Eliáš M., 1961: Comment on Petrographic Characteristics of the Innercarpathian Flysch in Relation to Some Important source areas. *Geol. práce* 60, 233–243, Bratislava. — [14] Gattinger T. – H. Küpper, 1964: Exkursion II/7: Trinkwasser, Thermen und Tektonik im südlichen Wiener Becken. *Mitt. Geol. Ges.* 57, 205–216, Wien. — [15] Göttinger G., 1945: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. *Ber. Reichsamt Bodenforsch.* 1944, Wien. — [16] Göttinger G., 1954: Die Flyschzone. Erläuterungen zur Geol. Karte der Umgebung von Wien (1:75.000), Wien. — [17] Grill R., 1953: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). *Jb. Geol. Bundesanst.* 96, 65–114, Wien. — [18] Grill R., 1962: Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. *Verh. Geol. Bundesanst.* 1962, 249–258, Wien. — [19] Grill R., 1962a: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. *Geol. Bundesanstalt*, 52 pp. Wien. — [20] Grill R. – Kapounek J., 1964: Exkursion II/1: Waschbergzone und Erdölfelder. *Mitt. Geol. Ges.* 57, 147–155, Wien. — [21] Hanzlíková E., 1965: Stratigraphie der Kreide und des Paläogens der Flyschzone der Westkarpaten. *Geol. sbor.* 16, 33–64 Bratislava. — [22] Hanzlíková E. – Roth Z., 1963: Review of the Cretaceous Stratigraphy of the Flysch Zone in West Carpathians. *Geol. sbor.* 14, 37–81, Bratislava. — [23] Hanzlíková E. – Roth Z., 1965: Attempt on the Paleogeographic Reconstruction of Outer West Carpathian Sedimentation Area. *Geol. práce, Zpr.* 36, 5–30, Bratislava. — [24] Janoschek R. – Küpper H. – Zirkel E. J., 1956: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. *Mitt. Geol. Ges.* 47, 235–308, Wien. — [25] Kalášek J. & al., 1963: Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1:200.000 list Brno, 256 pp. Praha. — [26] Kraus E., 1951: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. 592 pp. Akademie-Verlag, Berlin. — [27] Książkiewicz M., 1959: Geology of the Northern Carpathians.

Geol. Rdsch. 45, 369—411, Stuttgart. — [28] Küpper H., 1965: Quasikraton und Orthogeosynklinale (Ostalpen u. Böhmisches Masse im Kenntnisbild der heutigen Geologie). Ecl. geol. Helv. 58/1, 73—85, Basel. — [29] Lombard A., 1964: Paléogéographie alpine. Synthèses récentes. Bull. Soc. belge géol. pal. hydrol. 73, 122—131, Bruxelles. — [30] Matějka A., 1949: Geologická studie z okolí Valašského Meziříčí. — Étude géologique dans les environs de Valašské Meziříčí. Geol. úst. ČSR, Sbor. 16, 643—693, Praha. — [31] Matějka A. — Chmelík F., 1956: Zpráva o geologickém výzkumu terénu Čejč—Zaječí. Zpr. geol. výzk. v r. 1955, 122—124, Praha. — [32] Matějka A. — Roth Z., 1949: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce. — The Geology of the Magura Flysch Group in the Drainage Basin of the Kysuca. Geol. úst. ČSR, Sbor. 16, p. 521—619, Praha. — [33] Matějka A. — Roth Z. — Hanzlíková E., 1956: Geologie magurského flyše v sev. povodí Váhu, mezi Bytčou a Trenčínem. — The Geology of the Magura — Flysch Group in the Northern River Basin of the Váh between Bytča and Trenčín. Rozpr. Ústf. úst. geol. 22, pp. 332, Praha. — [34] R. Oberhauser, 1964: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. Verh. Geol. Bundesanst., 1964, 47—52, Wien. — [35] Pietsch K., 1956: Abriss der Geologie von Sachsen. Berlin. — [36] Plöchinger B. — S. Prey, 1964: Exkursion II/5: Wienerwald, Flysch, Kalkalpen, Gosau. Mitt. Geol. Ges. 57, 181—192, Wien. — [37] Prey S., 1960: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. Verh. Geol. Bundesanst. 1960, 197—214, Wien. — [38] Prey S., 1965: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches. Verh. Geol. Bundesanst. 1965, 107—118, Wien. — [39] Prey S., 1965a: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpaten. Verh. Geol. Bundesanst. 1965, 69—106, Wien. — [40] Reithofer O. — Schmidegg O. — Oberhauser R., 1964: Exkursion III/1: Rätikon. Mitt. Geol. Ges. 57, 225—242, Wien. — [41] Roth Z., 1957: L'état actuel de nos connaissances de l'edifice de la zone du flysch des Carpaten tchécoslovaques. Congreso geol. internacional XXa Sesión, V, 253—265, México. — [42] Roth Z., 1959: Závěry vysvětlivek ke geol. mapě ČSR 1:200.000 list M-34-XX (Trstená). — Schlussfolgerungen der Erläuterungen zu der geol. Karte der Tschechoslow. 1:200.000, Blatt Trstená (NW-Slowakei). Věst. Geol. Úst. ČSR, 34, 379—382, Praha. — [43] Roth Z., 1960: Vztah sedimentačního prostoru flyšového pásma v sz. části čs. Karpat k Českému masívu. — The Relation of the Sedimentation Area of the Flysch Zone of the Czechoslovak West — Carpathians to the Czech Massif. Věst. Ústf. úst. geol. 35, 383—386, Praha. — [44] Roth Z., 1962: K problémům oblasti flyše v čs. Karpatech. — Zu Problemen des Flyschgebietes in den tschechoslow. Karpaten. Geol. práce 63, 5—13, Bratislava. — [45] Roth Z., 1963: Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der Flyschzone der Westkarpaten zum Karpatenvorland und den Zentralkarpaten. Geol. práce, Zpr. 28, 5—22, Bratislava. — [46] Roth Z., 1965a: Die Tektonik des Westabschnittes der Äußeren Karpaten in der ČSSR. Verh. Geol. Bundesanst. Sonderh. G, 56—85, Wien. — [47] Roth Z., 1965b: Die Flyschzone der Westkarpaten vom Standpunkt der Orogenentwicklung. Carpatho-Balkan Geological Association, VII. Congress, Sept. 1965, Reports I, 339—344, Sofia. — [48] Roth Z., 1966: Stáří a povaha mezozoických a terciárních tektonických pohybů v čs. vnějších Karpatech. — Age and Character of Mesozoic and Tertiary Tectonic Movements in the Outer Carpathians (Czechoslovakia). Čas. mineral. geol. 11, 157—167, Praha. — [49] Roth Z., 1967: Guide to excursion No 2AC: Unmetamorphosed Sedimentary Formations of Czechoslovakia. Internat. Geol. Congress XXIII Session, Prague. — [50] Roth Z. et al., 1967: Západní úsek flyšového pásma čs. Karpat. Regionální geol. ČSSR, II/2, Praha. — [51] Roth Z. — Stráník Z. 1959: Předběžná zpráva o přehledném geologickém výzkumu vnější skupiny flyšového pásma v okolí Bystřice

p. Hostýnem a Holešova. Zpr. geol. výzk. v r. 1957, 202—205, Praha. — [52] Scheibner E., 1963: Relationship Between Material and Tectonic Style, and Selective Tectonics in the Klippen Belt of West Carpathians. Geol. práce, Zprávy 28, 59—68, Bratislava. — [53] Skoczylas — Ciszewska K. — Książkiewicz M., 1938: Ein Vergleich des Wienerwald-Flysches mit dem Karpaten-Flysch. Bull. Acad. polon. Sci. L. Cl. Math. et Nat. Ser. A., 493—507, Kraków. — [54] de Sitter L. U., 1960: Strukturnaja geologija (převod iz anglijského). Izd. ostr. liter., 473, Moskva. — [55] Stráník Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohoří a záp. části Ondavské vrchoviny., Sbor. geol. vied., Západné Karpaty (ZK) 3, 125—178, Bratislava. — [56] Stráník Z. — Eliáš M., 1957: Předběžná zpráva o podloží neogénu vnitrokarpatské pánve vídeňské. — Note préliminaire sur le soubassement du Néogène dans le bassin intra — carpatique de Vienne. Zpr. geol. výzk. v r. 1956, 166—168, Praha. — [57] Stráník Z. — Roth Z., 1960: Předběžná zpráva o geol. výzkumech v Čerchovském pohoří a v západní bardejovské části Ondavské vrchoviny. — Geol. výzk. 1958, 152—155, Praha. — [58] Tollmann A., 1963: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse—Untergrundes der West- u. Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. Erdoel, 79, 41—52, Wien — Hamburg. — [59] Tollmann A., 1963a: Ostalpensynthese. Verl. F. Deuticke. 256 pp, 11 Tab. Wien. — [60] Tollmann A., 1965: Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich. Naturhistorikertagung. 1965, Beiblätter, 1—57, Wien. — [61] Tollmann A., 1965a: Faziesanalyse der alpidischen Serie der Ostalpen. Verh. Geol. Bundesanst. Sonderheft G. 103—133, Wien. — [62] Trümpy R., 1965: Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen. Umschau 1965, 573—577, Zürich. — [63] Wieseneder H., 1962: Zur Petrologie des Wienerwaldes. Verh. Geol. Bundesanst. 1962, 273—281, Wien. — [64] Wöletz G., 1962 : Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide — und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. Verh. Geol. Bundesanst. 1962, 268—272, Wien. — [65] Zahálka B., 1927: Geologie Moravských Beskyd v okolí Rožnova p. Radh. Sbor. Geol. úst. ČSR, 7, 1—50, Praha.



ANTON BIELY — OTO FUSÁN

ZUM PROBLEM DER WURSELZONEN DER SUBTATRISCHEN DECKEN

Auf dem letzten Kongress der KBA im Jahre 1965 in Sofia versuchten wir in unserem Vortrag die Beziehung der Lubeník-Margecany und der Čertovica-Linie zu den subtatrischen Decken zu interpretieren. Diese beiden Linien haben wir damals als eine Projection der tektonischen Flächen aufgefasst, auf welchen die ursprünglichen Sedimentationsräume, bzw. die „Wurzelzonen“ der subtatrischen Decken, und zwar der Křížna-Decke auf der Čertovica-Linie, und der Choč-Decke auf der Lubeník-Margecany-Linie zu suchen sind. Bei dieser Interpretation stützten wir uns vor allem auf die Bindung der Deckenflächen auf die tektonischen Flächen dieser Linien. Wie es sich später zeigte, haben wir dabei andere gewichtige Faktoren übersehen und deshalb wurde auch unsere Vorstellung vereinfacht.

Die neuesten Daten über die alpine Metamorphose im Raume der Veporiden und über den Kontakt der Gemeriden mit der Choč-Decke im Raume Vernár zeigen, dass zwar die Lokalisierung der Deckenwurzeln im grossen und ganzen richtig war, aber der Transportprozess der Deckenkomplexe musste viel komplizierter vor sich gehen, als wir es damals angenommen haben. Obwohl auch derzeit noch in dieser Hinsicht manche Fragen ungeklärt sind, wollen wir nun versuchen die bisherigen Erkenntnisse über dieses Problem zu analysieren und daraus ein Resultat über die „Wurzelzonen“ der subtatrischen Decken zu ziehen.

Ein charakteristisches Merkmal des alpin-karpatischen Systems ist sein Deckenbau. In äusseren Regionen des Systems sind meist mächtige Gesteinskomplexe — Decken auf grosse Entfernungen überschoben und haben den Kontakt mit ihrem ursprünglichen Untergrund ganz verloren. Der tektonische Bau dieser Gebiete ist allgemein gut bekannt. Die südlichen Regionen dieses Systems, wo sich der ursprüngliche Raum der überschobenen Deckenmassen einst befunden hatte, sind oft verschuppt, laminiert und metamorphiert. Dadurch ist ihr Bau nicht mehr so klar. Die Klärung der näheren Beziehungen der

auf die äussere Seite überschobenen Massen zu den südlicheren Gebieten stiesst an viele Schwierigkeiten und gelangt daher vorläufig nur den Charakter einer hypothetischen Vorstellung.

Auch die inneren Westkarpaten sind in dieser Hinsicht keine Ausnahme. In den nördlicheren Gebieten der inneren Westkarpaten in der Kerngebirgszone ist der Deckenbau seit langem bekannt und gut sichtbar (siehe Lugeon 1903; Matějka-Andrusov 1931 u. ä.). Oberhalb der mesozoischen Hüllenserien der kristallinen Kerne lagern ihrem Ursprung nach für diese Zone fremde tektonische Elemente — subtatrische Decken, und zwar unten die Krížna- und oben die Choč-Decke. Im südlicheren Raum, in der Zone des Slowakischen Erzgebirges, das hauptsächlich durch mesozoische Gebilde gebaut ist, sind die tektonischen Verhältnisse ziemlich unklar. Da die Nordvergenz der subtatrischen Decken seit Lugeon (1903) vorausgesetzt und später nachgewiesen wurde, logischerweise hielt man die Zone des Slowakischen Erzgebirges fürs Muttergebiet der subtatrischen Decken. Problematisch blieb nur die nähere Bestimmung des ursprünglichen Untergrundes dieser oder jener Decke.

Rabowski (1926) lokalisiert die Wurzelzonen der subtatrischen Decken südlich der Vepor-Zone, d. h. südlich der heutigen Králová hola-Subzone, Matějka — Andrusov (1931) und Zoubek (1936) in die Kraklová-Subzone. Schaffer (1938) situiert den ursprünglichen Sedimentationsraum dieser Decken direkt im Raume der Kerngebirge. Kettner (1937) hielt die Kraklová-Subzone für die Wurzelzone der Krížna-Decke und die Králová hola-Subzone [die vorher Zoubek (1936) zu den Gemeriden zählte] für die Wurzelzone der Choč-Decke. Schönenberg (1946) sah die Wurzelzone der höheren subtatrischen Decken in der Kohút- (damals Tisovec-Zone) Subzone. Später vermutet Zoubek (1955—1957), dass der ursprüngliche Untergrund der Choč-Decke entweder in der Králová hola- oder in der Kohút-Subzone zu suchen ist.

Wir sehen also, dass bis in die fünfzigsten Jahre der ursprüngliche Untergrund der subtatrischen Decken in dieser oder jener Subzone der Veporiden gesucht wurde. Eine grundsätzliche Änderung in dieser Hinsicht bringt MaheI (1957), als er die Kohút-Subzone als den ursprünglichen Untergrund der Decken ausgeschlossen hatte und später (1960) für ihren Ausgangsraum die eigentliche Kerngebirgszone erklärte. Nachdem Bystrický (1959) und Kubíny (1959) die Hüllenserie (die Foederata-Serie unterhalb des Vernar-Streifens) in der Králová hola-Subzone festgestellt haben, fiel auch diese Subzone als möglicher ursprünglicher Untergrund der Choč-Decke aus. Auf Grund dieser Tatsachen und der lithofaziellen Beziehungen zwischen der Choč-Decke und den Gemeriden nahm Andrusov (1960) an, dass sich der Sedimentationsraum dieser Decke mehr an die Gemeriden anlehnte. Später dann MaheI (1964), ähnlich wie Biely (1961) und Biely — Fusán (1965) vermuten auf Grund der Bewertung der mesozoischen Formationen, dass die Veporiden die Sedimentationsräume der Krížna- und der Choč-Decke voreinander getrennt haben.

Da wir im weiteren Text einige tektonischen Termini verwenden, deren Bedeutung und Inhalt nicht immer einheitlich begriffen wird, halten wir es für zweckmässig unsere Interpretation dieser Termini näher zu erklären. Unter dem Begriff Tatriden verstehen wir Kristallinkerne der sog. Kerngebirge samt ihrer jungpaläozoischer und mesozoischer Hülle. Veporiden stellen einen Kristallinkomplex zwischen der Čertovica- und Lubeník-Margecany-Linie mit seiner normalen jungpaläozoischen und mesozoischen Hülle (die epizonal metamorphiert wurde) vor. Gemeriden representieren das Paläozoikum südlich der Lubeník-Margecany-Linie mit seiner mesozoischen Hülle, die teilweise von ihrem Untergrund getrennt ist. Die Křížna- und Choč-Decke stellen mesozoische (teilweise auch jungpaläozoische) Komplexe hauptsächlich im Raume der Kerngebirge vor und haben den Kontakt mit ihrem ursprünglichen Untergrund verloren. Die höheren subtatrischen Decken wollen wir selbständig nicht betrachten, da ihre Problematik mit der Choč-Decke gemeinsam ist.

In den internen Westkarpaten begegnen wir eigentlich zwei Decken, die den Kontakt mit ihrem ursprünglichen Untergrund ganz verloren haben. Bei Prüfung der Beziehungen dieser Decken zu ihrem ursprünglichen Sedimentationsraum muss man den Zusammenhang des stratigraphischen und lithologischen Inhalts der Decken mit solchen Gebieten suchen, wo die Decken primär situiert waren. Wir müssen also den ursprünglichen Deckenuntergrund suchen, der durch die Überreste der stratigraphisch und lithologisch der Deckenfüllung entsprechenden Gesteinsmassen, bzw. Komplexen indiziert werden kann. Wenn solche fehlen, sind wir gezwungen die stratigraphischen und lithologischen Beziehungen zu solchen Komplexen suchen, die räumlich besser fixiert sind, in unserem Falle also zu den Tatriden, Veporiden und Gemeriden. Daneben muss man auch die tektonischen Flächen der Decken gegenüber ihren Liegendkomplexen verfolgen, d. h. feststellen, welche tektonischen Einheiten durch diese oder jene Decke überdeckt sind. Bei der Suche nach dem ursprünglichen Sedimentationsraum der Decken muss man alle diesen wesentlichen Faktoren berücksichtigen.

Nun, auf der Basis aller dieser Kriterien wollen wir das Problem der Choč-Decke eingehend betrachten. Da ihre Deckenposition in der ganzen Kerngebirgszone überall klar ist, kann man diese Zone als primären Sedimentationsraum der Decke mit Sicherheit ausschliessen. Die Beziehung der Scheerfläche der Choč-Decke zu südlicheren Einheiten, d. h. Veporiden ist in einer Längsachsenedepression in der östlichen Niederen Tatra aufgeschlossen. Bei unserer Betrachtung wollen wir also von diesem Raum ausgehen. Die Choč-Decke überdeckt in diesem Raum das Kristallin und das Hüllenmesozoikum der Kraklová- und Králová hofa-Subzone. Daraus folgt, dass das Ausgangsgebiet dieser Decke südlicher von diesen Subzonen zu suchen ist.

Die stratigraphische Spannweite der Choč-Decke ist Oberkarbon bis etwa Neokom. In südlicheren Abschnitten der heutigen Choč-Decke sind auf ihrer Basis Gesteine der Melaphyrenserie entwickelt, in den nördlicheren ist die Decke hauptsächlich durch die Trias, teilweise auch Jura- und Kreide

vertreten. Das Mesozoikum der Choč-Decke wurde also am „Rücken“ der jungpaläozoischen Melaphyrenserie getragen, die im Hintergrund blieb. Man muss also den ursprünglichen Untergrund der Melaphyrenserie suchen, um die Wurzeln der Choč-Decke zu finden. Aus dem Verlauf der Scheerfläche der Choč-Decke folgt, dass ihr ursprünglicher Raum südlich der Králová hoľa-Subzone zu suchen ist. Betrachten wir näher den lithofaziellen und stratigraphischen Charakter der jungpaläozoischen Hülle der südlichsten Veporidenzone — *der Kohút-Subzone*, finden wir auffallende Unterschiede gegenüber der Melaphyrenserie. Die Karbonsedimente auf der Basis der Choč-Decke treten praktisch entlang der ganzen südlichen Begrenzung der Choč-Decke auf. Ihre lithofaziellen Äquivalente in der Veporidenhülle könnten die Karbonschichten am östlichen Rand der Kohút-Subzone vorstellen.

Perm hat in der Kohút-Subzone einen ganz verschiedenen Charakter. In der Melaphyrenserie ist Perm durch mächtige Schichtfolgen bunter Pelite, Sandsteine, Konglomerate mit reicher Vertretung basischer Vulkanite vertreten. In der Kohút-Subzone sind es überwiegend helle Epiarkosen mit Einlage heller und grauer Phyllite ohne Anzeichen des Vulkanismus. Deshalb kann man die Kohút-Subzone als möglichen ursprünglichen Untergrund des Permo-karbon-Komplexes der Choč-Decke ausschliessen.

Beim Ausfallen der Veporiden als möglicher Untergrund der Choč-Decke bleibt nur die Gemeridenzone. In den Karbonsedimenten der Gemeriden finden wir manche Ähnlichkeiten (dunkle Metapelite, Metapsammite) mit der Choč-Decke. Der Unterschied besteht nur in der reicheren Vertretung der Karbonate und basischer Vulkanite in den Gemeriden. Perm weist bereits grössere lithofazielle Unterschiede auf. Während das klastische Material in Ablagerungen der Choč-Decke vor allem aus Kristallinschiefern und Granitoiden besteht, bleiben diese Komponenten in den Gemeriden nur unbedeutend vertreten, wobei die dominierende Rolle das lokale Material einnimmt. Der Vulkanismus hat in der Choč-Decke den basischen, in den Gemeriden den sauren Charakter. Das Jungpaläozoikum der Gemeriden, obwohl es als ein Teil der Gemeridendecke auf grosse Entfernungen transportiert wurde, hat den Zusammenhang mit seinem Untergrund, bis auf den Stirnteil der Decke, nicht verloren. Deshalb kann man auch den Gemeridenraum als möglichen primären Untergrund der Choč-Decke auslassen.

Aus allen diesen Ausführungen folgt, dass der primäre Untergrund der Choč-Decke heute nicht zutage auftritt. Wir müssen also sein Verschwinden in Erwägung ziehen. Das Verschwinden solcher mächtiger Gesteinskomplexe des Untergrundes wird meistens durch bedeutende tektonische Linien indiziert; in unserem Falle kommt die Pohorelá-, Muráň- und Lubeník-Margecany-Linie in Betracht. Die erste, die Pohorelá-Linie kann man deshalb auslassen, da die Choč-Decke noch südlicher reicht als sie. Ausserdem kommt auf

dieser Linie das Velký Bok-Mesozoikum vor, das sich von der Choč-Decke lithofaziell unterscheidet und ist von ihr auch überdeckt. Die Muráň-Linie ist postpaleogenen Alters. Man kann aber ihren älteren Ursprung [wie das auch Zoubek (1936) vermutet] nicht ausschliessen, genau so wie die mögliche tektonische Annäherung der Kristallinmassen der Králová hoľa- und Kohút-Subzone entlang dieser Linie. In ihrem westlichen Abschnitt liegt die Untertrias eingefaltet und transgressiv oberhalb des Kristallin. Perm und Karbon fehlen; deshalb ist es unwahrscheinlich, dass da sich der primäre Raum der Choč-Decke befinden könnte.

Die dritte mögliche Alternative ist die Lubeník-Margecany-Linie. Während bei den beiden vorerwähnten Linien keine eindeutigen Beweise über bedeutendere Kürzung des Raumes zur Verfügung stehen, bei der letzteren Linie kann man solche Anzeichen finden. Einen Beweis solcher Raumkürzung finden wir z. B. im Gebiet von Ochtiná-Dobšiná-Vernár, wo die Kohút- und Králová hoľa-Subzone von Gemeriden überdeckt ist. Das ist im Raume, wo die Veporiden in östlicher Richtung von der Längsachsenedepression her absinken (Zoubek-Snopko 1955). Im Raume Jelšava-Podrečany sind keine unmittelbaren Beweise vorhanden, die es bestätigen könnten, dass da die Raumkürzung genauso gross wäre wie im Raume Ochtiná-Dobšiná-Vernár. Dass die Veporiden durch die Gemeriden im Raume westlich Jelšava überdeckt sind, zeugt einerseits das Muráň-Plateau, andererseits vereinzelte Inseln des Gemeriden-Karbon in der Umgebung von Tuhár und Cinobaňa. Das Fallen der Lubeník-Margecany-Linie westlich von Jelšava ist steil, was wir als eine sekundäre Erscheinung interpretieren, die durch megaantiklinale Aufwölbung des Slowakischen Erzgebirges hervorgerufen wurde (Fusán 1962). Dass die Kohút-Subzone vom Paläozoikum in ihrer Querelevation überdeckt ist, kann weder bejaht (Zoubek 1957), noch verneint werden. Falls die Querdepressionen und Elevationen bereits bei der Verschiebung der Decken existierten, dann wäre die Abwesenheit des Paläozoikum in den Elevationen anzunehmen. Wenn aber die Längsachsenedepressionen und Elevationen erst nach der Überschiebung der Decken entstanden waren, dann muss man zugeben, dass ein grosser Teil der Kohút-Subzone durch das Paläozoikum überdeckt wurde. Von einer beträchtlichen tektonischen Annäherung der Gemeriden und Veporiden auch in diesem Raume zeugt vor allem ein grosser sprunghafter Unterschied zwischen der Metamorphose des Veporiden-Kristallin (Mesozone) und des Gemeriden-Paläozoikum (Epizone), wie auch die Anwesenheit mächtiger Massen variszischer Granitoide in den Veporiden und deren Fehlen in den Gemeriden (Zoubek 1957). Eventuelle ähnlichen metamorphen Merkmale zwischen beiden Komplexen sind durch die alpine Metamorphose, die erst nach der tektonischen Annäherung folgte, verursacht.

Die Lubeník-Margecany-Linie kann man also als eine Fläche der grossen

*nie iby boz
transport a plázeine*

Raumkürzung betrachten. Die Gemeriden überdecken auf dieser Dislokation einen grossen Abschnitt des Raumes, welcher sich in der voralpinen Zeit auf der Oberfläche der Praekarpaten befand. Die lithofaziellen Beziehungen zwischen der Trias der Choč-Decke und der Gemeriden zeigen, dass man auf diesen, heute begrabenen (überdeckten) Raum das Ausgangsgebiet der Choč-Decke und der höheren subatrischen Decken anknüpfen kann. In beiden Komplexen finden wir Lithofazies, die in den nördlicheren Einheiten nicht bekannt sind (Mergel-Kalk im Campil, Wetterstein-Kalk, Reiffinger Kalk, Dachstein-Kalk, flüssiger Übergang aus dem Nor in Rhät). Diese gemeinsamen faziellen Merkmale in den Gemeriden einerseits und der Choč-Decke, bzw. der höheren subatrischen Decken andererseits deuten darauf, dass ihre Sedimentationsräume sich nebeneinander befinden mussten (Andrusov 1960; Mahel 1964). Da der ursprüngliche Untergrund der Choč-Decke nicht zutage tritt, logischerweise ist er unter den Gemeriden, also auf der Lubeník-Margecany-Linie zu suchen.

Die Untersuchung des primären Untergrundes der Křížna-Decke ist schwieriger, weil, wie wir bereits erwähnten, da ein so ausgeprägter Komplex wie die Melaphyrenserie in der Choč-Decke war, nicht vorhanden ist. In diesem Falle müssen wir hauptsächlich den ursprünglichen Untergrund der Mitteltrias (die Untertrias kommt in der Křížna-Decke nur vereinzelt vor; Perm und Kristallin kennen wir lediglich aus dem Raume von Staré Hory) suchen. Auch die Überschiebung der Křížna-Decke als einer einheitlichen Masse ist nicht mehr so sichtbar, da die trümmerartigen Vorkommen der Křížna-Decke eine Seltenheit sind. Wenn auch über die Tatriden der Kerngebirge als grossen tektonischen Fenstern gewisse Bedenken berechtigt sind, weil ihr Auftreten durch jüngere Bruchtektonik kompliziert wurde, in der Grossen Fatra besteht darüber kein Zweifel. Da treten die Tatriden in tektonischen Fenstern unterhalb der Křížna-Decke auf, was allein als Beweis der Überschiebung der Křížna-Decke quer durch die ganze Kerngebirgszone dienen kann. Die Scheerfläche der Křížna-Decke taucht am Südrand der Kerngebirge (Niedere Tatra, Tribeč-Gebirge) unter. Bereits diese Tatsache schliesst die mögliche Einwurzelung der Křížna-Decke in der Kerngebirgszone aus.

selby

Südlich der Kerngebirge, also in den Veporiden kennen wir mesozoische Schichten, die hauptsächlich in der Kraklová- und Lubietová-Subzone mit der Křížna-Decke lithofaziell gewissermassen ähnlich sind. Ihre tektonische Position ist allerdings ganz verschieden. Sie lagern nicht den mesozoischen, sondern den Kristallinmassen tektonisch auf. Stellenweise finden wir tektonische Flächen, hauptsächlich an der Grenze zwischen der Unter- und Mitteltrias. Es besteht aber kein Grund, sie als Scheerflächen, auf welchen die Massen einer Einheit durch die anderen überdeckt wären, zu betrachten. Man kann sie vielmehr als Trennungsflächen ansehen, auf welchen der Trans-

port auf kleinere Entfernungen vor sich ging. Mesozoische Massen im nördlichen Abschnitt der Veporiden hielt man — eben dank der erwähnten faziellen Verwandtschaft — für Überreste der Krížna-Decke, die sich auf ihrem ursprünglichen Untergrund erhalten haben. Dies ist aber nur eine der möglichen Interpretationen der Lage und bietet nur einen statischen Blick auf die gegenseitige Beziehung zwischen den Tatriden und Veporiden. Manche Umstände widersprechen aber dieser Vorstellung. Vom lithologischen Standpunkt aus ist da die Abwesenheit der Gutensteiner Kalke bemerkenswert, die in der Krížna-Decke bedeutende Stellung einnehmen. Abwesend ist auch Rhät; Lias ruht in transgressiver Position (z. B. im Raume von Liptovská Teplička; Kettner 1937). In der Krížna-Decke sind diese Erscheinungen nicht bekannt.

In den südlicheren Abschnitten der Veporiden können einzelne Glieder der Foederata-Serie mit entsprechenden Schichten der Krížna-Decke lithologisch überhaupt nicht verglichen werden. Ein so bedeutender Horizont wie der karpatische Keuper ist da überhaupt nicht vertreten. Aus der lithofaziellen Analyse des Mesozoikum der Krížna-Decke und jenes der Veporiden folgt, dass die mesozoischen Schichten der Kraklová-Subzone eigentlich den Südrand des Sedimentationsraumes der Krížna-Decke vorstellen (MaheI 1964; Biely 1964; Jaroš 1965). Überreste des Mesozoikum haben sich in den Veporiden nur unter bestimmten Bedingungen erhalten, und zwar in den ins Kristallin eingefalteten Synklinalen, zum Beispiel bei Helpa, im Bacúch-Tal, bei Tri Vody, Hronec u. a. (ähnliche Erscheinung treffen wir auch in den Tatriden). In anderen Fällen hat sich das Mesozoikum dort erhalten, wo es durch die Massen höherer tektonischer Einheiten überdeckt wurde (Bachtal von Dobšinský potok, Liegendes des Muráň-Plateau, des Vernár-Streifens, die Velký Bok-Serie zwischen Vernár und Štiavnica-Insel). Die Erhaltung des Mesozoikum in diesen Fällen spricht eher dafür, dass es in den übrigen Gebieten der Veporiden durch die Erosion, und nicht durch den tektonischen Transport abgeschafft wurde. Bei unseren weiteren Ausführungen werden wir nun von dieser Annahme ausgehen.

Aus dem obengesagten folgt, dass der ursprüngliche Untergrund der Krížna-Decke nicht zutage tritt. Wir müssen also annehmen, dass er — ähnlich wie im Falle der Choč-Decke — an der Oberfläche nicht auftritt. Nun aber ist es notwendig, solche tektonische Linie zu suchen, welche diesen überdeckten Raum irgendwie indizieren. In Betracht kommen zwei Linien: jene von Pohorelá und Čertovica. Die erstere kann man a priori ausschliessen, weil es auf dieser Linie keine Anzeichen einer grösseren räumlichen Annäherung des Kristallin der Králová hola- und der Kraklová-Subzone gibt. Auch bei der Velký Bok-Serie — welche dem Kraklová-Kristallin auflagert — fehlen Beweise dafür, dass sie auf anderen mesozoischen Massen tektonisch ruht, die die Hülle des Kraklová-Kristallin vorstellen könnten. Aber für solche Raumkürzung findet

man Beweise *auf der Čertovica-Linie*. Obwohl auf der Oberfläche lediglich Anzeichen einer nicht über 5—6 Km reichenden Überschiebung vorhanden sind, in der Tat kann man eine wesentlich grössere Raumkürzung voraussetzen.

In diesem Zusammenhang ist es zweckmässig unsere Aufmerksamkeit auf *die Längsachsenelevationen und Depressionen* zu lenken. Man kann wohl annehmen, dass die Längselevationen und Depressionen ein Ergebnis der Bewegungen sind, die erst nach der Überschiebung folgten (wenn auch ihre Predisposition älteren Ursprungs sein konnte). Daraus lässt sich schliessen, dass die Tatriden durch die Veporiden nicht nur in den jetzigen Depressionen (z. B. Čertovica), sondern auch auf den jetzigen Elevationen — von welchen sie durch die Erosionstätigkeit abgetragen wurden — überdeckt waren. Bei solcher Voraussetzung dürfte die Überschiebungslänge der Veporiden über die Tatriden etwa der Entfernung zwischen Nižná Boca und Mýto pod Ďumbierom (im östlichen Teil) gleich sein (etwa 10 Km).

Ähnliche Situation ist auch im westlichen Abschnitt der Niederen Tatra; da aber haben wir mit dem Kristallin, das ein Bestandteil der Krížna-Decke ist, zu tun. Die Transportlänge der über die Tatriden überschobenen Komplexe ist der Entfernung Donovaly — Zvolenské Nemce gleich (etwa 10 Km). Die tektonische Fläche zwischen dem Tatriden-Kristallin und jenem der Krížna-Decke im Raume Donovaly — Staré Hory hängt nach unserer Vorstellung genetisch mit der Čertovica-Linie zusammen. Während diese Fläche im Raume Čertovica die Grenze zwischen dem Kraklová-Kristallin und den Tatriden bildet, im Raume Donovaly-Staré Hory trennt sie die Tatriden vom Kristallin, das als der einzige bekannte Repräsentant des ursprünglichen Untergrundes der Krížna-Decke angesehen wird. Ursprünglich durfte das Kristallin etwa nördlich des Kraklová- und Lubietová-Kristallin lagern, oder es lateral vertreten. Die Čertovica-Linie kann man also als eine Fläche der weitreichenden Überschiebung der Veporiden über die Tatriden betrachten, auf welcher der primäre Untergrund der Krížna-Decke überdeckt ist. Die Situierung des Ausgangsgebietes der Krížna-Decke in den Raum zwischen den Tatriden und Veporiden ist auch durch die lithofazielle Analyse des Mesozoikum der Tatriden, Krížna-Decke und der Veporiden unterstützt (MaheI 1964).

Aus dem bisher angeführten sehen wir, dass wir in den internen Westkarpaten mit *zwei Typen der Decken zu tun haben*. Den ersteren Typ vertreten die Krížna- und Choč-Decke, die den Kontakt mit ihrem primären Untergrund vollkommen verloren haben — die sog. *Scheerdecken*. Sie sind im wesentlichen durch Mesozoikum und Jungpaläozoikum gebaut. Den zweiten Typ bilden die *Schollendecken*, gebaut durch den kristallinen Untergrund und die jungpaläozoisch-mesozoische Hülle, welche in der Front der Decken teilweise von ihrem Untergrund getrennt wurde. Solchen Typ vertreten die *Veporiden- und Gemeriden-Decken*.

Nun aber taucht die Frage der möglichen gegenseitigen Beziehungen zwischen beiden Typen der Decken, konkret also der Krížna- zu der Veporiden-Decke und der Choč- zu der Gemeriden-Decke auf. Aus dem, was wir bereits gesagt haben und aus den lithofaziellen Beziehungen (Andrusov 1960; Mahel 1964; Biely 1964; Biely-Fusán 1965) folgt, dass sich der Sedimentationsraum der Krížna-Decke nördlich jenes der Veporiden-Decke, dieser der Choč-Decke nördlich der Gemeriden-Decke befunden hatte; sie griffen also faziell gegenseitig ineinander. Diese räumlichen, bzw. paläogeographischen Beziehungen zwischen den Scheerdecken und den Schollendecken blieben auch nach der nachfolgenden tektonischen Umformierung erhalten. Abgesehen von den späteren vorsenonischen tektonischen Komplikationen, haben wir eigentlich mit *zwei riesigen Keilen* zu tun. Deren Frontabschnitte werden durch die Scheerdecken representiert, an die im Hintergrund die Schollendecken [vertreten hauptsächlich durch ältere kristalline oder paläozoische Massen, wie das bereits Andrusov (1965) andeutet] anknüpfen.

*

Diese Vorstellung über die Wurzelzonen der subtrischen Decken und deren Beziehungen zu der Veporiden- und Gemeriden-Decke berücksichtigt nicht genügend die komplizierten tektonischen Vorgänge, deren Ergebnis der praesenonische Bau der heutigen inneren Westkarpaten ist, sondern nur die primären — grundsätzlichen Beziehungen zwischen diesen Einheiten. Aber in diesem Zusammenhang muss man noch weitere, bisher nicht befriedigt geklärten Fragen in Erwägung ziehen, so vor allem die alpine Metamorphose und den Vorgang der alpinen praesenonischen Bewegungen. Obwohl diese Probleme seit längerer Zeit bekannt waren, hat man sie bei den bisherigen Interpretationen — unsere auch einbegriffen, nicht berücksichtigt.

Bei der Konfrontation unserer höher angeführten Interpretation über den Hergang der subtrischen Decken mit den Ergebnissen der alpinen Metamorphose begegnen uns besonders im südlichen Abschnitt der inneren Westkarpaten manche Schwierigkeiten, bzw. Komplikationen. Es wurden nämlich verschiedene Beziehungen zwischen den überschobenen Komplexen und der alpinen Metamorphose — Rekrystallisation festgestellt. Am Kontakte der Gemeriden und Veporiden entlang der Lubeník-Margecany-Linie lässt sich die alpine Rekrystallisation als ein Prozess definieren, der nach der tektonischen Annäherung dieser beiden Deckeneinheiten folgte (Zoubek 1956; Vrána 1965). Im nördlicheren Raum hingegen ging die alpine Metamorphose des Veporiden-Kristallin und seiner Hülle der Überschiebung des Gemeriden-Mesozoikum (Muráň-Plateau; Vrána 1965) voraus. Auf ersten Blick kontrastieren diese Tatsachen mit unserer Interpretation der Beziehungen zwischen der Choč-Decke und den Gemeriden, bzw. der Lubeník-Margecany-Linie.

Folglich, entweder haben wir diese Beziehungen nicht richtig interpretiert, bzw. begriffen, oder aber muss man in diesem Falle mit wesentlich komplizierteren tektonischen Vorgängen rechnen, vor allem mit dem Transport riesiger Gesteinskomplexe. Die letztere Alternative scheint wahrscheinlicher zu sein. Aus den Ausführungen Vrána's (1965) ist es klar, dass in dem praesonenischen Bau der inneren Westkarpaten nach der alpinen syn- und postkinematischen Kristallisation auch noch weitere grossen Umwandlungen folgten. Das ergibt sich hauptsächlich aus der Tatsache, dass das Veporiden-Kristallin und dessen Hülle (metamorphiert unter den Bedingungen der Biotitzone) durch nicht metamorphiertes Gemeriden-Mesozoikum überdeckt ist. Es handelt sich da also um einen grossen Sprung in der Metamorphose.

Diese Tatsache hat man bisher auf zweierlei Arten zu erklären versucht. V. Zoubek (1955, 1957) will es mit Hilfe des Ampferer'schen Schema — „Schubmassen und Walzzone“ — erklären. Nach Vrána (1965) konnte die Metamorphose in diesem Abschnitt der Westkarpaten nur in tieferen Lagen der Erdkruste stattfinden. Nach der postkinematischen Rekristallisation vermutet Vrána noch grosse Strukturänderungen, wobei der metamorphierte Block noch vor der Überschiebung des Muráň-Mesozoikum aus dem Tiefenbau herausgerissen und so in die Oberflächenstrukturen, im wesentlichen in die heutige Position einverleibt wurde.

Die Unwahrscheinlichkeit der Zoubek'schen Interpretation des metamorphen Sprunges versucht Vrána (1965) nachzuweisen. Aber die Vorstellung von Vrána hat auch ihre Mängel besonders darin, dass sie nicht einmal hypothetisch die Art und Weise der Strukturänderungen aufzeichnet, die der Veporidenbau nach der Metamorphose durchgemacht haben könnte. Trotzdem aber glauben wir, dass seine Idee als Ausgangsbasis weiterer Erwägungen dienen kann. Und so gelangen wir zur Konfrontation der alpinen Metamorphose mit unserer Vorstellung. Gleich am Anfang muss man betonen, dass man den heutigen tektonischen Bau der inneren Westkarpaten nicht statisch beurteilen kann, dass bei der Entstehung der Choč-Decke und dem Aufbau der Gemeriden differenzierte, genetisch abweichende Bewegungsprozesse mitgewirkt haben mussten. Von dieser Sicht aus muss man auch die Vorstellung über die tektonische Fläche der Lubeník-Margecany-Linie, wie wir sie ursprünglich widergegeben haben (Biely-Fusán 1965), gewissermassen ändern.

Laut unserer Interpretation wurde die Vepor-Zone in bestimmten Zeitabschnitten der praegosauischen Faltung von Massen der Choč-Decke überdeckt, die aus den nach Norden überschiebenden Gemeriden verdrängt wurde. Die Choč-Decke stellte zu jener Zeit im wesentlichen den mehr oder weniger deformierten Frontabschnitt der Gemeriden-Decke; in seinem Hintergrund blieb der mächtige Sockel der paläozoischen Massen. Auf der Basis dieser Decke lag eine mächtige Masse der perm-karbonischen detritisch-vulkanischen

Ablagerungen. Nach der tektonischen Annäherung, d. h. nach der Bildung der tektonischen Fläche zwischen dem Gemeriden-Paläozoikum und den Veporiden (Fläche der heutigen Lubeník-Margecany-Linie) fanden die alpinen Rekristallisationsprozesse statt (Zoubek 1. c.; Vrána 1. c.). Den Ausgangszustand dieser Situation sehen wir jetzt lediglich auf der Lubeník-Margecany-Linie. Nördlich dieser Linie tritt die Choč-Decke nur in den nördlichsten Abschnitten der Veporiden und in den Kerngebirgen auf. Im überwiegenden Raum der Veporiden, falls sich was von der Choč-Decke erhalten hatte, sind es nur beschränkte Karbonpolster unterhalb des Mesozoikums des Murán-Plateau (Zoubek 1957), oder Karbon oberhalb der Velký Bok-Serie in der Umgebung von Helpa. Im Unterschied zum ursprünglichen Zustand lagert heute auf der metamorphierten mesozoischen Hülle der Veporiden das nicht metamorphierte Gemeriden-Mesozoikum. Da die Kontaktfläche zwischen dem Gemeriden-Mesozoikum und den Veporiden jünger ist als die alpine Rekristallisation, musste der tektonische Transport riesiger Gesteinskomplexe auch nach der Metamorphose stattfinden. Daraus folgt, dass wir mit dem *tektonischen Transport zweier Kategorien* zu tun haben, die auf sich gegenseitig direkt, oder nach gewisser zeitlicher Unterbrechung anknüpften. Dieser Transport musste sich vor der Senon-Zeit abspielen; für seine Zeitgrenze kann man nur die postkinematische Kristallisation stellen, wie darauf Vrána (1965) aufmersam macht.

Auf der Lubeník-Margecany-Linie berühren sich Veporiden mit dem Gemeriden-Paläozoikum. Die ersten Bewegungen sind die Folge *des starken Seitendruckes des Tiefenbaues*, während dessen grosse Blöcke des Fundaments in den Transport einbezogen wurden und zur Entstehung z. B. der Gemeriden-Decke und im Frontabschnitt mit der heutigen Choč-Decke führten. Unsere oben aufgezeichnete Scheme entspricht hauptsächlich diesem Entwicklungsstadium. Durch diese Vorgänge konnten gleichzeitig günstige Strukturverhältnisse für syn- und postkinematische Rekristallisationsprozesse geschaffen werden.

Die zweite Art der Bewegungen durfte einen ganz verschiedenen Charakter haben — im wesentlichen *den oberflächigen* (superfizialen). Diese durften teilweise als Ausklang der ersteren Bewegungen, oder durch die vertikale Emporhebung des ganzen Gebietes und Schaffung der günstigen Bedingungen für den Gravitationstransport ganzer Deckenkomplexe (im wesentlichen Reliefüberschiebung) verursacht werden. Dazu wurden hauptsächlich die Flächen der tektonischen Diskontinuität (d. h. tektonischer Kontakt — z. B. die Choč-Decke — Foederate-Serie und Velký Bok-Serie), oder die sog. zwischenschichtigen Schmierflächen (Werfener Schichten — Karbonate der Mitteltrias) ausgenützt. Auf diese Weise wurden die ursprünglich von der Choč-Decke überdeckten Gebiete durch tektonische Vorgänge entblösst (z. B. der südliche Abschnitt der Veporiden) und von neuen tektonischen Elementen (das Gemeriden-Meso-

zoikum) wiederum überdeckt. Im Laufe dieser Vorgänge kamen bestimmte Teile der karbonatischen Massen der Gemeriden in Bewegung und haben sich Scheerdecken gebildet. Beispiele der Abtrennung und der differenzierten Bewegungen der Gesteinskomplexe sind in allen tektonischen Einheiten der inneren Westkarpaten gut bekannt. Aus solchen Erwägungen folgt, dass man die Breite des Sedimentationsraumes der Choč-Decke nicht aus der Transportlänge, sondern nur aus seiner Entfaltung abschätzen kann.

Wir haben schon oben angeführt, dass in bestimmten Zeitabschnitten der tektonischen Entwicklung die Überdeckung der Veporiden durch die Choč-Decke, event. durch die höheren subtatrischen Decken anzunehmen ist. So gelangen wir nun zur Frage *der möglichen Hangendschichten der Veporiden*, die als eine der Bedingungen der alpinen Rekristallisation sein könnten, d. h. zu den Problemen der Deckengeosynklinale F. Ellenberger's (1963). Die wesentlichsten Voraussetzungen der Ellenberger'schen Konzeption, d. h. dass die alpine Rekristallisation jünger ist als die Deckenüberschiebung, sind auch im Veporiden-Raum gegeben (Zoubek, Vrána l. c.). Während aber in den Alpen eine bis zu 10 km mächtige Gesteinssäule der Deckeneinheiten rekonstruiert werden konnte, im Raume der inneren Westkarpaten müssen wir uns mit wesentlich bescheideneren Bedingungen abfinden. Wir wollen nämlich, trotz dem hypothetischen Charakter unserer Erwägungen, nur mit realen Einheiten rechnen, die in den Karpaten wenigstens in Relikten vorhanden sind. Und eine solche Einheit, die einst die Veporiden überdeckt hatte, ist eben die Choč-Decke, deren heutige Maximalmächtigkeit etwa 2–3 Km inclusive der Verdoppelung der Schichtfolgen (Nízke Tatry) beträgt. Eine wesentlich grössere Mächtigkeit kann man auch für die Zeit nicht annehmen, als sich diese Decke südlicher befand. Ihr tiefstes Glied ist Karbon Angabe D. Andrusov's (1936), dass sich auf der Basis dieser Decke auch kristalline Schiefer befinden, konnte nicht bestätigt werden. Darum wäre die Vorstellung über den ursprünglich wesentlich bedeutenderen Anteil der präkarbonischen Gesteine am Bau dieser Decke zu sehr hypothetisch. Sowieso, obwohl manche Tatsachen in guter Einvernahme mit der Vorstellung der metamorphierten Geosynklinalen sind, entspricht die Mächtigkeit des ursprünglichen Hangenden und der Veporiden bei weitem nicht den diesbezüglichen Vorstellungen.

Bei Berücksichtigung der metamorphen Prozesse kann man sich im Raume der Lubeník-Margecany-Linie gewisse Vorstellungen über den Verlauf der tektonischen Entwicklung der Decken machen, was im Raume der Čertovica-Linie nicht möglich ist. Es fehlen da aber nähere Daten über den Charakter der alpinen Metamorphose. Bekannt ist, dass das Mesozoikum im nördlichen Abschnitt der Veporiden epizonal schwach metamorphiert ist, ähnlich wie in einigen Abschnitten im südlichen Teil der Tatriden (z. B. im Tribeč-Gebirge, im westlichen Teil der Niederen Tatra), oder auch die Křížna-Decke im

südöstlichen Tribeč. Die zeitlichen Beziehungen zwischen den metamorphen Vorgängen und der Überschiebung der Veporiden und Krížna-Decke bleiben vorläufig unklar. Es wäre aber logisch anzunehmen, dass sie ähnlich sind wie im Falle der Lubeník-Margecany-Linie. Offen bleibt das Problem der Hangendkomplexe und die zeitliche Beziehung zwischen der Metamorphose in diesem Raume und im Raume der Lubeník-Margecany-Linie. Im wesentlichen ist dies mit dem Problem des Verlaufes der tektonischen Entwicklung in einzelnen Teilen der inneren Westkarpaten, identisch. Seine Lösung wird vielleicht durch eingehendere Studien der jüngsten Sedimentglieder in einzelnen tektonischen Einheiten ermöglicht werden.

* * *

Aus der eingehenden Analyse der Probleme über den Ursprung und Ausgangsgebiet der subalpiner Decken in den inneren Westkarpaten folgt, dass deren ursprüngliche Sedimentationsräume südlich ihrer heutiger Verbreitung lagen. Der Sedimentationsraum der Krížna-Decke befand sich zwischen den Tatriden und Veporiden, der Choč-Decke zwischen den Veporiden und Gemeriden. An der entgeltigen Formierung dieser Komplexe haben zweierlei Bewegungsprozesse teilgenommen. Im Laufe des ersteren wurde auch der Tiefenbau in Mitleidenschaft gezogen; dabei hat sich die Gemeriden- und die Veporiden-Decke gebildet. In ihrem Vordergrund waren die Krížna- und Choč-Decke vorgeschoben, die in bestimmten Zeitabschnitten die Front der Veporiden- und Gemeriden-Decke bildeten. Als Folge dieser Prozesse kam dann die alpine Metamorphose zur Geltung. In der weiteren Entwicklung kam es zur Individualisierung besonders der Choč-Decke und teilweise auch des Gemeriden-Mesozoikums. Während der erstere Vorgang ein Resultat des Seitendruckes sein konnte, bei dem zweiteren durfte sich auch der Gravitationstransport wesentlicher beteiligen.

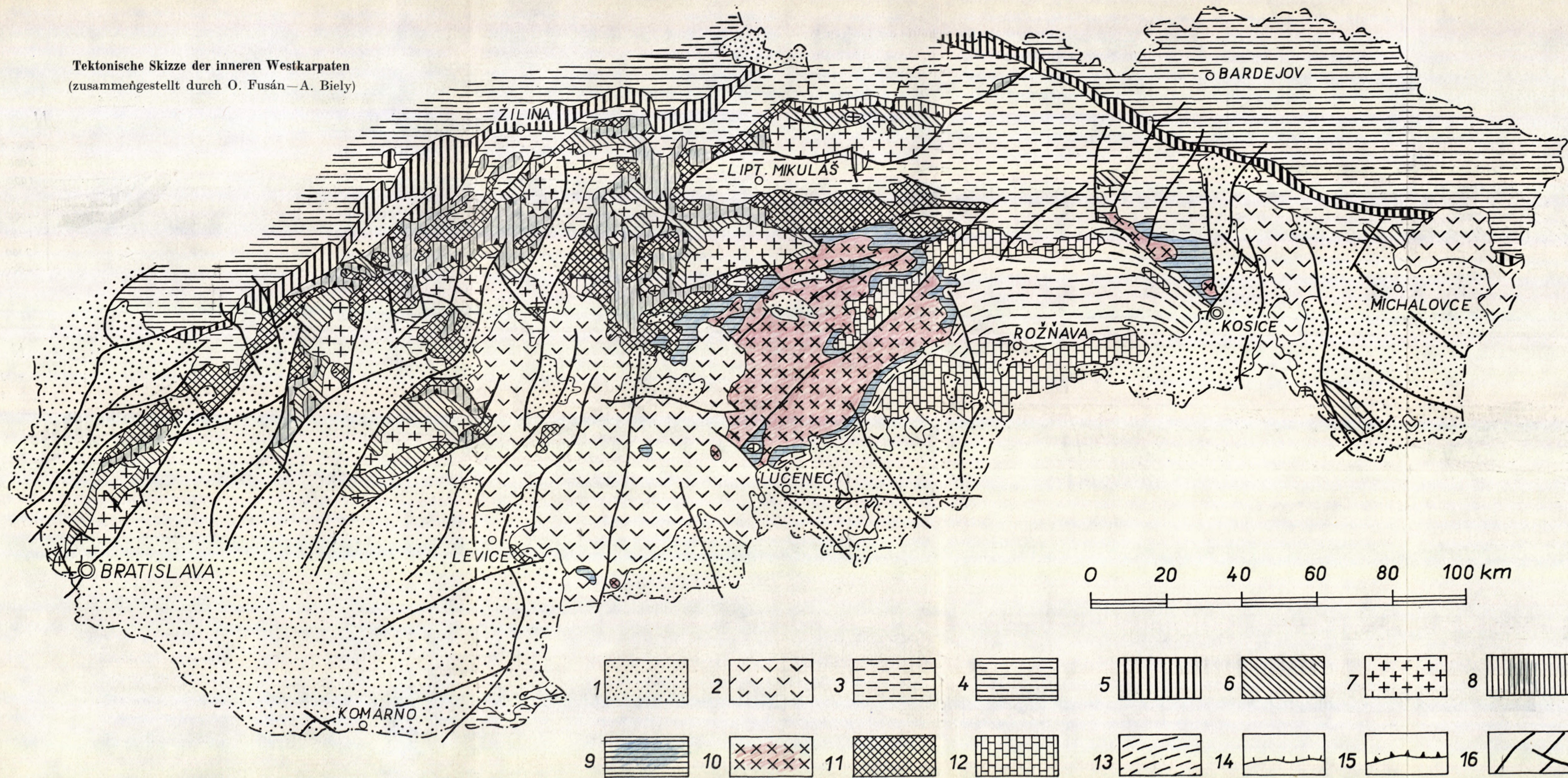
*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

SCHRIFTTUM

- [1] Andrusov D., 1960: Gedanken über das alpin-karpatische Falten-Decken-System. Geol. Sborník XI/2, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1965: Réunion extraordinaire de la Societe géologique de France en 1965 dans les Karpates tchécoslovaques. Livret — guide des excursions. I—IIIème partie. Manuscript; Bratislava. — [3] Biely A., 1961: Bemerkungen zur Geologie des Mesozoikums der „Veporiden-Wurzelzonen“. Geol. práce, Zprávy 21, Bratislava. — [4] Biely A., 1964: Über die „Veporiden“. Geol. Sborník XV/2. Bratislava. — [5] Biely A. — Fusán O., 1965: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník-Margecany-Linie. Carpatho — Balkan Geological Association, VII Congress, Sofia 1965, Reports; Part I. — [6] Bystrický J., 1959:

Beitrag zur Stratigraphie des Muráner Mesozoikums (Muráň-Plateau). Geologické práce, 56, Bratislava. — [7] Ellenberger F., 1961—63: La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. Livre a la mém. prof. Fallat, Tome II. Paris. — [8] Jaroš J., 1965: Über den tektonischen Charakter der Krížna-Einheit in der Umgebung von Banská Bystrica. Geologické práce — Zprávy 35, Bratislava. — [9] Kettner R., 1937: La géologie les environs de Vernar en Slovaquie. Rozpravy ČA 47. — [10] Maheľ M., 1957: Geologie des Gebirges Stratenská hornatina. Geol. práce 48a, Bratislava. — [11] Maheľ M., 1960: The Question of Nappes in the Central West Carpatians from the Point of View of Paleogeography of the Mesozoicum. Int. Geol. Congr. Part XVIII Copenhagen 1960. — [12] Maheľ M., 1964: Die Gliederung des zentralkarpatischen Mesozoikums und seine Beziehungen zu den ostalpinen Einheiten. Věst. Úst. úst. geol. XXXIX/5 Praha. — [13] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna Stát. geol. ústavu. 13A. Praha. — [14] Rabowski F., 1926: Badania geologiczne w Niznich Tatrach i w Górach Spisko-gemerskich w związku z problemem korzni płasczowin reglowych w Tatrach. Posiedzenia naukowe Pánstv. instit. geologicznego, Warszawa. — [15] Schaffer F. X., 1938: Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaontologie. Abt. B. Stuttgart. — [16] Schönnenberg R., 1946: Geolog. Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Karpathen). Zeitschrift. der deutschen geologischen Gesellschaft Band 98, Stuttgart. — [17] Vrána S., 1965: Alpínská metamorfóza granitoidů a série foederata ve střední části veporid. Kandidatská disertační práce. Bratislava archív GÚDŠ. — [18] Zoubek V., 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. Knihovna SGÚ, Svazek 13A, — [19] Zoubek V., 1955: Zpráva o výzkumu východní části pásma Kohúta. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1954. ÚÚG Praha. — [20] Zoubek V., 1957: Grenze zwischen den Gemeriden und Veporiden. Geologické práce 46, Bratislava. — [21] Zoubek V. — Snopko L., 1955: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovci a Rejdovou. Zprávy o geol. výsk. v roku 1954, Praha.

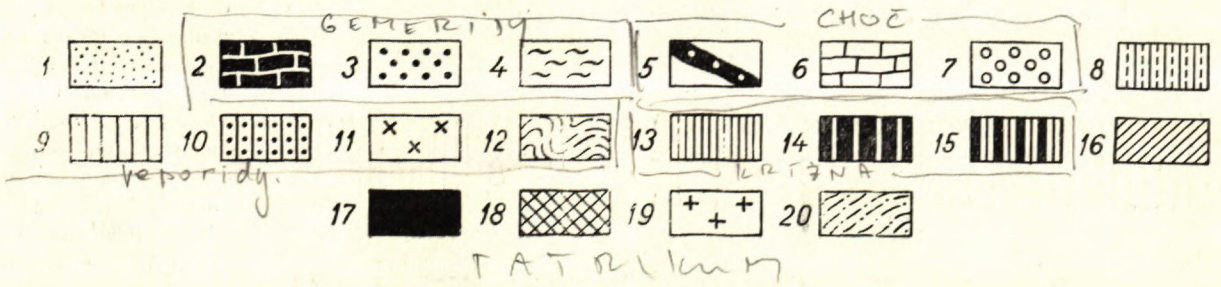
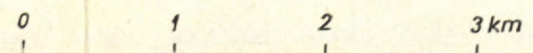
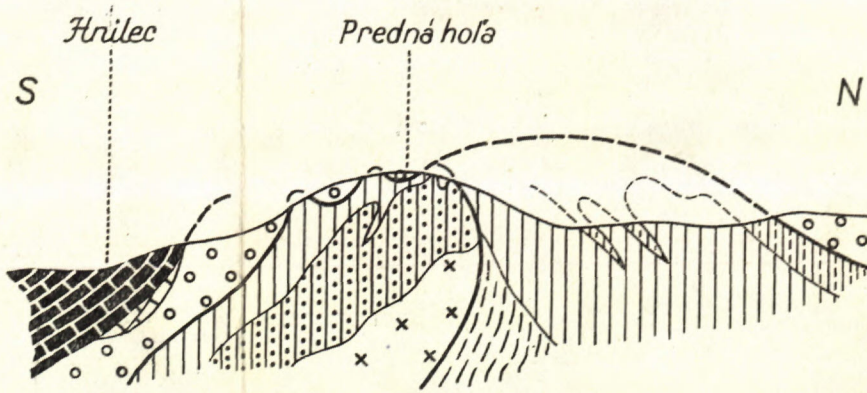
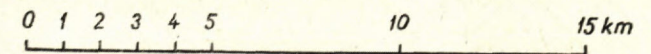
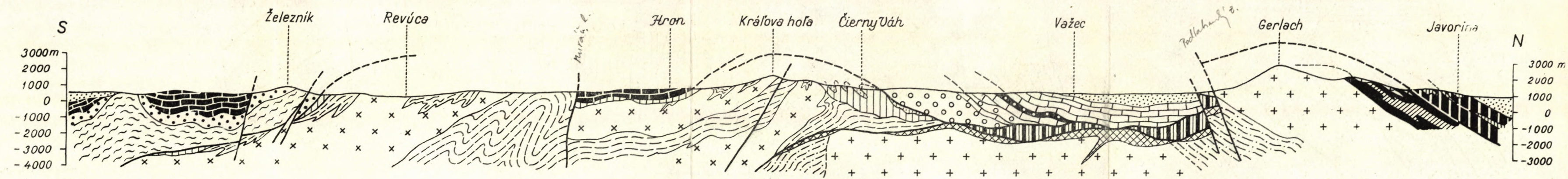
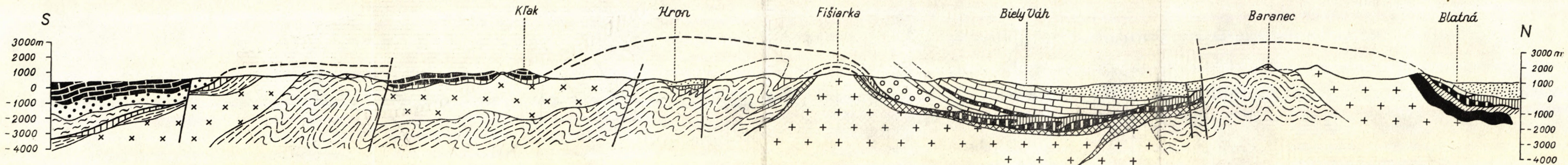
Tektonische Skizze der inneren Westkarpaten
(zusammengestellt durch O. Fusán - A. Biely)



1 - neogene Füllung der Kessel und Niederungen 2 - neovulkanische Komplexe, 3 - der zentralkarpatische Flysch (paläogen, stellenweise auch Oberkreide) 4 - der äussere Flysch (Kreide-Paläogen) 5 - Klippenzone 6 - Hüllenserie der Tatriden (C-K₁) 7 - Kristallin der Tatriden 8 - Krížna-Decke (T₁-K₁, örtlich Kristallin und Perm) 9 - Hüllenserie der Veporiden (C-K₁) 10 - Kristallin der Veporiden (9-10 Veporiden-Decke) 11 - Choč-Decke (C-K₁) 12 - Mesozoikum der Gemeriden 13 - Paläozoikum der Gemeriden (12-13 Gemeriden-Decke) 14 - Überschiebungslinien der Gemeriden- und Choč-Decke 15 - Überschiebungslinien der Veporiden und Krížna-Decke 16 - bedeutendere Bruchlinien und Aufschiebungen

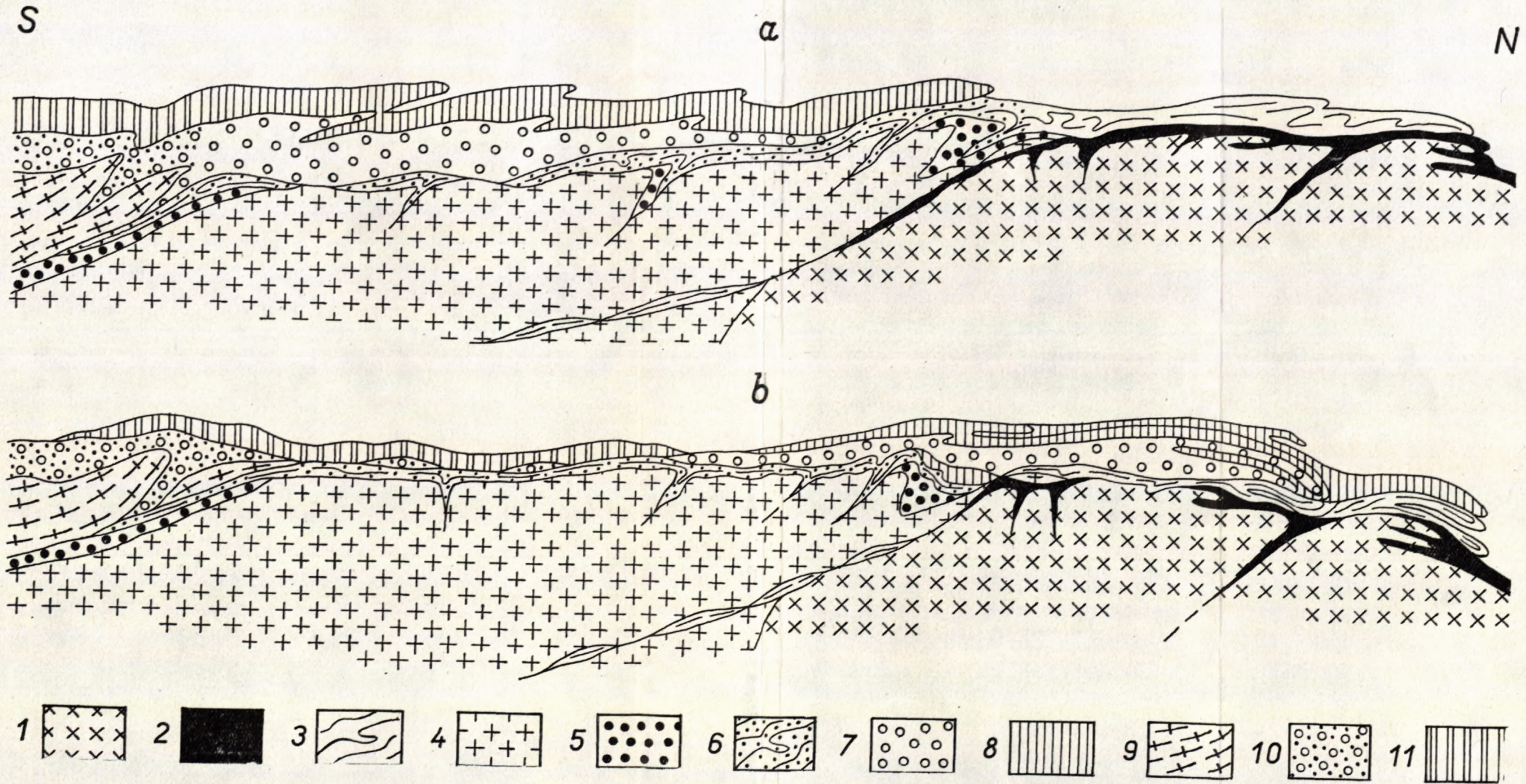
Schematische Querschnitte der inneren Westkarpaten

(zusammengestellt durch A. Biely - O. Fusán, der innere Bau des Veporiden-Kristallin nach A. Klinec 1966)

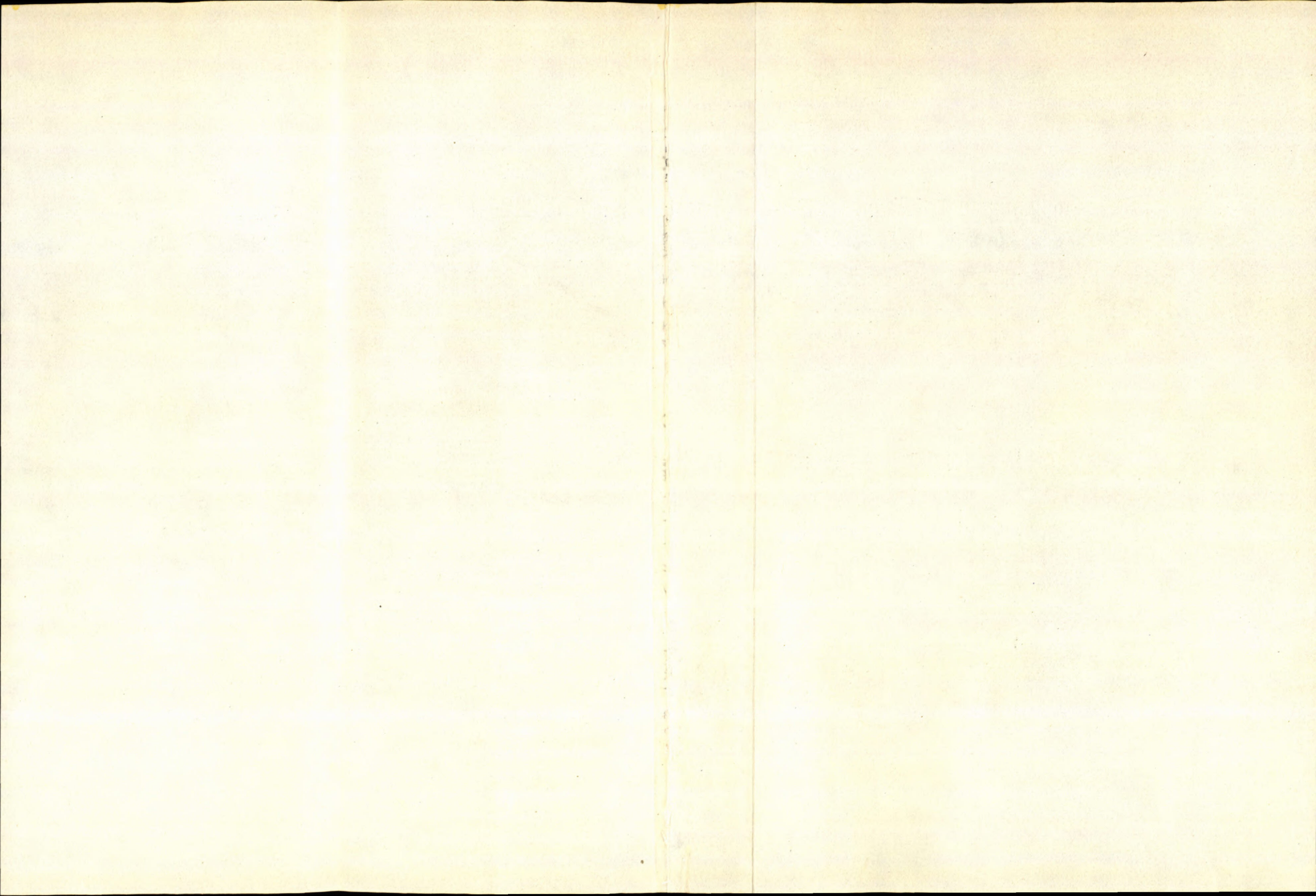


1 - Tertiär der Kessel; Gemeriden-Decke: 2 - Trias, 3 - Jungpaläozoikum, 4 - Altpaläozoikum; Choč-Decke: 5 - Jura-Kreide, 6 - Trias, 7 - Jungpaläozoikum; Veporiden-Decke: 8 - Jura-Kreide, 9 - Trias (örtlich Perm), 10 - Perm, 11 - Granitoiden, 12 - Kristallin-Schiefer; Krížna-Decke: 13 - Jura-Kreide, 14 - Trias, 15 - Krížna-Decke im Ganzen; Tatriden: 16 - Jura-Kreide, 17 - Trias, 18 - Hüllenserie im ganzen, 19 - Granitoiden, 20 - Kristallin-Schiefer.

Skizze des vorgosauischen Baues der inneren Westkarpaten
 (a) nach seitlicher Kompression, (b) nach dem Gravitationstransport



Tatriden: 1 – Kristallin, 2 – Mesozoikum, 3 – Križna-Decke; Veporiden-Decke: 4 – Kristallin, 5 – Jungpaläozoikum, 6 – Mesozoikum; Choč-Decke: 7 – Jungpaläozoikum, 8 – Mesozoikum; Gemeriden-Decke: 9 – Altpaläozoikum, 10 – Jungpaläozoikum, 11 – Mesozoikum.



VÁCLAV ŠPIČKA

ZUR PALÄO GEOGRAPHIE UND TEKTOGENESE DER NEOGENBECKEN
VON WESTKARPATEN

Einleitung

Die intensiven Forschungsarbeiten in den westkarpatischen neogenen Becken haben vor allem in dem am besten durchforschten Wiener Becken eine ganze Menge neuer Tatsachen gebracht, die einerseits die stratigraphische Gliederung, andererseits den Charakter der Begrenzung einzelner Teileinheiten zu präzisieren ermöglichen. Von neueren diesbezüglichen Arbeiten wollen wir besonders T. Buday — I. Cicha — J. Seneš (1965), I. Cicha — J. Tejkal (1965), I. Cicha — J. Seneš — J. Tejkal (1967), V. Špička — I. Zapletalová (1964, 1965, 1966, 1967) und V. Špička (1966) erwähnen.

Die Klärung bedeutender stratigraphischer Fragen und die eingehende Analyse der Beziehungen zwischen der Füllung der Neogenbecken und ihrem Untergrund (T. Buday — E. Menčík — V. Špička 1965, 1966; T. Buday — V. Špička 1959, 196) ermöglicht uns manche Gesetzmässigkeiten in paläogeographischer und tektogenetischer Entwicklung der Westkarpaten (vor allem im Wiener Becken und in Anknüpfung darauf im Donaubecken und der Karpaten-Vortiefe, einschliesslich der Ždánice-Einheit) festzustellen, die man an die nicht so gut durchforschten Gebiete anwenden kann. Zu solchen gehören:

- (a) von stratigraphischer Sicht aus die Festlegung der Grenzen und Unterteilung der stratigraphischen Teileinheiten;
- (b) die Datierung und Bezeichnung der orogenetischen Phasen im Neogen;
- (c) die Klärung der Beziehung zwischen den orogenetischen Phasen und der Beckenentwicklung;
- (d) neue Erkenntnisse über die Genese und Funktion der Brüche;
- (e) Analyse der tektonischen Haupteinheiten und Linien, die den Bau und Entwicklung in Bezug auf den Untergrund bestimmt hatten.

Neue stratigraphische Erkenntnisse

beziehen sich vor allem auf Untermiozän (Burdigal-Helvet), Karpatische Serie, Lanzendorfer Serie (Untertorton).

1. Bei der Neuauswertung der Burdigal-Helvetschichten im Wiener Becken, einschliesslich der Ždánice-Einheit und der Karpaten-Vortiefe scheint, dass den bisher aufgestellten stratigraphischen Teileinheiten — Eggenburger Serie (Unterburdigal), Luschtitzer Serie (Oberburdigal-Helvet s. s.) und Helvet s. s. — keine stratigraphische Bedeutung zukommt. Die Burdigal-Helvetschichten vertreten nur einen Sedimentationszyklus, der unter dem Einfluss der syn-tektonischen Ablagerung faziell stark veränderlich ist. Wir schlagen vor, ihn als Luschtitzer Serie *in einer neuen Auffassung (die Äquivalente der Eggenburger Serie mitinbegriffen)* oder als Mikulschtitzer Serie (nach der tiefsten Depression bei Mikulschitz, wo die marinen burdigal-helvetischen Schichten bis 850 m erreichen) zu bezeichnen. Es wäre auch möglich ihn als Burdigal-Zyklus zu bezeichnen. Es scheint nämlich, dass das Helvet s. s. in der Auffassung und der Begrenzung der bisherigen Arbeiten, in vertikaler und lateraler Richtung den stratigraphischen Äquivalent des Burdigals (sowohl der Luschtitzer Serie als auch der Eggenburger Serie) darstellt.

Von lithologischer Sicht aus kann man da *an der Basis klastische* etwa 0—400 m mächtige *Ablagerungen* (verschiedene Fazies des basalen Schuttkonglomerates, die karbonatischen und Chropov-Konglomerate, die Štefanov Sande, glaukonitische Sandsteine, bunte oligohaline Fazies) und die *höheren, überwiegend pelitischen Schichten (Schlier)* unterscheiden, die flächenmässig grössere Verbreitung haben.

2. *In der Karpatischen Serie* treten in der tieferen marinen Lakšár-Schichtfolge die *klastischen Basalsedimente* — 0—400 m mächtig — (Jablonica-Konglomerate und Sandsteine, sandige Basalkomplexe — Týnec-Sande) und die *höhere, in der Regel pelitische Entwicklung* auf. Die höhere Závod-Schichtfolge ist lediglich in den Depressionszonen vertreten, faziell veränderlich, meistens brackisch bis vom Süsswasser-Charakter. An ihrer Basis treten verschieden starke Šaštíner Sande. Eine paläogeographisch selbständige Entwicklung bilden die *ausgesüsststen Ostracoden-Schichten von Láb*. Die Ablagerungen der Karpatischen Serie sind meistens grau gefärbt.

3. Die Lanzendorfer Serie (Untertorton) vertritt gemäss den neuesten Ergebnissen von V. Špička — I. Zapletalová (1965) *einen einheitlichen Sedimentationszyklus*, der nicht mehr unterteilt werden kann. Die bisher aufgestellten stratigraphischen Zonen (die untere und obere Lagenidenzone), denen man selbständige stratigraphische und paläogeographische Stellung zuerkannt hatte (T. Buday — I. Cicha 1956; J. Kapounek & Cie 1965) sind stratigraphisch wertlos. Lithofaziell kann man *die klastischen Basalschicht-*

ten (etwa 0—500 m mächtig), und die *höheren, fast ausschliesslich pelitischen Schichten* unterscheiden. Den ersteren gehört die psammitisch-psephitische und die sie lateral vertretende bunte Anhydritfazies (V. Špička 1966) an, welche man (z. B. J. Kapounek & Cie 1964, 1965) für fluvial-terrestrische Abschluß-Sedimente der Karpatischen Serie hielt. Die höheren pelitischen Schichten sind flächenmässig reicher vertreten als die basalen klastischen Sedimente.

4. Torton gliedern wir im Sinne der neueren Arbeiten von V. Špička — I. Zapletalová (1965) und V. Špička (1966). Im tieferen Torton unterscheiden wir *faziell veränderliche* 0—1100 m mächtige *Basalschichten* und die höheren *fast ausschliesslich pelitischen Schichten* mit der Fauna der Sandschalerzone. Oberhalb der Pelite liegt die faziell stark veränderliche Schichtfolge des höheren Torton, in der sowohl der vertikale wie laterale *Übergang aus der marinen neritischen Fazies* — charakterisiert durch reiche Bolivinen-Buliminenfauna — in die *brackische bis lagunäre bunte und Kohlenfazies* nachgewiesen wurde. Den ganzen höheren Tortonabschnitt habe ich daher mikrofaunistisch als *Bolivinen-Buliminenzone* bezeichnet. Die örtlich aus diesen Schichten erwähnte Rotalienzone hat keine stratigraphische Rechtfertigung. Die Unterschiede zwischen der Entwicklung im nordwestlichen und im südöstlichen Beckenabschnitt weisen auf die Bedeutung der Bewegungen gegen Ende der Ablagerung der Sandschalerzone bei verschiedener Mobilität des Untergrundes hin.

Durch neue Forschungen hat man in allen obenangeführten Teileinheiten die Anwesenheit der *mächtigen klastischen Basalsedimente* und der *höheren meistens pelitischen Schichten*, die flächenmässig reicher verbreitet sind, festgestellt. Die scharfe, plötzliche Änderung der Lithofazies am Beginn des neuen Sedimentationszyklus — im Vergleich mit dem Untergrund — die offensichtlich durch paläogeographische und tektogenetische Veränderungen bedingt wurde, bietet einen der Beweise für die Identifizierung der orogenetischen Phasen. Der neue Ablagerungszyklus, vertreten durch basale Ablagerungen oder höhere Pelite, lagert scharf begrenzt und transgressiv den liegenden Peliten auf. Die Diskordanz weist auf die Transgression der Schichten auf verschieden starke, stratigraphisch ältere (bzw. auf verschieden alte) Schichten, incl. des vorneogenen Untergrundes hin. Am ausdrucksvollsten erscheint die *Diskordanz zwischen dem Burdigal und dem Untergrund, zwischen Burdigal und der Karpatischen Serie und zwischen der Lanzendorfer Serie und Torton*. Bei der neu durchgeführten Korrelation der leitenden Sarmat-Sande konnten wir die Bedeutung der Diskordanz zwischen *Sarmat und Pannon* ergänzen und noch präzisieren.

Die Identifizierung und Bezeichnung der orogenetischen Phasen

Einzelne orogenetische Phasen identifizieren, bzw. begrenzen wir auf Grund der paläogeographischen und tektogenetischen Unterschiede zwischen den stratigraphischen Teileinheiten, d. h. auf Grund der scharfen und plötzlichen Lithofazies-, und Faunenveränderungen, bzw. der Unterschiede im Bau und der tektonischen Gliederung.

Bei der Datierung und Bezeichnung der orogenetischen Phasen im Neogen konnte bisher keine Einigkeit erzielt werden. In verschiedene Zeitabschnitte werden besonders die als jungsteirische, altsteirische, savische, jungsavische, bezeichneten orogenetischen Phasen gestellt. Neue eingehende Forschungen erlauben uns die ältere Vorstellung von H. Stille (1953) und die späteren auf dieser bauenden Konzeptionen (M. Dlabáč 1958, 1961; T. Buday 1963; Z. Roth 1964; V. Špička 1965) zu ergänzen und zu präzisieren. Mit Rücksicht auf die eingehende Durchforschung eignet sich das Wiener Becken am besten als Ausgangsgebiet für die Verfolgung und Begrenzung einzelner neogener orogenetischer Phasen und für die Lösung mancher Probleme, wie z. B. Nacheinanderfolge der orogenetischen Phasen, deren Funktion und Tätigkeit im Raum und Zeit u. ä.

Durch die orogenetischen Prozesse wurde die paläogeographische und tektogenetische Entwicklung des Neogens, und somit auch sein Aufbau und seine Gliederung bestimmt.

Die ältesten Neogenablagerungen in dem Becken (= die Mikulschitzer Serie) transgredieren auf verschiedene alpinotyp oder germanotyp gefaltete Deckeneinheiten der zentralen Westkarpaten und auf alpinotyp gefaltete Deckeneinheiten der äusseren Flyschzone. Dadurch wird die Bedeutung der *Bewegungen während der savischen orogenetischen Phase* zwischen Paläogen und Neogen, als sich die Grundrisse des alpinotypen Baues der liegenden Einheiten gebildet, bzw. entgültig formiert haben, bewiesen. Der alpinotype Innenbau und die Deckenteileinheiten entstanden im wesentlichen während der savischen Phase, wenn auch in der Neogen-Zeit der Bau des Untergrundes noch weiter formiert wurde. Das gilt vor allem für den stärker mobilien Flyschabschnitt. Die Deckenteileinheiten wurden in die heutige Lage nachgeschoben; es haben sich Megaantiklinorien und Synklinorien gebildet. Die verschiedene Mobilität des Untergrundes in einzelnen Abschnitten hatte die Entwicklung und den Aufbau des Neogens wesentlich beeinflusst.

Den bedeutendsten Eingriff in die weitere Entwicklung stellen die *Bewegungen zwischen der Ablagerung der Lanzendorfer Serie (Untertorton) und Torton (Obertorton) dar*. Erst nach diesem Zeitabschnitt entsteht die für das Wiener Becken so charakteristische und dominierende SSW-NNE Begrenzung und Gliederung und im Rahmen des Beckens der mit dieser Richtung parallele

Verlauf der Deckenteileinheiten und des Megaantiklinoriums der Kleinen Karpaten und der Ždánice-Einheit.

Gemäss unseren derzeitigen Kenntnissen empfehlen wir folgende Datierung und Bezeichnung einzelner orogenetischer Phasen:

1. Die Savischen Phasen zwischen dem Paläogen und dem Burdigal (die Altsavische Phase an der Grenze Oligozän- Aquitan und die Jungsavische Phase an der Grenze Aquitan-Burdigal im Sinne A. Tollmann 1965). Die Bewegungen zwischen dem Aquitan und Burdigal (präburdigalischen Bewegungen) haben einen grundlegenden Charakter. Es scheint dagegen, dass die intraburdigalischen (jüngstsavischen) Bewegungen gegen Ende des Unterburdigals nicht eindeutig beweisbar sind. Bei der neuen Bearbeitung der Lokalität Lužice wurde z. B. die Transgression der oberburdigalischen Luschtitzer Serie (Schliermergel mit Flyschschutt an der Basis) über die Reste der Eggenburger Serie (Unter-Burdigal) nicht ganz bestätigt. Es scheint, dass wir dort höchstwahrscheinlich einen Übergang zwischen dem Flyschschutt und dem Unter-Burdigal voraussetzen müssen (V. Špička 1967). Es ist daher möglich (nach der Auffassung des Autors sehr wahrscheinlich), dass die jüngstsavische Phase in regionaler Hinsicht vielleicht überhaupt nicht existierte (V. Špička 1967).

Die wesentlichen Veränderungen in der paläogeographischen und tektogenetischen Entwicklung des Neogen wurden durch die Bewegungen zwischen der Ablagerung der Lanzendorfer Serie (Untertorton) und dem Torton (Obertorton) hervorgerufen. Deshalb empfehlen wir die Bewegungen diesen Zeitabschnittes als *jungsteirische*, bzw. *jüngststeirische (moldavische) Phasen* und die älteren Bewegungen als die *altsteirischen Phasen* zu bezeichnen.

2. Die 1. Altsteirische Phase zwischen der Mikulschitzer u. Karpatischen Serie hatte zur Faltung der Burdigalschichten, bzw. zum Faltenbau des Burdigals mit Veränderungen im Fallen der Schichten zwischen 0 und 60°, wie auch zur disharmonischen Verfaltung des Basalkomplexes und der hangenden Pelite geführt. Als ihren Anfang kann man die Regression und die fortschreitende Aussüssung der Schichten gegen Ende des Burdigals bezeichnen. Sie führte auch zur Inversion des Reliefs und zu paläogeographischen Veränderungen, die am Anfang der Karpatischen Serie oft durch die Änderung der Bio- und Lithofazies (Burdigal-Schlier — Jablonica-Konglomerate und Sandsteine) zum Ausdruck kommen.

Die 1. Altsteirische Phase war für die Überschiebungen der Flyschdecken von grosser Bedeutung. Auch die vorausgesetzten intraburdigalischen Überschiebungen sind auf diese Phase höchstwahrscheinlich zurückführbar.

Zur bestimmten Belebung der Bewegungen kam es auch inmitten der Karpatischen Serie während Ablagerung der Lakšár- und Závod-Schichten. Dies

äussert sich in den Veränderungen der Lithofazies, die durch die erhöhte Zufuhr des klastischen Materials und durch Ablagerung der Šaštín-Sande oberhalb der pelitischen Entwicklung verursacht wurden.

3. Die 2. Altsteirische Phase [jungsteirische Phase nach T. Buday (1960), A. Tollmann (1966)] an der Grenze der Karpatischen u. Lanzendorfer Serie kommt durch die erwiesene Regression gegen Ende der Karpatischen Serie, durch die Verfaltung ihrer Schichten (Veränderung der Neigung der Schichten zwischen 0 und 15°) und paläogeographische und somit auch Litho- und Biofaziesänderungen zum Ausdruck. Die Lanzendorfer Serie transgrediert mit verschiedenen mächtigen basalen klast. Sedimenten und höheren Peliten auf unterschiedlich mächtige Schichten der Karpatischen Serie (auf stratigraphisch verschiedene Horizonte), resp. auf den Untergrund.

4. Die 1. Jungsteirische Phase (jüngsteirische Bewegungen nach A. Tollmann 1966) zwischen der Ablagerung der Lanzendorfer Serie (Untertorton) und Torton (Obertorton) lässt sich durch die erwiesene Regression in der Lanzendorfer Serie dem zu Hangenden und durch die grundsätzlichen Veränderungen im Bau und tektonischer Gliederung des Beckens erkennen. Es hat sich ein Becken gebildet, das sich durch seine verlängerte Form, Bau und Gliederung von jenem der Lanzendorfer und Karpatischen Serie und Burdigals grundsätzlich unterscheidet. Aber das wichtigste ist die Entstehung *der Bruchtektonik*, die dann in der ganzen Weiterentwicklung des Neogens eine dominierende Rolle spielt. Die Hauptbrüche sind SSW-NNE gerichtet und unterscheiden sich wesentlich vom Bau und Gliederung des tieferen Miozäns. Aber auch die mit dem Bau der tieferen Schichten, bzw. des Untergrundes ähnlich gerichteten Brüche bilden in der Regel keine direkte Fortsetzung der Brüche aus der Lanzendorfer Serie; praktisch kann man sagen, dass es sich um *ein neu entstandenes Phänomen im Bau und Gliederung des Beckens handelt*. Die paläogeographischen Veränderungen und die Verjüngung des Reliefs, herbeigeführt durch die Orogenese, äusserten sich Anfangs Torton durch die Ablagerung der mächtigen klastischen Basalsedimente, die (event. auch die höheren Pelite) auf verschieden mächtige Pelite der Lanzendorfer Serie, auf das tiefere Miozän, bzw. auf den Untergrund transgredieren.

5. Die 2. Jungsteirische Phase stellt die Belebung der tektonischen Bewegungen gegen Ende des tieferen Torton (also gegen Ende der Ablagerung der Sandschalerzone) vor allem im NW, im stärker mobilien Beckenabschnitt (mit dem Flyschuntergrund) dar. Auffallend ist vor allem die Lithofaziesänderung — die dominierende stark sandige Entwicklung oberhalb der fast ausschliesslich pelitischen Fazies der Sandschalerzone.

6. Die Moldavische Phase (die jüngsteirische nach H. Stille 1953) zwischen dem Torton und Sarmat ist durch die mässige Diskordanz zwischen

verschiedenen Tortonhorizonten und den Sarmatschichten belegt. Stellenweise ist ihre Verfolgung durch die Schwierigkeiten bei der Festlegung der stratigraphischen Grenzen erschwert.

7. Die Attische Phase zwischen dem Sarmat und Pannon wurde durch M. Dlabač (1958) erwiesen. Pannon transgrediert auf verschiedene stratigraphische Sarmathorizonte und so entsteht eine Diskordanz zwischen beiden Stufen. Als erste Äusserung dieser Phase kann man die Regression gegen Ende des Sarmats betrachten.

8. Die Rhodanische Phase zwischen Pannon und Pont setzt mit einer Regression und Ausfüllung des pannonischen Sedimentationsraumes (die Kohlenentwicklung) ein. Pont transgrediert durch die bunte Serie, an der Basis mit klastischen Sedimenten. Während dieser Phase bilden sich auch Brüche, die das Pannon und das tiefere Miozän lediglich epigenetisch stören. Hierher gehört z. B. der Šaštín-Burch und die pliozänen Brüche auf dem Láb- und Studienka-Bruchsystem.

9. Die Altvalachische Phase gegen Ende des Pont und

10. Die Jungvalachische Phase zwischen dem Pliozän und Pleistozän. Es wird zweckmässig sein, die Gliederung des jüngstalpidischen Hauptzyklus (A. Tollmann 1966) zu präzisieren.

Zwecks einfacher Orientierung bei der Verfolgung einzelner orogenetischer Phasen halten wir uns der H. Stille'schen (1953) Bezeichnungen. Eine andere Interpretation stammt von T. Buday (1963), der die Benennungen „obertortonische Phase“ usw. mit Angaben der Situation im Rahmen der Westkarpaten vorgeschlagen hatte.

Die Beziehungen zwischen den orogenetischen Phasen und der Beckenentwicklung

Die einzelnen orogenetischen Phasen im Neogen stellen eigentlich den Ausklang der karpatischen orogenetischen Prozesse dar und hängen mit den Druckphänomenen zusammen. Sie hatten die Entwicklung der Becken grundsätzlich beeinflusst. Die gegenseitigen Beziehungen zwischen den orogenetischen Phasen und der Beckenentwicklung wurden durch T. Buday eingehend studiert (1963, 1965), der auch die älteren diesbezüglichen Arbeiten kritisch ausgewertet hatte. Durch neuere Forschungen wurden seine Ergebnisse ergänzt und präzisiert (V. Špička 1966).

Der orogenetische Vorgang kommt im Becken durch die Regression und starke Verlangsamung, event. auch vollkommene Einstellung der Subsidenz zur Geltung. Entweder das ganze Becken, oder seine Rand- (Elevations) abschnitte werden gehoben und dadurch die Ablagerung unterbrochen.

Die orogenetische Phase erreicht ihren Höhepunkt durch die Faltung der Schichten, Reliefänderungen (Megastrukturen) und Bildung der Brüche. Durch die so entstandenen Elevationen und Depressionen wie auch Brüche wird die Weiterentwicklung des Beckens, sein Bau und Gliederung praedisponiert. Nach dem Ausklang der Bewegungen folgt eine Druckentspannung, epirogenetische Beckensinkung und somit auch die Meerestransgression. Die Sedimentation ist auf verschiedenen Gebieten (Schollen) differenziert und durch die während der Orogenese entstandenen tektonischen Elemente beeinflusst. Eine Schollen- und bruchfreie Subsidenz ist am Anfang des Sedimentationszyklus am stärksten; dem Hangenden zu wird sie immer schwächer. Die Transgression ergreift zuerst die Depressionszonen, wo sich bei gleichzeitiger Subsidenz die mächtigsten klastischen Basalsedimente absetzen. Dann breitet sie sich allmählich auf die anliegenden Elevations- und Randgebiete aus. Das Eintreten der neuen Phase äussert sich wiederum durch die Regression und tektonische Bewegungen, die zur Mobilität der tektonischen Teileinheiten, oder zur Belebung der älteren und Bildung neuer Brüche führt.

Einen solchen Vorgang kann man in allen stratigraphischen Teileinheiten beobachten. Gutes Beispiel bietet uns auch das Torton, wo die durch die differenzierte Senkung bedingten Mächtigkeitsunterschiede bei den Basalschichten am grössten sind; in den höchsten Horizonten der Sandschalerzone löschen sie ganz aus. Ähnliche Verhältnisse herrschten auch im Sarmat (die Maximalunterschiede in der Zone der Grosseiphidien), Pannon (die Maximalunterschiede zwischen der Mächtigkeit der Zone B und C, während die Zone F eine fast beständige Mächtigkeit aufweist) usw.

Der Ausmass der Unterschiede in der Subsidenz ist der vorausgehenden orogenetischen Phase proportionell. Der Bedeutung und Intensität der ersten Phase der Jungsteirischen Orogenese entsprechen die Maximalunterschiede in der Subsidenz anfangs Torton.

Diesen Gesetzmässigkeiten in der zyklischen Beckenentwicklung zufolge beobachten wir die grössten Mächtigkeitsunterschiede bei den tieferen Abschnitten des betreffenden Sedimentationszyklus, incl. der klastischen Basalsedimente und die grösste Sprunghöhe der synsedimentären Brüche nahe der Basis einzelner stratigraphischer Teileinheiten.

Einige neuen Erkenntnisse über die Genese und Funktion der Brüche

Die mit der Genese und Funktion der Brüche zusammenhängenden Fragen haben wir bereits in selbständigen Arbeiten behandelt (V. Špička 1966, 1967). Wir können die Brüche in 4 verschieden orientierte Systeme eingliedern:

1. die WSW-ENE gerichteten Brüche; 2. die NW-SE Brüche; 3. die N-S Brüche und endlich 4. die SSW-NNE orientierten Brüche.

Die Bildung und Funktion der Brüche hängt mit der Genese und Funktion der Elevationen und Depressionen, welche durch diese Brüche begrenzt oder gegliedert werden, eng zusammen.

Die Bruchtektonik in den vortortonischen Schichten kann vernachlässigt werden; lediglich die drei ersten Richtungen kommen da zur Geltung. Angefangen mit Torton gewinnen die Brüche die entscheidende Bedeutung. Neben den SSW-NNE gerichteten Brüchen, die weder zum Bau und Gliederung der liegenden Schichten noch zum tieferen Neogen irgendwelche genetische Beziehungen aufweisen, entstanden und belebten sich auch die WSW-ENE, NW-SE und N-S Brüche; die letzteren entsprechen durch ihre Richtung dem Bau des Untergrundes, sind also durch alte Strukturen und Linien bedingt.

Die Brüche entstehen im Neogen während der orogenetischen Prozesse und beeinflussen die Sedimentation vom Anfang der Transgression eines neuen Sedimentationszyklus an. Alle bedeutenden Brüche sind syngenetisch für die Schichten, die nach der orogenetischen Phase folgten, bei welcher die Brüche entstanden oder erneuert wurden. Wenn man bei manchen Brüchen nur den epigenetischen Charakter annimmt, so kann dies bei der Abwesenheit der jüngeren Schichten nur scheinbar richtig sein. Anschauliches Beispiel liefert uns der pliozäne Šaštín-Bruch, der entsprechend den neuen Studien während des ganzen Pannon epigenetisch war. Es handelt sich um einem Bruch, der zwischen Pannon und Pont entstand. Im beschränkten Masse begrenzt er die abgesunkene Scholle, auf der Pont entwickelt ist. Der Bruch hat daher wahrscheinlich die Ablagerung des Pont beeinflusst. Auf dem überwiegenden Gebiet ist aber Pont abwesend und verschiedene Pannon-Horizonte treten zutage. Die heutige Sprunghöhe an der Oberfläche spiegelt nur die postpannonischen Bewegungen ab.

Bei der Beurteilung der Bruchtektonik wird es notwendig sein, die während der attischen Phase entstandenen und auch im Pannon aktiven Brüche von den jüngeren auch das Pannon epigenetisch störenden Brüchen zu unterscheiden. Die nähere Betrachtung der Bruchtektonik erfordert weitere eingehende Spezialstudien.

Tektonische Haupteinheiten und Linien, die den Bau und Entwicklung des Neogen vorbestimmt haben

In der letzten Zeit wird dem obenangeführten Problem in Beziehung zum Bau des Untergrundes immer grössere Aufmerksamkeit gewidmet (T. Buday — V. Špička 1959; T. Buday — E. Menčík V. Špička 1967; T. Buday — V. Špička 1967; J. Kapounek & Cie 1964, 1965). Die paläogeographische Verbreitung, Längsachse des Beckens und seine Entwicklung, wie auch Bau und Gliederung ist in der Lanzendorfer u. der Karpatischen Serie und im Burdigal

durch die WSW-ENE bis W-E, NW-SE und event. N-S tektonischen Linien bestimmt. Es handelt sich um Einheiten, bei welchen man den alten, praeneoiden Ursprung im tiefen Untergrund nachweisen kann. Die grösste Bedeutung kommt im Neogen den NW-SE und WSW-ENE gerichteten Elementen zu.

1. Die *NW-SE orientierten tektonischen Elemente* äussern sich ausgeprägt im Raume der Böhmisches Masse. Es handelt sich um tektonische Richtungen jungkaledonischen Ursprungs, die in der saxonischen Tektonik auch als *sudetische Strukturrichtungen* bezeichnet werden (O. Kodym in T. Buday & Kol. 1960, 1961; J. Jaroš 1961), ähnlich wie oft in den Karpaten, wo sie ihre Fortsetzung finden (T. Buday — V. Špička 1959; T. Buday 1964; Z. Roth 1965 u. a.). Aus neuen Ergebnissen folgt, dass es sich keinesfalls um nur für die Böhmisches Masse charakteristische Elemente handelt mit Fortsetzung na SE, sondern dass sie auch im Raume der Westkarpaten vorneoiden Ursprung in dortigen liegenden Einheiten aufweisen und in der neoiden Ära periodisch erneuert wurden. In den Neogen-Becken (am besten ist es in der karpatischen Vortiefe, im Wiener und Donaubecken zu sehen) kann man die NW-SE orientierten Elevationen und Depressionen regionalen Ausmasses unterscheiden. Ihre präzise Begrenzung und Analyse im Raum und Zeit gehören zu den wichtigen zukünftigen Aufgaben. Im Verhältnis zu den Torton- und jüngeren Schichten handelt es sich um die Quertektonik, welche auch die Entwicklung, den Bau und event. Gliederung dieser Schichten wesentlich beeinflussen kann. Oft werden diese Richtungen als *sudetisch* bezeichnet.

2. Die *WSW-ENE bis W-E gerichteten tektonischen Elemente* kommen in der karpatischen Vortiefe im Raume des Böhmisches Masivs auf den altvariszisch angelegten Linien und auf den saxonischen Linien der Erzgebirge-Richtung (O. Kodym in T. Buday & Koll. 1960, 1961; J. Jaroš 1961) zum Vorschein. Diese Tektonik ist tiefen, vorneoiden event. auch praekambrischen Ursprungs (J. Jaroš 1961). In den Karpaten hat die WSW-ENE bis W-E orientierte Tektonik die dominierende Bedeutung und wird da auch als *karpatische Tektonik, karpatische Richtung, karpatische Einheiten und Linien* u. ä. bezeichnet. Auch bei diesen tektonischen Einheiten im Raume der Westkarpaten wurde ihr vorneoider Ursprung mit intensiver Aktivität in der neoiden Ära bestätigt. Die WSW-ENE Linien bilden die Begrenzung der kristallinen Kerne, der mesozoischen Hülle und der Deckeneinheiten wie auch bei den intramontanen Depressionen (T. Buday — V. Špička 1964).

Es scheint möglich zu sein eine Reihe Depressions- und Elevationseinheiten zu verfolgen. Mit ihrem Einfluss kann man nicht nur im tieferen Miozän, sondern auch im Torton und im jüngeren Neogen rechnen.

Die WSW-ENE Tektonik ist im Verhältnis zu den vortortonischen Schichten (für Lanzendorfer, Karpatische und Mikulschitzer Serie) längsgerichtet, zum Torton und zur jüngeren Füllung des Wiener Beckens und des Donaubeckens

(da dominiert die SSW-NNE Verlängerung des Beckens, der Elevationen und Depressionen und der Brüche) als quergerichtet. Die WSW-ENE Tektonik stellt ein selbständiges System dar, das man vom jüngeren SSW-NNE System unterscheiden muss.

In der bisherigen Praxis werden die W-E bis SSW-NNE orientierten Einheiten und Linien auch als *längsverlaufende Elemente karpatischer Richtung* bezeichnet. Die WSW-ENE bis W-E verlaufenden tektonischen Einheiten und Linien werden in der Regel für kein selbständiges System gehalten, das von der SSW-NNE Richtung unabhängig wäre (M. Dlabač — E. Menčík 1964; Z. Roth 1965 usw.). Aus neuen Forschungen folgt, dass man diesen WSW-ENE — Querelementen in den Neogenbecken, und zwar sowohl den Brüchen wie auch den Elevationen und Depressionen erhöhte Aufmerksamkeit widmen muss. Besonders bei der Orientierung auf die Liegendeinheiten hat die Begrenzung der ersteren (die mit dem Tiefenbau verbunden sind) grosse Bedeutung.

Im Torton und jüngeren Neogen hat man in vielen Arbeiten einen anomalen Verlauf der Farské-Störung (in Beziehung zur Beckenachse) hervorgehoben, die als ein ausgeprägtes Bau- und Gliederungselement erscheint. Auch die Elevationen und Depressionen, welche die Entwicklung, den Bau und Gliederung im Torton und jüngeren Neogen beeinflusst haben, scheinen von Wichtigkeit zu sein, wobei ihre Bedeutung in den tieferen Schichten immer grösser wird. So z. B. die Elevation des Katlovce-Horstes scheint von regionaler Bedeutung zu sein.

Die Bestimmung, resp. Begrenzung der regionalen Einheiten versuchte ich beim Studium der nördlichen Ausläufer des Donaubeckens (in T. Buday — V. Špička 1967) durchzuführen. Im Wiener Becken deutet auf die Bedeutung der WSW-ENE Tektonik die wichtigste Elevation von Matzen hin, die man zu Einheiten regionalen Charakters zählen kann. Nur durch den entscheidenden Einfluss der Quertektonik kann man sich die Existenz dieser Elevationszone in einem Gebiet erklären, das in der SSW-NNE Tektonik zur Depression östlich des Steinberger Bruches gehört.

Ähnlich wie bei der NW-SE Tektonik — wo es bereits hinreichend erwiesen wurde — kann man auch bei den WSW-ENE orientierten tektonischen Elementen die Einheiten regionalen Ausmasses annehmen, die quer durch die heutigen Becken verlaufen. Sie sind also für die karpatische Vortiefe, das Wiener und Donaubecken gemeinsam.

Wie bereits gesagt, wäre es zweckmässig, die WSW-ENE bis W-E orientierte Tektonik mit Rücksicht auf ihre eigenartige Genese und Unabhängigkeit von der jüngeren SSW-NNE Tektonik zu unterscheiden und daher für sie auch eine selbständige Bezeichnung einführen. Wir wollen die bisherige Benennung und zwar die *karpatische Tektonik*, *karpatische Richtung* vorschlagen nur mit der Einschränkung, dass daraus die SSW-NNE Richtung

ausgeschlossen wird. Die letztere könnte man der Zeit ihrer Entstehung nach als *tortonisch* oder *jungsteirisch* bezeichnen.

3. Die *SSW-NNE Tektonik* hat die dominierende Bedeutung für die Begrenzung, Bau und Gliederung des heutigen Wiener und Donaubeckens. Bei den tektonischen Einheiten und Brüchen dieses Systems — die für die Torton- und jüngere Füllung als längsgerichtet gelten — kann man ihre genetische Beziehung zum tieferen Miozän und zum vorneogenen Untergrund nicht feststellen. Ihre Entstehung ist deshalb in die erste jungsteirische Phase zu stellen. In Bezug auf den Untergrund ist es bemerkenswert, dass diese Einheiten und Brüche die alten Strukturen querschneiden, sind aber mit alten asturischen und saalischen Störungen im saxonischen Bau der Böhmisches Masse fast parallel. Die Brüche und Einheiten der *SSW-NNE* Richtung entstanden im Neogen während der jungsteirischen Faltung, die dem äusseren Karpatenrand zu gerichtet wurde, wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Widerstand des Kratogäns der Böhmisches Masse, der die Richtung der tektonischen Linien beeinflusst hatte.

Die junge Herkunft dieser Tektonik lässt -trotz ihrer dominierenden Verbreitung im Torton und jüngeren Neogen — vermuten, dass ihre Bedeutung für die liegenden Einheiten im Vergleich mit der im tieferen Untergrund wurzelnden Tektonik nur untergeordnet sein wird. Diese Annahme hat grosse praktische Konsequenzen besonders im Zusammenhang mit Bitumenaufsuchung in den Liegendeinheiten.

4. Die *nord-südliche Tektonik* haben wir näher nicht studiert.

Die obenangeführten vier tektonischen Systeme haben die Entwicklung und den Bau des Neogens in gegenseitigem Zusammenspiel und Kombination beeinflusst. Darum haben z. B. die *WSW-ENE*, oder *NW-SE* gerichteten Einheiten und Linien keinen von der *SSW-NNE* Tektonik unabhängigen Einfluss.

Die eingehende Analyse, Identifizierung, die Begrenzung und Bewertung des Einflusses einzelner tektonischer Systeme und Einheiten, besonders der *WSW-ENE*, *NW-SE* und *N-S* Richtungen zählt zu den wichtigsten Aufgaben der weiteren Forschung.

*Geologische Zentralanstalt,
Prag*

SCHRIFTTUM

- [1] Buday T., 1963: Tektonický vývoj a stavební styl karpatských neogenních pánví. Disertationsarbeit, Praha. — [2] Buday T. — Cicha I. — Čtyroký P. — Fejfar O., 1964: Die Stellung des Neogens der Westkarpaten in der Paratethys. Instituto „Lucas Mallada“, C. S. I. C. (España). Cursos I Conferencias IX. — [3] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten. GÚDŠ Bratislava. — [4] Buday T. —

Menčík E. — Špička V., 1965: Geology of the Basement of Some West Carpathian Neogene Basins. Geol. práce, Zprávy 37, Bratislava. — [5] Buday T. — Menčík E. — Špička V., 1966: Tektogeneze vnitrohorských depresí Karpat z hlediska stavby a reliéfu podloží Vídeňské pánve. Rozpravy ČSAV, in litt. — [6] Buday T., Špička V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. Rozpravy ČSAV, roč. 69, seš. 9, Praha. — [7] Buday T. — Špička V., 1965: K problému geneze s. výběžků Podunajské pánve a jejich perspektivnosti pro naftu a plyn. Manuscript; Geofond, Praha. — [8] Buday T. — Špička V., 1966: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. SGV, Záp. Karpaty, rad ZK zv. 7, Bratislava. — [9] Cicha I. — Tejkal J., 1965: Zum Problem der Äkivalenten des Stratotypus Torton in Karpatischen Becken. Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava. — [10] Cicha I. — Seneš J. — Tejkal J., etc. 1967: Chronostratigraphie und Neostratotypen Vol I. Zeitbegriff (Stufe) Karpatien M 3. Neostratotyp: Karpatische Serie; in litt, Bratislava. — [11] Dlabač M., 1958: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu československé části Vnitroalpské Vídeňské pánve. — Práce ústavu pro naftový výzkum. 42, Brno. — [12] Dlabač M., 1961: Příspěvek k řešení některých otázek akumulace nafty a plynu ve starším miocénu na území Vnitroalpské Vídeňské pánve. Geol. práce, Zprávy 22, Bratislava. — [13] Dlabač M., 1964: Některé základní poznatky geologie nafty a zemního plynu v Podunajské nížině. Práce úst. pro naft. výzk. XXI/93—98, Praha. — [14] Dlabač M. — Menčík E., 1964: Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. Rozpravy ČSAV, roč. 37/1, Praha. — [15] Grill R., 1960: Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, 52 Band, Wien. — [16] Homola V. s kol., 1961: Opěrná vrstva Nesvačilka — I v jihozápadní části vnějkarpatské pánve na Moravě. Práce VÚ ČND XVII, Brno. — [17] Chmelík Fr. — Špička V., 1964: Tektonická stavba na listu Židlochovice. Zpr. o geol. výzk. v r. 1963. Praha. — [18] Chmelík Fr., 1965: Tektonická mapa mezi nesvačilským a vranovickým příkopem. Manuscript; Geofond, Praha. — [19] Chmelík Fr., 1965: Geologický projekt opěrné vrstvy Žarošice — 1. Manuscript; Geofond, Praha. — [20] Janoschek R., 1964: Das Tertiär in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Band 56, Wien. — [21] Jaroš J., 1961: K používání názvu saxonské vrásnění a k označování směru saxonských struktur v oblasti českého masivu. Věstník ÚÚG. XXXVI, Praha. — [22] Kapounek J. — Koelbl L. — Weinberger F., 1963: Results of New Exploration in the Basement of the Vienna Basin. Sixt World Petroleum Congress, Section I, Paper 2. — [23] Kapounek J. — Kaufmann A. — Kratochvil H. — Kröll A., 1964: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen tief im alpinkarpatischen Beckenuntergrund. Wien. — [24] Kapounek J. — Kröll A. — Papp A. — Turnovský K., 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter — und Mittelmiozän in Niederösterreich. Erdoel-Erdgas Zeitschr., 81 Jg., Heft 4, Wien — Hamburg. — [25] Roth Z., 1965: Die Tektonik des Westabschnittes der Äusseren Karpaten in der ČSR. Verh. Geol. B. — A., Band 116, Teil, Wien. — [26] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleogeografii centrálnej Parathetydy. Geol. práce, Zoš. 55, Bratislava. — [27] Stille H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Hannover. — [28] Špička V., 1965: Geologický vývoj středních čl. částí Vídeňské pánve. SGV, Záp. Karpaty, rad ZK, zv. 2, Bratislava. — [29] Špička V., 1966: Paleogeografie a tektogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftově geologické problematice. Rozpravy ČSAV, roč. 76, seš. 12, Praha. — [30] Špička V., 1967: K paleogeografii a tektogenezi tortonu v Podunajské pánvi. Věstník ÚÚG, XL II, Praha. — [31] Špička V., 1967: Příspěvek ke zlomové tektonice Vídeňské pánve. Sb. geol. věd, sv. 12, Praha. — [32] Špička V., — Zapletalová I., 1964: Nástin korelace karpatu v československé části Vídeňské pánve. Sb. geol. věd, geol. ř. G, sv. 5, Praha — [33] Špička V. —

Zapletalová I.: 1965: K problému korelace a členění tortonu v československé části vídeňské pánve. Sbor. geol. věd, geologie, č. 6, sv. 8, Praha. — [34] Špička V. (in Coop. mit I. Zapletalová) 1967: K problému paleogeografie, tektogeneze a stratigrafie spodního miocénu (burdigal-helvetu) v oblasti karpatské čelní hlubiny, ždánické jednotky a vídeňské pánve. Manuscript; Geofond, Praha. — [35] Tollmann A., 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geot. Forsch., 21, Stuttgart.

JOZEF VOZÁR

**DER PERMISCHE VULKANISMUS IN DER CHOČ-DECKE
(WESTKARPATEN)**

Die vulkanischen Produkte sind in der Choč-Decke ausschliesslich an die Perm-Karbonschichten der Melaphyren-Serie gebunden. Ihre stratigraphische Stellung, wie auch lithofaziellen Charakter in verschiedenen Gebieten der Westkarpaten studierten in der Vergangenheit vor allem D. Andrusov (1936—1959), A. Biely (1960—1965), V. Čechovič (1937—1948), R. Kettner (1931—1958), V. Šťastný (1927—1931) und V. Zorkovský (1949—1959). Im vorliegenden Beitrag werde ich mich der durch A. Biely (1962) für Melaphyrenserie ausgearbeiteten stratigraphischen Skala halten.

Die vulkanischen Gesteine in der Choč-Decke sind aus den Kleinen Karpaten, aus dem Tribeč-Gebirge, Oberneutra und Sklené Teplice-Raum inmitten der neovulkanischen Massive der Mittelslowakei wie auch von den Nord- und Südhängen der Niederen Tatra bekannt. Im Sinne der bisherigen Studien (siehe A. Biely 1962) kann man den basischen Vulkanismus der Choč-Decke für vortriassisch, wahrscheinlich permisch halten. Dafür spricht die absolute Abwesenheit der vulkanischen Produkte in den Quarzit-Schichten bzw. in den hangenden Gesteinen, die A. Biely für Untertrias hält. Das vortriassische (Perm) Alter dieser vulkanischen Gesteine wird dadurch noch näher präzisiert, dass die Ergussabarten lediglich in den permischen Partien der Melaphyrenserie gefunden wurden. Man findet sie eigentlich in der ganzen Perm-Schichtfolge, mit Ausnahme ihrer höchsten Partien, d. h. des unmittelbaren Liegenden der untertriassischen Quarzite. Die vulkanischen Körper in der Karbon-Schichtfolge tragen einen tief oder seichtintrusiven Charakter.

Die Art und Weise des Magma-Auftretens deutet darauf, dass es an lange Bruchlinien gebunden ist. In demselben Raume der Melaphyrenserie konnte man oft einige selbständige, gleich orientierte Effusivkörper beobachten, die mehr oder weniger einander in einer Linie anknüpfen, oder hie und da auch parallel nebeneinander, oder auch übereinander auftreten. Sie könnten in sol-

chen Fällen an mehrere Brüche gebunden sein; einige von ihnen dürften in der Tiefe zusammenfließen. Die vulkanischen Produkte stammen aus einer (z. B. Umgebung von Banská Bystrica, Tribeč, Oberneutra), oder aus zwei oder drei vulkanischen Phasen (Niedere Tatra, Kleine Karpaten). Oft beobachtet man auch die Wiederholung der Eruptionen durch dieselben Aufstiegswege.

Neben den eindeutigen Effusivformen wurden auch zahlreiche Linsen intrusiven Charakters festgestellt. Es handelt sich um zwischenschichtige oberflächennahe Intrusionen in den Permschichten, event. auch um Ausfüllung der tieferen Gangpartien in den Karbonschichten; ihre Maximalmächtigkeit beträgt etwa 400 m. Die Vorkommen in beiden stratigraphisch abweichenden Schichtfolgen hängen genetisch zusammen, wenn auch sie petrochemische Differenzen als Folge ihrer unterschiedlichen Erstarrungsbedingungen und weiterer Differenzierung aufweisen.

Auf Grund der chemischen Unterschiede konnte man in den Effusivgesteinen der Choč-Decke folgende Typen ausgliedern: Gabbro-, Gabbrodiorit- (V. Zorkovský 1949) und seltener auch Dioritmagmen. Nur stellenweise besitzen die studierten Gesteine saureren Charakter, was durch folgende Umstände erklärt werden kann: (a) durch Exokontaktmetamorphose an Berührung mit anliegenden überwiegend Quarzklastiken; (b) durch den Einfluss der hydrothermalen Prozesse. Die ausschliesslichen Effusivformen, wie auch ein grosser

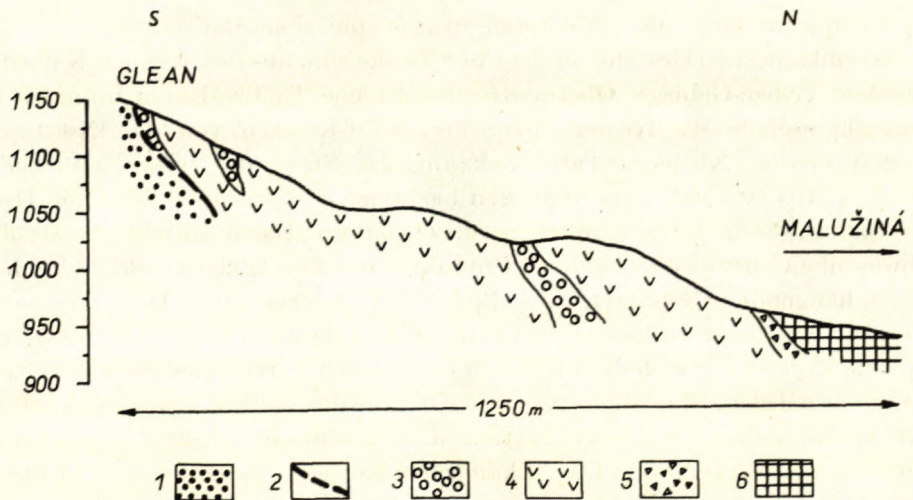


Abb. 1. Querschnitt durch den Effusivkörper südlich der Gemeinde Malužiná (Nordhänge der Niederen Tatra). 1 — Liegende voreffusive Ablagerungen (feinkörnige polymikte Sandsteine und sandige Schiefer), 2 — die Zone der Kontaktmetamorphose, 3 — mittelmandelförmige Melaphyre, 4 — feinkörnige Melaphyre, 5 — Melaphyrenpyroklastika, 6 — hangende posteffusive Ablagerungen (buntgefärbte Ton- bis tonig-sandsteinige Schiefer mit Sandsteinlagen).

Teil der oberflächennahen Intrusionen gehören zum Gabbroid- bis Gabbrodiorit-Magmatyp. Den übrigen Teil der permischen und die tieferen Intrusivgesteine stellen wir zum Gabbrodiorit bis Diorit-Magmatyp; denselben Charakter haben auch die Intrusiva in der Karbonschichtfolge, die man für relativ tiefere Äquivalente der permischen Effusiva hält (V. Štastný 1927).

Der überwiegende Teil der permischen vulkanischen Körper effusiven und intrusiven Charakters ist aus Melaphyren, oder weniger aus Melaphyrporphyriten gebaut. Man konnte dabei folgende Varietäten unterscheiden: 1. feinkörnige, 2. mittelkörnige, 3. (grob-, mittel bis fein) mandelförmige-poröse, 4. mandelförmig-porphyrische bis porphyrisch-mandelförmige und 5. (grob, bis fein-) porphyrische Varietät. Jede von ihnen entspricht den eigenartigen Bedingungen der Magmaerstarrung. So an die äussersten Partien der vulkanischen Körper ist mandelförmige-poröse Varietät gebunden. Die internen Partien einiger Effusivkörper und die meisten Intrusiva gehören der porphyrischen Varietät an. Die mandelförmig-porphyrische und porphyrisch-mandelförmige Varietät bildet einen Übergang zwischen beiden obenerwähnten. Die übrigen zwei (die fein- und mittelkörnige) Varietäten gehören vor allem den oberflächennahen Intrusivkörpern an; sie wurden aber auch in inneren Partien der Ergussgesteine beobachtet.

Die vulkanischen Gangkörper in der Karbon-Schichtfolge sind am Rande durch feinkörnige, in den inneren Partien durch mittelkörnige Melaphyrporphyrite, Porphyrite bis Dioritporphyrite gebaut.

Pyroklastische Ablagerungen sind nur in der Perm-Schichtfolge der Choč-Decke bekannt und begleiten die Effusivkörper. Daneben bilden sie auch selbständige Linsen unterhalb und oberhalb der Ergussgesteine. Man unterscheidet da eine bunte Skala der Tuffe (V. Čechovič 1948), Tuffite, tuffitische Sedimente und Ablagerungen mit pyroklastischer Beimischung. Am reichsten sind Tuffite und tuffitische Sedimente vertreten.

Die Effusivgesteine kontaktmetamorphieren die unmittelbar anliegenden Sedimentgesteine (im Liegenden), einschliesslich Pyroklastika. Oft werden die Sedimentbruchstücke in Form von winzigen Xenoliten einverleibt und die liegenden mehr plastischen Partien unter dem Druck der Effusivmassen ungleichmässig verteilt, bzw. konzentriert. Dieses Phänomen ist seitens der Ergussgesteine durch markante Fluidalelemente begleitet. Die vulkanischen Gesteine der Intrusivkörper metamorphierten in der Perm- und Karbon-Schichtfolge kontakt ihr Liegendes und Hangendes. Sowohl bei den Intrusiv- wie bei den Effusivgesteinen wurde an der Berührung mit Sedimenten lediglich eine relativ unbedeutende metamorphe Kontaktzone beobachtet.

Durch den permischen Vulkanismus wurde die Ablagerung der klastischen Gesteine im subaqualen Milieu der variszischen Molasse gestört (A. Biely 1965). In Bezug auf diesen Vulkanismus kann man im Gesteinskomplex des

Karbon, Perm und teilweise auch in der Untertrias, der die Basis der Choč-Decke bildet, die *vorvulkanische, vulkanische und die postvulkanische Entwicklungsphase* unterscheiden. In die erstere fallen die Karbonschichten und der tiefere Perm; dieser Komplex bildet den Untergrund der ältesten Effusivkörper. In die zweite Phase fallen alle vulkanischen Produkte und die synvulkanischen

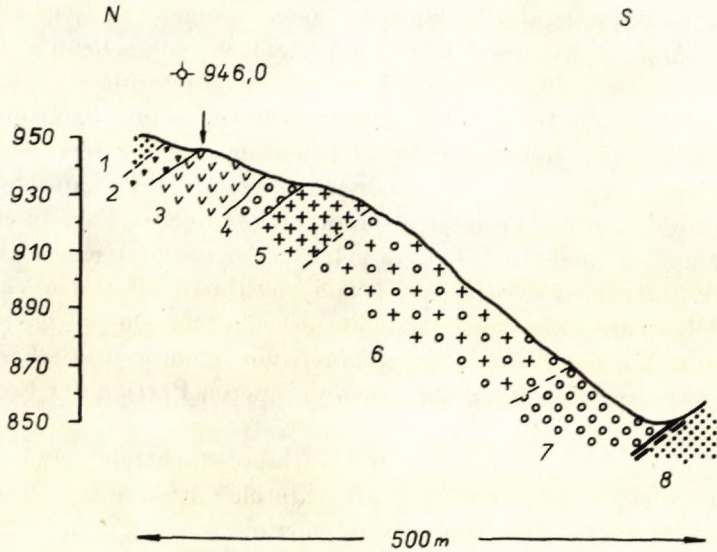


Abb. 2. Querschnitt durch den Effusivkörper am Südabhang des Vikartovce- Rückens, etwa 1,5 Km nördlich der Gemeinde. 1 — hangende posteffusive Ablagerungen (buntfarbige tonige Schiefer mit Sandsteinlagen), 2 — Melaphyrenpyroklastika (kristall-lithoklastische Tuffe und Tuffite, tuffitische Sandsteine), 3 — feinkörnige Melaphyre, 4 — feinmandelförmige Melaphyre, 5 — mittelporphyrische Melaphyre, 6 — mandelförmigporphyrische Melaphyre, 7 — grobmandelförmige Melaphyre mit Fluidalelementen, 8 — voreffusive Liegendablagerungen am Kontakt mit Vulkaniten kontaktmetamorphiert (polymikte Sandsteine und sandige Schiefer).

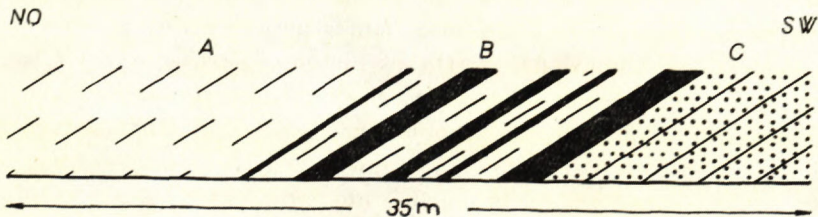


Abb. 3. Detail der Melaphyrenserie, linker Abhang des Hron-Tales, 2,5 Km SW von Slovenská Lupča. A — polymikte mittelkörnige Sandsteine und tonig-sandsteinige Schiefer, B — Melaphyrenpyroklastika (Tuffite und tuffitische Ablagerungen), C — buntfarbige Schiefer, polymikte u. Quarzsandsteine, feinkörnige Konglomerate.

Ablagerungen. Zeitgemäss gehören hier auch die Intrusionen in den liegenden Sedimenten. Die postvulkanische Ablagerung der klastischen Gesteine entspricht der dritten, Abschlussphase der Karbon-Perm event. auch der Untertrias-Sedimentation.

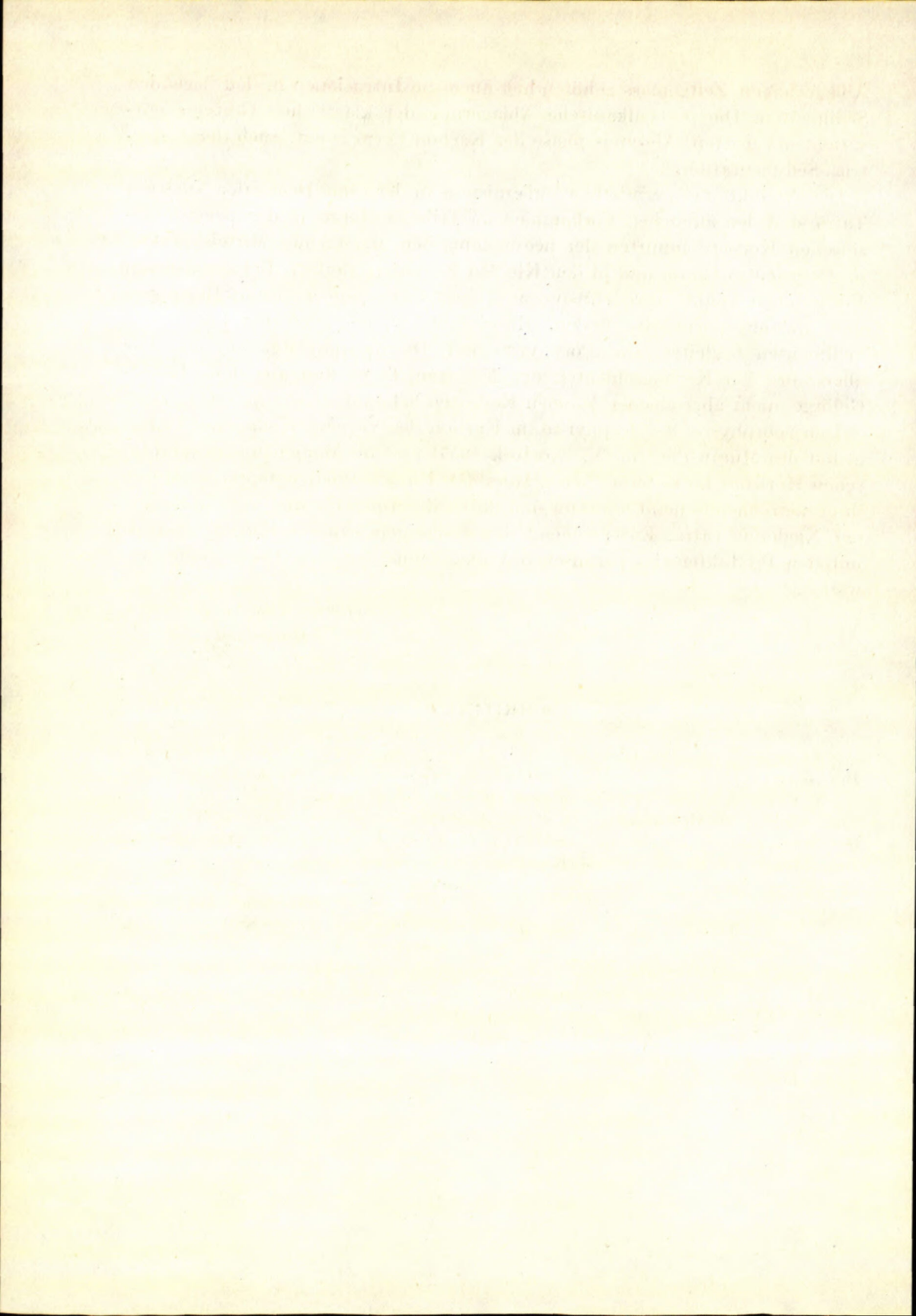
Die Produkte des permischen Vulkanismus in der Choč-Decke der Niederen Tatra sind den ähnlichen Vorkommen im Tribeč-Gebirge, in den perm-meso-zoischen Körpern inmitten der neovulkanischen Massen der Mittelslowakei, im Oberneutra-Raum und in den Kleinen Karpaten ähnlich. Bei allen diesen Vorkommen konnte man effusive und oberflächennahe intrusive Melaphyre und Melaphyrporphyrite finden. Effusivgesteine sind von pyroklastischen Sedimenten begleitet. Die Porphyrit- und Dioritporphyritgänge sind vor allem aus den Karbonschichten der Niederen Tatra und aus dem Tribeč-Gebirge, nicht aber aus den Kleinen Karpaten bekannt.

Dioritporphyrite bis Porphyrite im Karbon des Vernár-Streifens im Untergrund des Muráň-Plateau (V. Zoubek 1957) und im ähnlichen stratigraphischen Horizont im Gebirge Čierna Hora (O. Fusán 1963) entsprechen durch ihren petrochemischen Charakter und durch ihr Auftreten den Vorkommen in der Niederen Tatra. Entsprechend den bisherigen Untersuchungen sind sie mit den Produkten des permischen Vulkanismus der Choč-Decke nahe verwandt.

*Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava*

SCHRIFTTUM

- [1] Andrusov D., 1936: Subtatranské príkrovy západných Karpát. Carpatica I. Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959: Geologia československých Karpát II. Bratislava. — [3] Biely A., 1960: Chočský príkrov na severných svahoch Nízkyh Tatier. Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [4] Biely A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkyh Tatier a Tribča. Geol. práce, zoš. 62, Bratislava. — [5] Biely A., 1965: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. Geol. práce, Zprávy 34, Bratislava. — [6] Čechovič V. 1948: Výskyty barytu na okolí Smoleníc a Neštichu v Malých Karpatoch. Práce ŠGÚ, zoš. 17, Bratislava. — [7] Fusán O. (in Fusán O. a kol.), 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR, list Vysoké Tatry (stať: ml. paleozoikum). Bratislava. — [8] Kettner R., 1931: Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. Knihovna ŠGÚ, sv. 13, Praha. — [9] Štastný V., 1927: Studie o tzv. melafýrech v Nízkyh Tatrách na Slovensku. Rozpr. ČA XXXVI, Praha. — [10] Zorkovský V., 1949: Bázické erupčívna v mezozoiku záp. a stredného Slovenska. Práce ŠGÚ zoš. 26, Bratislava. — [11] Zorkovský V., 1959: Zpráva o petr. — chemickom štúdiu melafýrov vystupujúcich vo verféne sev. od Švermova (býv. Telgart). Geol. práce, Zprávy 16, Bratislava. —



TIBOR ĎURKOVIČ

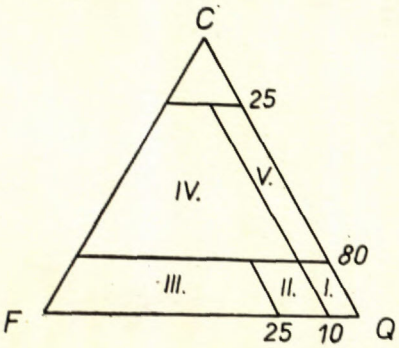
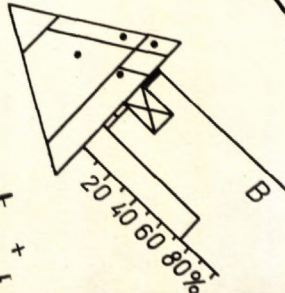
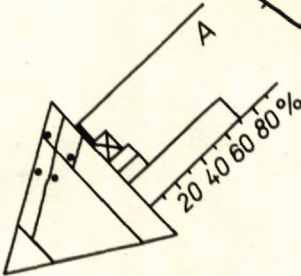
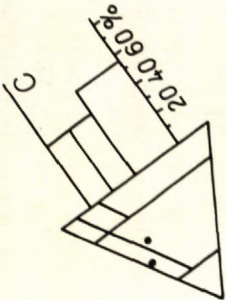
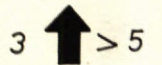
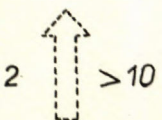
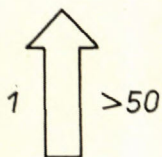
**RELATIONSHIP BETWEEN PALEOCURRENT SYSTEMS AND
PETROGRAPHIC COMPOSITION OF CLASTIC SEDIMENTS IN DUKLA
UNIT****(Flysch of Eastern Slovakia)**

Abstract: In the present article the results of the study of paleocurrent systems in the Dukla Unit in relation to the mineralogical and petrographical composition of the clastic sediments with various stratigraphic position are presented. On the base of the results the author tries to give the interpretation of textural-mineralogical and petrographical data with respect to direction of the transport of the clastic material to the sedimentation area of the Dukla Unit with in the Upper Cretaceous-Lower Oligocene.

As to lithological aspect the sequences of the Dukla Unit are built of turbidity flysch sediments. The rhythmicity of the separate sequences is characterized by the alternation of predominantly finegrained sandstones and siltstones with claystones. The ratio between the components quoted is changed within the respective sequence. Except sandstones, siltstones and claystones in the flysch rhythmical sequences there are sporadical occurrences of conglomerates, calcarenites, cherts and pelocarbonates. The detail lithological characteristics of the separate sequences of the Dukla Unit has been presented in the works by Leško-Nemčok-Koráb (1960) Ďurkovič (1966).

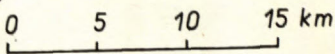
By means of investigation the paleocurrent systems based on oriented sedimentary structures — *flute casts* (Koráb-Nemčok-Ďurkovič-Marschalko 1962) three important paleocurrent systems in the Dukla Unit have been proved (Fig. 1):

1. *The Upper Cretaceous paleocurrent system* with predominating direction of flowing and transport of clastic material from NE to SW;
2. *Eocene paleocurrent system* (Submenilité beds) with the transport of the clastic material from SE to NW;
3. *Lower Oligocene paleocurrent system* (Krosno beds) with predominating direction of flowing from NW to SE.



P O L A N D

• PRAHA



U S S R

Petrographic Composition of Sediments from different Paleocurrent Systems

The mineralogical-petrographical estimation of the clastic sediments within determined three paleocurrent systems was carried through as follows: From among sediments of each determined paleocurrent system the material of 50—100 samples of sandstones and siltstones have been studied. The comparative study of the rocks from different paleocurrent systems relied upon the average values (arithmetic mean) of the following parameters: Median diameter (Md) calculated on the base of granulometric analyses in thin-sections, sorting coefficient of the clastic fraction (So), coefficient of quartz grains elongation (kE). The data are tabulated in Tab. 1. Classification of sandstones according to Pettijohn (1949) in Petranek's (1963) modification based on the QFC content (Tab. 1, Fig. 1) served as a basis for the more detail division of the sandstones. The average composition of the separate petrographic types in the sediments under study is graphically presented in the classification triangles with generalized presentation of the paleocurrent systems (Fig. 1). Percentual representation of the individual petrographic types of sandstones is graphically presented by means of the column diagrams in the generalized diagram of paleocurrents (Fig. 1). Granulometric composition of the sediments under study in relation to the paleocurrent systems found is graphically presented in Fig. 2. Similar is the graphical presentation of the separate heavy minerals (Fig. 3).

Estimation of the Results

1. Classification criterion. On the base of the *Q* (quartz + stable rock fragments), *F* (feldspars + unstable rock fragments), *C* (clay matrix) content (Tab. 1, Fig. 1) the average composition of subgraywackes, gray-

◁
Fig. 1. Schematic map of paleocurrent systems in Dukla Unit (Modified according to Koráb-Nemčok-Đurkovič-Marschalko 1962). 1. The youngest Lower Oligocene paleocurrent system (Krosno beds); 2. Eocene paleocurrent system (Submenilite beds); 3. The oldest Upper Cretaceous paleocurrent system. Generalization of the three main paleocurrent systems indicated by large arrow-heads *A* — Upper Cretaceous beds; *B* — Submenilite, Eocene beds; *C* — Krosno beds. The inner filling of the arrow-heads shows petrographical characteristics of sediments in the separate paleocurrent systems. In the triangle (QFC) diagrams on the arrow-heads the average values of the separate petrographical types of sandstones in sediments studied are shown. End members of classification diagram are *Q* (quartz and stable rock fragments), *F* (feldspars and unstable rock fragments), *C* (clay matrix). The inner division of the triangle: I. Quartzose sandstone, II. Arkosic sandstone, III. Arkoses, IV. Graywacke, V. Subgraywacke. In column diagrams in large arrow-heads % representation of petrographic types of sandstones is shown. 4. subgraywacke, 5. graywacke, 6. quartzose sandstone, 7. arkoses and arkosic sandstone.

Tab. 1. Mineralogical and Petrographical Data from Dukla Unit Sediments.

Beds	Age	Current systems	Md mm	Siltstones %	Fgs %	Mgs %	Cgs %	So	kE	Q %	F %
Krosno	Lower Oligocene	NW to SE	0,047	95,0	5,0	-		1,48	1,68	44,8	21,1
Submenilite	Paleocene mainly Eocene	SE to NW	0,18	20,8	48,5	16,5	14,2	1,63	1,59	69,5	3,6
Upper Cretaceous	Upper Cretaceous	NE to SW	0,12	12,0	76,4	4,5		1,64	1,70	62,1	4,4

Beds	C %	Z %	R %	T %	G %	A %	Sb %	Gr %	Qs %	As %	Ar %
Krosno	34,0	44,0	10,0	27,0	11,0	16,0	57,0	43,0			
Submenilite	26,9	27,0	14,0	13,0	40,0	6,0	73,0	2,0	22,0		2,0
Upper Cretaceous	33,5	11,0	11,0	10,0	64,0	7,0	70,0	16,0	12,0	2,0	

Md — median diameter; *Fgs*, *Mgs*, *Cgs* — fine-, medium-, and coarse-grained sandstones; *So* — sorting coefficient (P. D. Trask 1932); *kE* — coefficient of quartz grains elongation (Bokman 1952); *Q* — quartz and stable rock fragments; *F* — feldspars and unstable rock fragments; *C* — clay matrix; *Z* — zircon; *R* — rutile; *T* — tourmaline *G* — garnet; *A* — apatite; *Sb* — subgraywackes; *Gr* — graywackes; *Qs* — quartzose sandstones; *As* — arkosic sandstones; *Ar* — arkoses.

wackes, quartzose sandstones, arkosic sandstones and arkoses was calculated. Recalculation for sediments of each paleocurrent system was done as well. As for classification aspect the youngest paleocurrent system (Krosno beds) is poorest in petrographic varieties of sandstones. The rocks of this sequence are represented by siltstones and fine-grained sandstones corresponding to subgraywackes and graywackes by their petrographical composition. The paleocurrent system of the youngest sequence transported the greatest amount of feldspars and unstable components (Tab. 1). For sediments of the Upper Cretaceous and Eocene paleocurrent systems is characteristic also the presence of quartzose sandstones, arkosic sandstones and arkoses except subgraywackes and graywackes. Arkosic sandstones and arkoses occur just sporadically. Feldspars and unstable component contents are remarkably lower.

On the base of the results got it may be concluded that the Upper Cretaceous and Eocene sediments with paleocurrent systems oriented essentially perpendicularly to one another (Fig. 1) contain the same types of sandstones with the distinct predomination of subgraywackes. Quartzose sandstones are either predominating or equal to graywackes. The F (feldspars + unstable components) contents are approximately the same. The Krosno beds are remarkably poorer in sandstone types.

2. *Granulometric criterion.* The representation of the separate granulometric classes (siltstones, fine, medium, and coarse-grained sandstones) in the sediments under study with respect to the paleocurrent systems is generally presented in Fig. 2. In the Upper Cretaceous and Eocene sediments there is again wider scope of granulometrical classes than in the youngest (Lower Oligocene) Krosno beds. In the sediments of the Upper Cretaceous and Eocene paleocurrent systems fine-grained sandstones predominate over siltstones and medium-grained sandstones. Only in the Eocene sediments coarse-grained sandstones were found, too. The sediments of the youngest paleocurrent system (Krosno beds) are represented by siltstones and sporadically present fine-grained sandstones. In the triangle diagrams (Fig. 2) the relation between the content of the most abundant granulometrical classes in the sediments under study is graphically presented. Projection points (summarized from all the samples) show the general representation of the separate granulometrical classes in sediments of the respective paleocurrent system.

The values of S_0 of the clastic fraction are approximately the same (Tab. 1) for the Upper Cretaceous and Eocene sediments. In the youngest sediments (Krosno beds) S_0 value is somewhat lower. The average values of coefficient of quartz grains elongation (kE) do not show any striking difference in the sediments under study.

Based on the results got the conclusion may be drawn that similar to petrographic types, in granulometry of the clastics under study greater granulo-

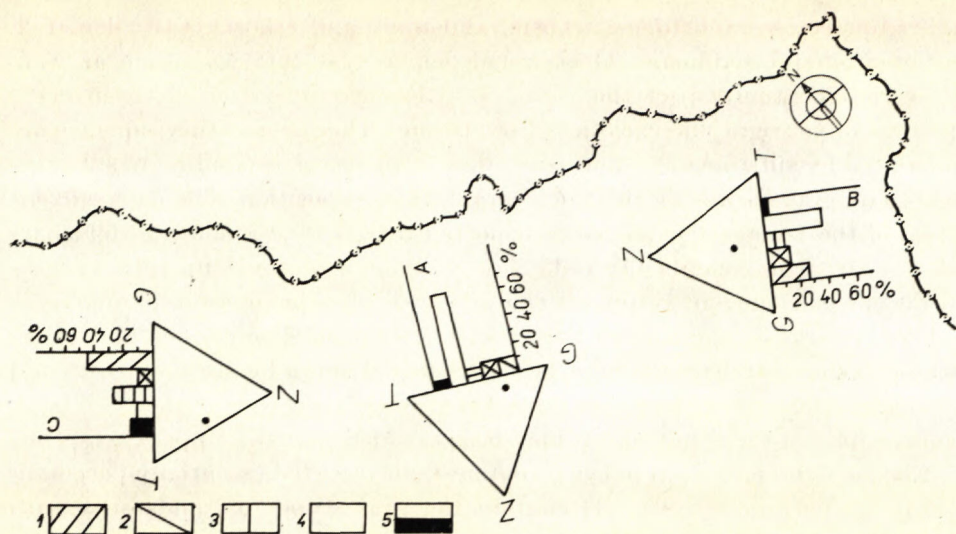


Fig. 2. Generalized paleocurrent systems of the Dukla Unit. In the arrow-heads there are graphically presented granulometrical data of clastic sediments of the separate paleocurrent systems. In the triangle diagrams (*S*-siltstone; *F*-fine-grained sandstone; *M*-medium-grained sandstone) there is representation of the above quoted components in sediments of the determined paleocurrent systems presented by means of projection points. In the column diagrams there are % contents of the separate granulometric classes. 1. siltstone, 2. fine-grained, 3. medium-grained, 4. coarse-grained sandstone.

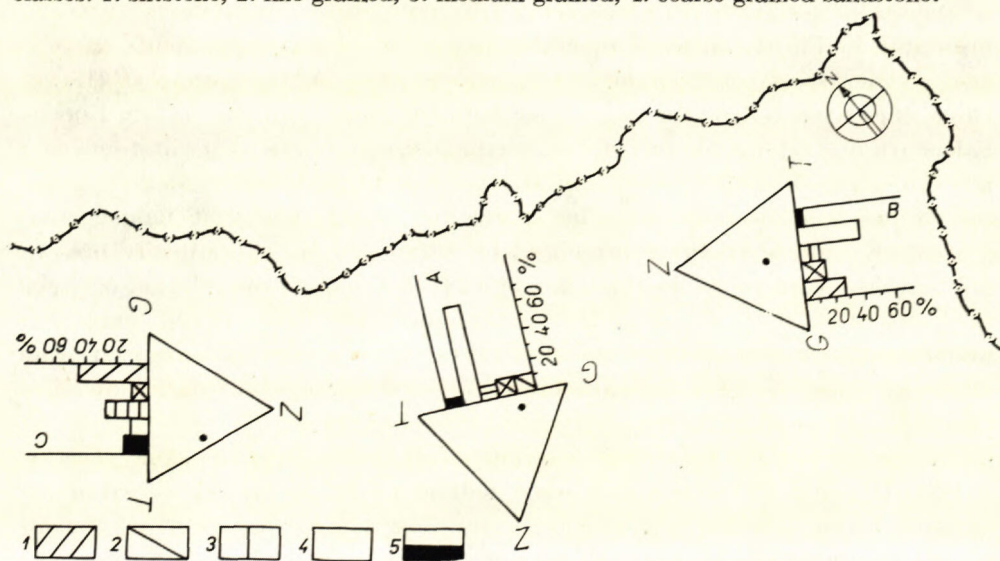


Fig. 3. Generalized paleocurrent systems and mineralogical composition of clastic sediments of the Dukla Unit. Projection points in the triangular diagrams show the relation between *Z*-zircon, *G*-garnet, *T*-tourmaline. In column diagrams % representation of 1. zircon, 2. rutile, 3. tourmaline, 4. garnet, 5. apatite is presented.

metric differentiation in sediments of Upper Cretaceous and Eocene paleocurrent system may be observed. Sediments of the Krosno beds are poorest in granulometric classes.

3. Mineralogical criterion. In the sediments under study the quantitative representation of the following heavy minerals has been followed: zircon, rutile, tourmaline, garnet, apatite. Their quantitative representation in the sediments studied with respect to paleocurrent systems is graphically represented in Fig. 3. In the Upper Cretaceous and Eocene sediments approximately equal representation of the above quoted minerals may be observed. Garnet predominates in both classes. In the youngest paleocurrent system (sediments of the Krosno beds) is different quantitative representation of heavy minerals in comparison to the Upper Cretaceous and Eocene sediments quoted. Zircon is predominating here and increased content of apatite and tourmaline may be observed, too. In the triangular diagram (Fig. 3) the relation between the contents of garnet-zircon-tourmaline in sediments under study is graphically presented.

Conclusion

The results of the study of petrographical composition of the elastic sediments in the Dukla Unit in relation to paleocurrent systems within Upper Cretaceous — Lower Oligocene show mainly the quantitative, less the qualitative differences in the composition of rocks of the different age with different paleocurrent systems. Qualitative differences in petrographical composition of clastics were found between the Upper Cretaceous (with current system from NE to SW predominating) and Eocene sediments (with current system from SE to NW predominating) on the one hand and between sediments of the Krosno beds with current system from NW to SE predominating) on the other hand. The differences are shown by the absence of certain granulometrical and petrographical types of rocks in the Krosno beds. The differences between the sediments of the Upper Cretaceous and Eocene paleocurrents have quantitative character. They are shown by different percentual representation of the components studied (Tab. 1). As it may be seen from the material studied from three differently oriented paleocurrent systems of the Dukla Unit only two were successfully petrographically differentiated: the Upper Cretaceous and Eocene from the Lower Oligocene (Krosno beds).

For these reasons the common source area is supposed for the Upper Cretaceous and Eocene sediments of the Dukla Unit (inspite of the different orientation of the paleocurrent systems in both sequences). This opinion is supported by identical mineralogical and petrographical compositions of the elastic sediments in both sequences as well as by gradual lithological transition from the Upper Cretaceous to the Eocene sediments. It may be supposed that

differently oriented paleocurrent systems in the Upper Cretaceous and Eocene sediments reflect hydrodynamical changes in the respective period without being conditioned by different position of the source area in the Upper Cretaceous and Eocene.

The clastic sediments of the Dukla Unit are supposed to come from two geographically differently situated source areas. One source area supplied the clastic material to the Upper Cretaceous and Eocene sediments. On the base of the results got the geographical position of this source area cannot be determined precisely. The supposition about its SE-NE course area under study is based upon the paleocurrent systems determined. Another source area supplying the clastic material at the end of the Eocene and in the Lower Oligocene (Krosno beds) was situated in the NW to the unit under study, according to the paleocurrent systems determined.

The mineralogical and petrographical compositions of the sediments studied led to the supposition that both the source areas were formed by crystalline and older sedimentary rocks.

*D. Štúr's Institute of Geology
Bratislava*

REFERENCES

- [1] Bokman J., 1952: Clastic quartz particles as indices of provenance. *J. Sedim. Petrol.*, 22, pp. 17–24, Menasha. — [2] Ďurkovič T., 1966: East Slovakian Flysch Sediments in press. — [3] Koráb T., — Nemček J. — Marschalko R. — Ďurkovič T., 1962: General Investigation of Oriented Sedimentary Structures in East-Slovakian Flysch. *Geol. Sbor SAV*, 13, pp. 257–274, Bratislava. — [4] Leško B. — Nemček J. — Koráb T., 1960: Flysch Uzskej hornatiny. *Geol. práce, Zprávy* 19, pp. 65–94, Bratislava. — [5] Pettijohn F. J., 1949: *Sedimentary Rocks* I. ed. Harper — Brothers, N. York. — [6] Petránek J., 1963: Usazené horniny jejich složení a ložiska. pp. 1–688, ČSAV Praha. — [7] Trask P. D., 1932: *Origin and Environment of Source Sediments of Petroleum*, pp. 1–323, Houston.

VLASTIMIL KONEČNÝ

GENETIC TYPES OF HYALOCLASTITE ROCKS IN THE JAVORIE Mts.

Abstract. In the present paper, the results of the study of hyaloclastite rocks in the area of the Javorie Mts. (the eastern part of the Tertiary volcanic area of central Slovakia), are presented. The main types of hyaloclastite rocks are determined, and the processes of the genesis of the former are estimated. Genetic types parallelizable with those suggested for classification, and determination of the hyaloclastite flows, together with more detail characteristics of the macrostructural signs are given, too, as well as the supposed mechanism of their origin.

Introduction

The rocks of the hyaloclastite type were determined by the geological investigations in the eastern part of the Tertiary volcanic area of central Slovakia, in the area of the Javorie Mts. built of the volcanic rocks of the 2nd andesite phase (Kuthan 1963). The large complex of volcanic rocks formed by multiplex alternation of the lava flows of basaltoid andesite and of the strata of hyaloclastite rocks is considered as a product of nonexplosive volcanism in subaqueous environment (Konečný — Mihaliková 1966), in the sense of Rittman (1960).

On the base of the study of hyaloclastite rocks, a number of types and some aspects of their genesis, have been determined.

The problem of genesis has been in the centre of interest of numerous authors since 1864 when S. V. Waltershausen determined a new substance in the tuff matter of the volcanic rocks from Acicastello (Sicilia) and indicated it as palagonite, having supposed that it was a new, till then unknown mineral. Later analyses (Bunsen 1850; Rosenbusch 1908) shew, however, that chemical composition of palagonite corresponded to the composition of basaltic glass with variable content of water.

Numerous authors dealing with the study of palagonite rocks and their genesis (Platania 1902, 1903; Gemellaro 1865; Ponte 1908, 1910, 1916; Peacock 1926, etc.) came often to contradicting conclusions.

Rittman (1960) recommended to abandon the term *palagonite tuff* used on Island for all the clastic formations of volcanic rocks including the products of glacial moraines, solifluctions, tuffs, alluvial deposits etc., and suggested the new term „hyaloclastite“ to indicate the products of fragmentation of submarine lavas cooled by the contact with the sea water. He stressed that those were not processes of explosive nature.

The term is used in the above mentioned sense by numerous authors dealing with the questions of genesis of hyaloclastite rocks (S. Cucuzza Silvestri 1963; J. Honnoréz 1963).

The term is used to determine the complexes of detritic rocks in the area of the Javorie Mts., formed by fragments of pillow and by manifestations of the palagonitic alteration of the fragments of basic glass. The proofs collected are in agreement with the suggested mechanism of the origin of hyaloclastite rocks in the sense of Rittman (1960) allowing the hyaloclastite rocks to be considered as a product of disintegration of lavas of the basaltoid andesite in the course of the effusion into aquaceous environment in the area of the Javorie Mts.

Genetic Types of Hyaloclastite Rocks

In the geological investigation, a number of lithological varieties of hyaloclastite rocks has been determined. On the base of the study of convenient continuous exposures the main types and the nature of their genesis have been outlined, too. A number of types of hyaloclastite rocks may evidently be parallelized with the types quoted in the classification schemes by S. Cucuzza Silvestri (1963), J. Honnoréz (1963). Some types, do not fit, however, into the schemes.

(1) *Hyaloclastite breccia in the overlier of the lava flows*

The hyaloclastite breccia situated in the overlier of the flows and bound to them by gradual transition, represents a product of disintegration of the upper part of the flow on the contact with the aquaceous environment, in the course of its movement.

In the complete profile, the following zones may be differentiated in the overlier of the flow:

(a) in the intermediate overlier of the flow, there is a *transitory zone* following the dissected relief of the flow surface. It is represented by *granulated mass* generally of the homogene outlook, with the coarse macrostructural elements of the flow preserved. In difference from the rock of the flow proper, it is characterized by the decreased firmness and cohesion, by intense vesiculation of the lava matter and by distinct granulation which — in the upper part of the zone — acquires conspicuous detritic character with the transition into the thick hyaloclastite breccia in the overlier. The thickness of the zone strongly fluctuates within 20 cm — 1 m.

Microscopical analysis has shown disintegration of andesite into fragments with pilotaxitic and siderite development of matrix (the matrix is covered

by oxidated ore pigment and coloured brown-black.) Rich vesicles, torn near the edges, are rimmed with palagonite aureoles. Palagonite penetrates insularly into the fresh andesite. The small fragments of brownish-coloured glass are palagonitized from the edges. Phenocrysts are identical with the phenocrysts of the flow of basaltoid andesite in the underlier: augite ($2V = + 60^\circ$), titanaugite ($2V = + 48$), olivine ($2V = + 83$), partly altered into iddingsite, plagioclases (Ab67 — An33 $2V = + 80$) are twinned according to the Carlsbad law. On the base of the chemical analysis of the sample taken from the flow, the rock may be ordered — according to Niggli's values — to the dioritic magma of the normal dioritic-gabbrodiorite type (Konečný — Mihaliková 1966). Development of the matrix of fragments) pilotaxitic, sideronite) with respect to the matrix of andesite in the underlier (with the doleritic development of matrix) — in addition to abrupt oxidation and palagonitization — illustrates the rapid process of cooling and disintegration of the surface parts of the flow on the contact with the aqueous environment. The above mentioned zone following the dissected surface of the lava flow represents the initial stage of granulation and disintegration of the upper part of the lava flow (Plate IX Fig. 1).

(b) *The hyaloclastite breccia* is in the upper part formed by angular, roughly isometrical aphanitic to phaneritic fragments of lava, often strongly vesiculated, with the glassy surface. The disintegration of fragments is irregular, roughly indicated along the radially oriented cracks; fracture surfaces being often concavely shaped. In the middle and upper parts of the breccia there are sporadic larger pillows. The distribution of fragments in breccia is chaotic, stratification missing. The cement matter is of detritic character, greyblue to redbrown in colour. It is formed by small angular fragments, often glassy and vesiculated, by fragments of crystaloblasts (augite, titanaugite, olivine, plagioclases and fragments of glass). The development of the matrix of fragments is most frequently hyaline, microlitic-cryptocrystalline, hyalopillitic and sideronite, with brownish-coloured glass. The vesicles are fringed by colourless to olivegreen palagonite with the relicts of colloidal textures. By means of recrystallization, the palagonite acquires slight indications of birefringence, and even the development of radiated to spherulitic structures (fibropalagonite). Vesicles are empty, sporadically filled with calcite, chlorite. Small fragments of brownish-coloured glass, often with concavely curved margins, are penetrated with a net of radially oriented cracks. In olivine, alternation into iddingsite and serpentine may be observed.

(c) *The hyaloclastite breccia* forms the uppermost parts of the complete profile in the overlier of the lava flows. It is characterized by the sorting of material gradually increasing in direction to the overlier. The angular to subangular clastic material, sorted according to the size, is deposited in subparallel

belts. Sporadic pillows of greater size (0,5—1 m), with the crumbling along the radially to concentrically arranged cracks, are present here. The fragments near the margins are dispersed into the adjacent hyaloclastite matter. The detritic cement matter is formed by the fragments of variegated coloured tones of the same type as in the zones (a). (b) Vesicles are fringed with palagonite aureoles. Fragments of crystaloclasts and palagonitized glass are present, too.

The hyaloclasts of this zone represent the upper part of the hyaloclastite crust in the overlier of the lava flows, submitted to the influence of the transporting force of the water currents, after their arise.

In the overlier of the flows, the profile is not always developed in the whole extent; the zone (c) may be strongly reduced or need not be developed in the case of the rapid succession of the separate effusives.

In some cases, penetration of the hyaloclastite breccia by small lava dikes of the thickness of 20—30 cm in the distance of 3—4 m has been observed in the overlier of a lava flow. It indicates — in agreement with the suggested mechanism (Rittman 1960) — the tensional stress of the hyaloclastite crust of the lava flow in the course of its movement, with the simultaneous forming of fractures suitable for the outcropping of short dikes.

(2) *Redeposited hyaloclastites*

Hyaloclastites of the above mentioned type represent largely redeposited and transported hyaloclastite material, deposited behind the borders of the original place of its arise. In their distribution no distinct relationship with the separate lava flows may be observed. (Plate IX, Fig. 2). On the base of granulometry, two extreme cases may be determined within the wider range of varieties:

(a) *Fine-detritic hyaloclastites*, with the aleurolitic-pelitic fraction predominating. The hyaloclastite material is highly sorted, being formed by small fragments of palagonitized volcanic glass, rounded small fragments of lava and fragments of crystaloclasts. The admixture of non-volcanic material may be present in various extent. The hyaloclastites of the above mentioned type form small (several cm thick) strata alternating with the strata of the coarse-detritic hyaloclastites, rarely the sequences of little thickness. Textures typical of the sedimentary rocks: cross-bedding, graded-bedding etc. may be observed, too.

(b) *Coarse-detritic hyaloclastites* with the pselite-psammitic fraction predominating. They are characterized by distinct stratification of the hyaloclastite material. The sorted and rounded clastic material is being deposited in zones of distinctly different granulometry of material. The alternation with the strata of fine-detritic hyaloclastites of the type a) is quite frequent. The cement component is formed by finer detritic material from the fragments

of the palagonitized glass including fragments crystaloclasts and other fragments.

Within the the above mentioned type of hyaloclastites more detail division may be done according to the amount of the admixtures of non-volcanic material, granulometry and on the base of macrostructures (types of stratification, etc.)

* * *

(3) *Hyaloclastite breccia in environment of ascending dikes.*

In the hyaloclastite complex of the Javorie Mts., in addition to the above mentioned types there are still masses of hyaloclastite breccias of considerable thickness, formed by angular to subangular fragments of the phaneritic basaltoid andesite, strongly vesiculated, the cement matter of darker colour shades (greenblack, greyblack) being of detritic nature. The distribution of fragments is chaotic in the whole thickness of the breccia, sorting and stratification completely missing. The typical pillows observed in the hyaloclastite breccia, in the overlier of the lava flows are absent. Fragments with hyalopillitic to doleritic development of the matrix with lightbrown to darkbrown palagonitized glass have been microscopically distinguished. Phenocrysts (plagioclase, augite, olivine) and the matrix of the fragments are penetrated with a network of irregular cracks; splintering into fragments is distinct especially in the cementing detritic matter formed by fragments of crystaloclasts, fragments and palagonitized volcanic glass.

In the breccia of the type quoted, no genetic relationship with the lava flows has been stated. On the contrary, penetration of the breccia by a body of the dike type with the steep to vertical course (of the thickness of 10–11 m), near the margins fringed with the zones of crushing and brecciation, may be observed within 10–20 cm (the road cut Stará Huta — Horný Tisovník). On the contact with the hyaloclastite breccia there is a zone of distinct oxidation (reddening). In the middle part of the dike the matrix shows pilotaxitic development (phenocrysts augite, olivine, resorbed and opacitized amphibole), sporadic vesicles are fringed with palagonite; in the marginal part of the dike there is the hyalopillitic development of the matrix, the glass of the matrix being brownish-coloured. Numerous vesicles are fringed with olive-green palagonite with colloid textures, recrystallization into radiated aggregates (fibropalagonite) may be observed, too. The inner parts of vesicles are empty or filled with needle aggregates of zeoliths. The absence of genetical relationship between the above type of breccia and the lava flows indicates a different process of the origin from that of the breccia in the overlier of the lava flows (type 1). Close relation with the bodies of dike type, the absence of pillows, the character of splintering into small angular fragments of vesiculated basal-

toid andesite indicate the rise of the breccia in the area of the outcropping ways of the dike bodies penetrating through the hyaloclastite strata in the process of rapid disintegration on the contact with the aqueous environment.

On the base of some analogous features, this type of breccia may be parallelized — within the classification genetic scheme by S. Cucuzza Silvestri (1963) — with the type 1 (initial breccia) and type 2 (hyaloclastites penetrated by dikes) — according to J. Honnoréz's (1963) scheme.

(4) *Hyaloclastite flows*

In the area of the southern margins of the hyaloclastite complex in the Javorie Mts., the strata of chaotic hyaloclastite breccia alternating with the strata of redeposited detritic hyaloclastite sequences, have been differentiated by geological investigations. The strata of hyaloclastite breccia represent extensive flat bodies (of the average thickness 8—10 m) oriented in one direction. The bodies are formed by chaotically deposited fragmentary material of variable size. In addition to angular to subangular fragments with the vesiculated matrix, sporadic pillows with disintegration along the radially oriented cracks, are present. Sorting and stratification within the vertical range of the separate bodies are evidently absent. Contact of the basal part of the bodies of the hyaloclastite breccia with the underlying beds of redeposited hyaloclastite sediments) type 1 is sharp, and erosion of the substratum and covering of the separated parts of the hyaloclastite sediment, may be observed.

These facts cannot be explained within the existing suggestions of genetic schemes.

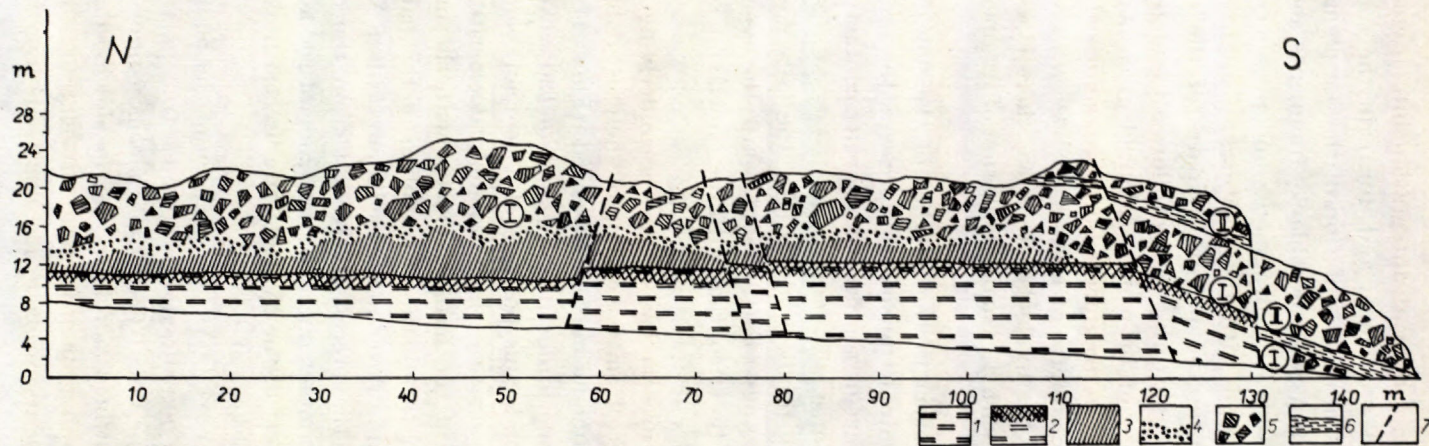
The understanding of the genesis of the bodies of hayloclastite breccia of the type quoted has been contributed to by the study of some suitable exposures of the southern parts of the Javorie Mts. (the road-cut St. Huta — H. Tisovnik; see profile I).

On the segment of length cca 110 m, a lava flow resting by its brecciated basis on the sequences of redeposited detritic hyaloclastites of the type 2, has been followed. On the contact of the basis of the flow, in the hyaloclastite sediments there is a zone of reddening (due to intense oxidation of Fe components) within 0,5—1 m.

The top margin of strongly dissected relief of the lava flow is formed by granulated and vesiculated lava mass (the transition zone — type 1a) in the thickness of 1—1,5 m) In the upper part the zone acquires distinctly heterogeneous character by its disintegration into fragments with a different degree of vesiculation and oxidation. Higher up, the zone is connected with the thick hyaloclastite breccia (type 1b), by means of gradual transition. Microscopical observations shew the transition from the hyalopillitic-pilotaxitic development of the matrix of slightly vesiculated lava flow into the zone with higher degree

Profile I

The hyaloclastite breccia in overlier of the lava flow with transition to the hyaloclastite flow the southern slopes of the Javorie Mts. (the road-cut from St. Huta to H. Tisovnik).



Explanations: 1. Redeposited detritic hyaloclastite sediments; 2. The zone of reddening; 3. The lava flow; 4. The zone of granulation and disintegration of the upper part of the lava flow; 5. A chaotic hyaloclastite breccia; I. hyaloclastite flow replaced from the overlier of the lava flow. II. hyaloclastite flow (incised block from the upper part of the hyaloclastite complex); 6. Fine-grained detritic hyaloclastite sediments; 7. The tectonic line.

of vesiculation accompanied by disintegration into fragments with irregular bordering (outer vesicles are open and torn), in the zone of the transition area. In consequence of intense oxidation of the ore pigment, glass of matrix of the fragments is brown to brown-black, fragments acquiring a sideronite development of the matrix. The fragments and phenocrysts (augite, olivine, plagioclase) are penetrated with the fractures of an irregular course, splitting is more distinct in the peripheral parts of the strongly vesiculated fragments, the zones of splitting being followed by more intense palagonitization of the fragments of brownish -coloured glass (sideromelane). Owing to the disintegration into fragments and palagonitized detritus, the rock acquires a heterogene character of breccia.

In the upper part of the hyaloclastite crust, there is a zone of coarse-fragmental chaotic breccia with a casual orientation of fragments, and with sporadic larger pillows.

The hyaloclastite breccia in the overlier of the flow (connected with the flow by means of a gradual transition) represents the product of the disintegration of the upper part of the lava flow on its contact with the aqueous environment, in the course of its movement.

Southward along the profile under study, the lava flow is ending, due to the reduction of its thickness. Farther southward, the overlying chaotic hyaloclastite breccia gets in direct contact with the underlying sediments (Plate IX, Fig. 3).

The contact of the breccia basis with the underlying sediments is sharp, and in a certain distance from the ending of the flow, reddening of the underlying hyaloclastite sediments may be observed. (Flow. 1).

Near the ending of the profile (the segment of 130—154 m), in tectonically subsided blocks, the analogous position of a coarsefragmental chaotic hyaloclastite breccia on the strata of finegrained hyaloclastite sediments, may be observed. The contact of the basis of breccia with the underlying sediments is unconformable, with the distinct crumbling of the parts of breccia, their involution and imprinting into the fine sediments (Plate X, Fig. 4).

On the contrast to the breccia overthrust from the overlier of the lava flow, here there is no contact influence (the zone of reddening is absent here) observable. The transport of the hyaloclastite breccia took place in the cooled stage most probably. (Flow. 2).

On the base of the above facts, the position of the bodies of chaotic hyaloclastite breccia may be explained by the mass transport of the hyaloclastite material by means of the flows. The proper mechanism of the arise of currents of this type may be outlined as follows: in the slowing down of the lava flow movement and its stopping, or in its total brecciation in the frontal part, the more mobile hyaloclastite breccia in its overlier is overthrust over the front

of the flow and moves farther over the borders of the proper lava flow, in the direction of the primary movement. The actual movement of the hyaloclastite breccia may be explained by the mass transport of the hyaloclastite material in the form of turbulent flows of high specific gravity. In the course of the movement of the flows the substratum is being eroded, and the separated parts of the breccia — involuted into the underlying sediments.

The mobilizing force of the hyaloclastite mass may be — except the continual movement — also the volume expansion of the hot hyaloclastite material in the aquaceous environment.

With respect to this, A. R. Mc Birney (1963) points out to the possibility of the arise of hyaloclastite flows, stressing the role of thermal expansion of the sea water kept in the strata of the hot hyaloclastite material. The same author points out to the similar effect of the thermal expansion of the kept-atmospherical gases, which — according to Mc Taggart (1960, 1962) — essentially increase mobility of the „nuées ardentes“.

This mechanism of the rise of the hyaloclastite flows may be expected mainly in the marginal parts of hyaloclastite formations on the slopes with the minimum suitable dip for the movement of the flows.

* * *

The hyaloclastite flows have been identified on the southern margins of the Javorie Mts., in the area of their transition into the southern wider area of the sedimentation region of the Krupinská vrchovina hills built of the complexes of detritic volcanic rocks of the character of deposition in the sub-aquaceous environment. The central parts of the Javorie Mts. built of the accumulations of volcanic rocks with substantial to predominating representation of the effusive constituents, represent the central parts of the volcanic apparatus in the sense of Kuthan (1963). This fact testifies to the actual existence of a primary slope in direction from the central parts to the southern, i. e. to the areas of a deeper sedimentation region of the Krupinská vrchovina hills, suitable for the transport of hyaloclastite flows.

*D. Štúr Geological Institute,
Bratislava*

REFERENCES

- [1] Cucuzza Silvestri, 1963: Proposal for a genetic Classification of hyaloclastites. Bull. volc. tome XXV. — [2] Gemmellaro C., 1829, 1833—1865: Sopra i vulcani estinti del Val di Noto. Mem. I., II. e III. Atti Accad. Gioenia Sc. Nat. Sev. I. vol. III. X, e Sev. II. vol. XX. Catania. — [3] Honnorez J., 1963: Sur l'origine des hyaloclastites. Bull. volc. tome XXV. — [4] Konečný V. — Mihaliková A., 1966: K problému subakválných

neho vulkanizmu v oblasti pohoria Javorja. Geolog. práce, Zprávy 40, Bratislava. — [5] Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200.000. ist M-34-XXXII-Zvolen. — [6] Mc. Birney A. R., 1963: Factors governing the nature of submarine volcanism. Bull. volc. tome XXVI. — [7] Mc. Toggart K. C.: 1960: The mobility of nuclées ardentes. Am. Jour. Sci New York. — [8] Peacock M. A., 1926: The Vulcanoglacial Palagonite Formation of Iceland. Geol. Mag. London t. 63, pp. 385. — [9] Platania G., 1902–1903: Acicastello-Ricerche geologiche a vulcanologiche. Mem. Class. Sc. Acc. Zelanti Ser. 3. vol. 2, Acireale. — [10] Ponte G., 1908: Su uno Speciale tipo di basalte. Atti. Accad. Gioenia Sc. Nat., Ser. II. vol. I, Mem. 5, Catania. — [11] Ponte G., 1910: I basalti globulari ed. i tuftpalagonitici in Val di Noto. Atti. Acad. Gioenia Sc. Nat., Ser. V, vol. III, Mem. 10, Catania. — [12] Ponte G., 1916: La formazione vulcanica Sottomarina di Capo Passero. Atti. Accad. Gioenia Sc. Nat., Ser. V, vol. IX. Mem. 14, Catania. — [13] Rittman A., 1960: Vulkane und ihre Tätigkeit. II. Ed. Enke Verl. Stuttgart. — [14] Sartorius V., Waltershausen 1945: Ueber die submarinen vulkanischen Ausbrüche in der Tertiär-Formation des Val di Noto. Göttinger Studien 1945, Göttingen.

JOZEF FORGÁČ

**DIE ENTFÄRBUNG DER GESTEINE UND DEREN ZERFALL
IM ERZREVIER VON BANSKÁ ŠTIAVNICA**

Auszug. Die Entfärbung event. Farbänderung der Gesteine und deren Zerfall, bzw. Umwandlung zu Ton in der Lagerstätte von Banská Štiavnica wurde überwiegend an der Oberfläche und in den oberflächennahen Partien beobachtet. Der Tiefe zu wird dieser Prozess immer schwächer und gehört zu keinen Begleiterscheinungen rund um die Erzgänge herum. Bei diesen Umwandlungen kam es zu Bildung des Montmorillonits, Kaolinit, Illits, und Jarosits. Es wurde allerdings in Beziehung zum Terrainrelief, bzw. Gangverlauf keine regelmässige zonare Einteilung dieser Prozesse beobachtet. Zur Entfärbung, bzw. Farbänderung, der Gesteine kam es nach der Vererzung unter dem Einfluss der descendenten Wässer.

Auf den neovulkanischen Gesteinen im Erzrevier von Banská Štiavnica kann man postvulkanische und hypogene Umwandlungen beobachten. Die ersteren sind in einem anderen Aufsatz des Verfassers (J. Forgáč 1966) behandelt. Die nun vorliegende Arbeit als Fortsetzung der vorerähnten vervollständigt das Gesamtbild der Gesteinsumwandlungen im Erzrevier von Banská Štiavnica. Die hypogenen Umwandlungen, die die Entfärbung, bzw. Farbänderung und den Zerfall der Gesteine zur Folge hatten, verliefen im Erzrevier von Banská Štiavnica am intensivsten an der Oberfläche und in den oberflächennahen Partien. Der Tiefe zu werden sie immer schwächer. Stellenweise kann man sie auch ausserhalb der Erzgänge an Störungen oder in älteren Stollen, bzw. in Halden beobachten.

Die Entfärbung der Gesteine studierte ich an chloritisierten, adularisierten und frischen Andesiten; dabei verfolgte ich die stufenweise Entfärbung, bzw. Farbänderung der Gesteine bis zu ihrem Zerfall, und zwar sowohl von petrographischer als auch von petrochemischer Sicht aus, in verschiedenen Tiefenhorizonten nahe der Erzgänge (der Pb-Zn-Zone, bzw. Cu-Zone) und auch von den Erzonen entfernt. Die Sukzession der Umwandlungen in verschiedenen Horizonten kann man folgend aufzeichnen.

An Stellen, wo der Teresia-Gang zu tage tritt, etwa SE von Paradajs, im Einschnitt des Feldweges verfolgte ich die Entfärbung bzw. Farbänderung am festen pyroxenischen Andesit dunkelgrauer Farbe mit grünlicher Schatierung. Der Andesit hat porphyrisches Gefüge mit vitrophyrischer Grundmasse und feinpulverigem Magnetit und Haematit. Pyroxene werden zu Mg-Chlorit bis Prochlorit umgewandelt. Nur stellenweise trifft man unberührte Teile des Hypersthens und Augits. Plagioklase werden in geringem Masse zu Sericit und Karbonat umgewandelt. Die chemische Zusammensetzung der studierten Probe ist in der Tab. 1 (Nr. 1). Das Gestein bekommt stufenweise eine graugrüne Färbung und zerfällt langsam in unregelmässige Bruchstücke bereits bei schwächerem Hammerschlag. Im Laufe der Umwandlung entstand eine helle, grünliche bis bräunliche Gelmasse, die örtlich in winzige submikroskopische Aggregate zu kristallisieren beginnt. Das Gestein wird hie und da durch Fe-Oxydüberzüge bedeckt. Die neu entstandene kolomorphe Struktur wird durch verschiedene Farbschatierungen hervorgehoben (Tab. I, Abb. 1; die Änderung des Chemismus auf Abb. 3, Nr. X₁); allmählich bekommt das Gesteine ein braune Farbe und zerfällt in unregelmässige Bruchstücke entlang des feinen Spaltnetzes mit Haematit und Limonitanhäufungen. Nach ursprünglichen Mineralen bleiben nur helle unregelmässige Feldchen, die durch bräunlichen bis grünlichen submikroskopischen Aggregat ausgefüllt sind. Durch DT Analyse wurde die Bildung des Illit festgestellt (Abb. 1, Kurve Nr. 1; chemische Veränderungen Abb. 3, Nr. X₂). Bei weiteren Umwandlungen wird das Gestein hellgrünlich, zerfallend, gebildet aus dem feinschuppigen Aggregat mit Fe-Oxydüberzügen, die das mikroskopische Studium oft sehr erschweren. Stellenweise erscheinen in der Gelmasse feine Bersten. Das Gestein bekommt ausgeprägtes kolomorphes Gefüge, gebildet durch Quarz und submikroskopischen Aggregat. In diesem Stadium entsteht Kaolinit, Montmorillonit und Illit (Abb. 1, Kurve 2). Die chemische Veränderung der Probe ist in der Tab. 1, Nr 2. Allmählich wird das Gestein immer heller, im trockenen Zustand in unregelmässige winzige Bruchstücke zerfallend, im feuchten Zustand plastisch. Es bildet sich Kaolinit und Illit (Abb. 1, Kurve 3; chemische Veränderung siehe Abb. 3, Nr. X₃). In der Nähe des Erzganges wird das Gestein heller, im trockenen Zustand klumpig, bei Feuchtigkeit als schmierige Tonerde mit winzigen Quarzbruchstücken. In diesem Stadium bildet sich Illit (Abb. 1, Kurve 4; chemische Zusammensetzung Tab. 1, Nr. 3).

Die Änderungen der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteins machen sich im Laufe dieser Umwandlungen auch in der chemischen Zusammensetzung bemerkbar. Magnesium weist in den mittleren Umwandlungsstadien, also zur Zeit der Bildung des Montmorillonits, in dessen Gitter es gebunden wird, eine erhöhte Vertretung auf; dasselbe gilt für Kalium zur Zeit der Bildung des Illits. Erhöhten Gehalt weist während der hypergenen Umwandlungen

Abb. 1. Kurven der DT Analysen. Kurve 1–4 entfärbter und zerfallener Pyroxen-Andesit SE Paradajs, Aufschluss beim Teresia Gang (1 – Illit, 2 – Kaolinit, Montmorillonit, Illit, 3 – Kaolinit, Illit, 4 – Illit); Kurve 5 – Jarosit, Illit: metamorphierter Pyroxen-Andesit vom Teresia Gang, VIII. Horizont, Maxmilian Schacht. Kurve 6–8 Jarosit, Kaolinit, Montmorillonit – entfärbter Pyroxen-Andesit, 12 m vom Grüner Gang am XII. Horizont des Franz Schachtes. Kurve 9 u. 10 – entfärbter bis zerfallener Pyroxen-Andesit vom V. Horizont des Maxmilian Schachtes. 80 m oberhalb des Teresia Ganges (9 – Kaolinit, Montmorillonit; 10 – Kaolinit, Montmorillonit, Jarosit). Kurve 11 und 12 – Montmorillonit; Amphibol-biotitischer Andesit entfärbt und zerfallen vom Strasseneinschnitt SSE Kozelnfk. Kurve 13 und 14 – Montmorillonit, Kaolinit; Pyroxen-Andesit entfärbt und zerfallen vom Steinbruch Ficberg, 1 Km NW Krupina.

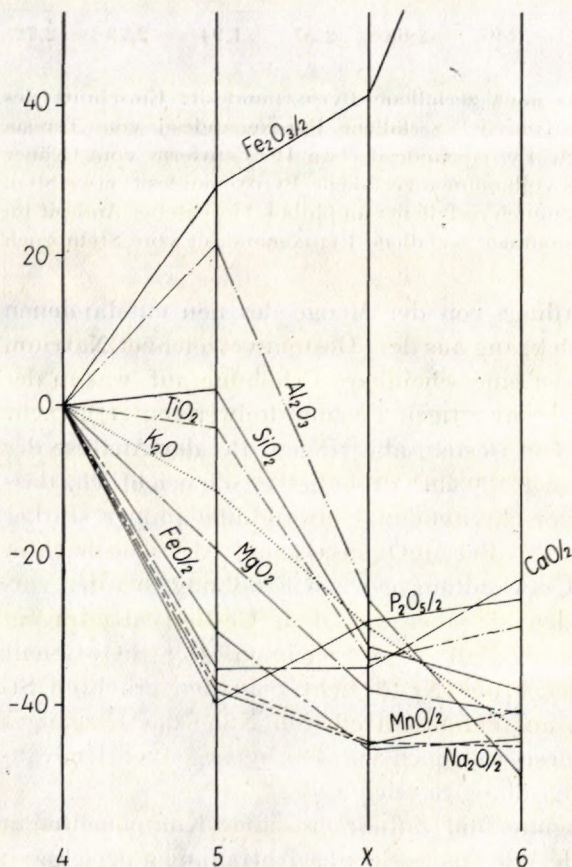
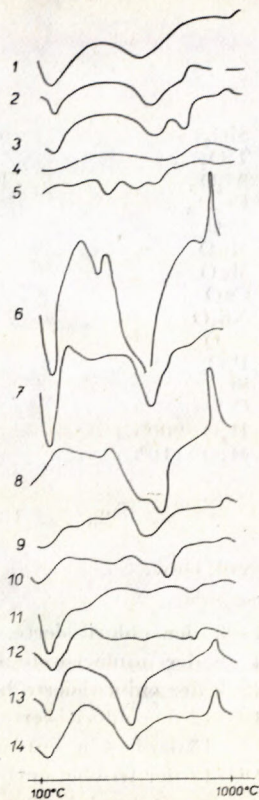


Abb. 2. Prozentsatz der Abtragung und Zufuhr einzelner Komponenten in einer 100 cm³ Probe des Pyroxen-Andesits, adularisiert bis vollkommen zerfallen vom Teresia Gang, VIII. Horizont im Maxmilian Schacht.

Tab. 1. Chemische

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	53,29	48,55	65,08	55,85	59,08	47,38	54,92	55,85
TiO ₂	1,55	1,55	1,65	1,55	1,55	1,50	1,05	0,40
Al ₂ O ₃	15,22	18,16	15,47	15,42	19,32	10,66	14,65	14,92
Fe ₂ O ₃	4,56	4,15	4,57	2,39	3,91	19,81	3,03	2,87
FeO	5,61	5,75	0,86	6,47	2,58	0,86	5,17	5,32
MnO	0,16	Spur	Spur	0,64	0,16	0,16	0,13	0,10
MgO	3,62	3,95	1,40	4,34	2,74	1,08	4,80	4,52
CaO	8,61	5,39	0,91	2,87	0,84	2,10	6,93	5,04
Na ₂ O	2,06	0,82	0,56	0,92	0,24	0,12	1,70	1,78
K ₂ O	1,32	3,08	5,14	4,28	3,92	3,28	2,00	2,04
P ₂ O ₅	0,18	0,20	0,15	0,41	0,08	0,27	0,16	0,09
SO ₃	0,07	0,08	0,65	Spur	3,53	4,60	Spur	0,92
CO ₂	1,93	3,12	Spur	1,40	Spur	Spur	2,36	3,40
H ₂ O (900°C)	1,84	4,08	2,93	2,86	0,74	4,78	0,36	0,55
H ₂ O (110°C)	0,42	1,46	1,12	0,70	0,98	3,43	3,18	3,33
%	100,44	100,34	100,49	100,10	100,29	100,03	100,44	100,27
vol. Gew.	2,75	2,45	2,07	2,65	2,57	1,94	2,73	2,72

1—3 der chloritisierte, entfärbte bis ganz zerfallene Pyroxenandesit; Einschnitt des
 4—6 der adularisierte bis ganz zu „Tonerde“ zerfallene Pyroxenandesit vom Teresia
 7—9 der chloritisierte bis argillitisierte Pyroxenandesit etwa 12 m entfernt vom Grüner
 10—12 der chloritisierte entfärbte bis vollkommen zerfallene Pyroxenandesit, etwa 80 m
 13—15 der frische, entfärbte bis vollkommen zerfallener amphibol- biotitischer Andesit im
 16—18 der frische, entfärbte bis vollkommen zerfallene Pyroxenandesit vom Steinbruch
 Analysiert durch V. Dvoně.

auch Aluminium auf, was allerdings von der Menge des neu entstandenen Kaolinites abhängt. Intensiven Rückgang aus dem Gestein verzeichnet Natrium und Fe⁺². Das dreiwertige Fe weist eine scheinbare Erhöhung auf, was in der Tat durch die Umwandlung des zweiwertigen Fe zum dreiwertigen verursacht ist. Allgemein wird aber Fe aus dem Gestein abgetragen. Bei der Analyse der chemischen Zusammensetzung einer 100 cm³ Probe ist es offensichtlich, dass die meisten Elemente mit der vorschreitenden Umwandlung immer stärker abgetragen werden (Tab. 2, Abb. 3). Bei MgO, Fe₂O₃ und Al₂O₃ beobachtet man in den ersten Stadien der Umwandlung gewisse Erhöhung, bei der vorschreitenden Umwandlung werden sie aber aus dem Gestein abgetragen. Die Erhöhung ist lediglich beim Kalium zu verzeichnen. Der SiO₂-Gehalt wird allmählich geringer. Bei der Probe Nr. 3 sieht man den erhöhten Si-Gehalt (Abb. 3), weil die Probe aus der unmittelbaren Nähe des Erzganges abgenommen wurde und der Andesit war noch vor den hypergenen Umwandlungen bei der Bildung der Gangfüllung Si-reich.

Je nach Intensität der Abtragung und Zufuhr einzelner Komponenten in einer 100 cm³ Probe kann man folgende Sukzession der Abtragung aufzeichnen:

Analysen (in gew. %)

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
30,58	55,80	53,12	54,45	59,03	57,62	54,34	57,73	51,73	37,80
0,40	0,57	0,58	0,77	0,75	0,55	0,55	0,93	1,70	0,40
15,50	18,63	19,52	16,49	15,88	16,92	13,17	15,84	20,01	21,50
3,44	1,15	1,68	7,31	3,59	3,87	6,43	2,75	9,72	4,47
3,88	4,10	6,01	0,42	2,87	1,00	0,29	5,61	0,86	0,28
0,35	0,08	0,23	0,09	0,13	0,15	0,12	0,12	0,09	0,18
7,30	3,09	2,08	1,09	3,24	3,17	2,95	4,55	0,79	2,97
12,09	4,29	1,35	2,17	5,18	4,06	3,50	6,84	0,56	1,12
0,08	1,25	0,45	0,27	2,16	1,74	0,82	1,92	0,60	0,04
3,16	2,65	2,90	3,08	2,50	1,92	1,20	2,20	1,74	0,06
0,16	0,12	0,12	0,12	0,62	0,19	0,02	0,08	0,17	0,03
2,80	0,46	1,09	4,82	Spur	Spur	Spur	Spur	0,12	Spur
17,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,39	0,68	1,80	3,07	2,63	5,48	10,7	0,17	4,72	23,38
2,34	6,91	9,34	6,74	1,31	3,21	6,58	0,94	7,60	8,21
100,48	99,78	100,27	100,89	99,89	99,88	100,22	99,68	100,42	100,44
2,67	2,76	2,58	1,68	2,53	2,25	1,88	2,72	2,09	1,28

Feldweges SE von Paradajs am Teresia Gang
 Gang (oberhalb des Svätotrojičný) im Maxmilian Schacht
 Gang, am XII. Horizont des Franz Schachtes.
 oberhalb des Teresia Ganges am V. Horizont des Maxmilian Schachtes
 Strasseneinschnitt etwa 8 Km SSW von Kozelník
 Ficberg, etwa 1 Km NW Krupina.

$\text{Ca} > \text{Fe}^{+2} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{Fe}^{+3} > \text{Al}$. Eine Tendenz zur Erhöhung weist nur Kalium auf. Insgesamt beträgt die Abtragung (in %) mit der vorschreitenden Umwandlung etwa 16,84 bis 28,43 %; die Zufuhr ist wesentlich niedriger und beträgt nur 3,74—5,89 %. Der Koeffizient des Erhaltungszustandes des ursprünglichen Gesteins beträgt etwa 90,3 bis 89,71 %.

Ein weiteres Profil wurde am VIII. Horizont des Teresia-Ganges im Maxmilian Schacht studiert. Die Entfärbung bzw. Farbänderung in der unmittelbaren Nähe des Erzganges (Pb—Zn—Zone) ist nur stellenweise zu finden. Bei der intensiveren Umwandlung kann man den Prozess der Entfärbung und des Zerfalls des Gesteins in der Nähe des Erzganges folgend aufzeichnen. Etwa 2 m vom Gang entfernt ist Andesit fest, dunkelgrau; Pyroxene sind zu Chlorit umgewandelt und Plagioklase werden durch Sericit, Adular und Karbonat metasomatisch verdrängt (chemische Zusammensetzung des Gesteins siehe Tab. 1, Nr. 4). Etwa 1,5 m vom Gang entfernt ist Andesit hellgraugrünlich, fest, von vereinzelt Quarzaderchen durchdrungen. Chlorit und teilweise auch Plagioklas zerfällt in helle bis bräunliche nicht polarisierende Masse und winzigen polarisierenden Aggregat. Karbonat wird im Gestein nur

sporadisch erhalten (chemische Zusammensetzung Tab. 1, Nr. 5). Etwa 0,8 m vom Gang entfernt zerfällt Andesit vollkommen, wird hellbraun, bei Feuchtigkeit schmierig, im trockenen Zustand klumpig. Im Gestein entsteht Kaolinit und Jarosit (chem. Veränderung auf Abb. 3, Nr. X).

Etwa 0,5 m vom Gang entfernt wird das Gestein braun, bis zu „Tonerde“ vollkommen zerfallend. In diesem Stadium entsteht meistens Jarosit und Illit (Abb. 1, Kurve 5; chemische Veränderung Tab. 1, Nr. 6).

Die Umwandlungen in der chemischen Zusammensetzung des Gesteins verlaufen folgend. Beim SiO_2 bestehen zwischen dem ursprünglichen und vollkommen umgewandelten Gestein wesentliche Unterschiede. Die überwiegende Si-Menge ist an Silikate gebunden. Wenn das Gestein im vorme-

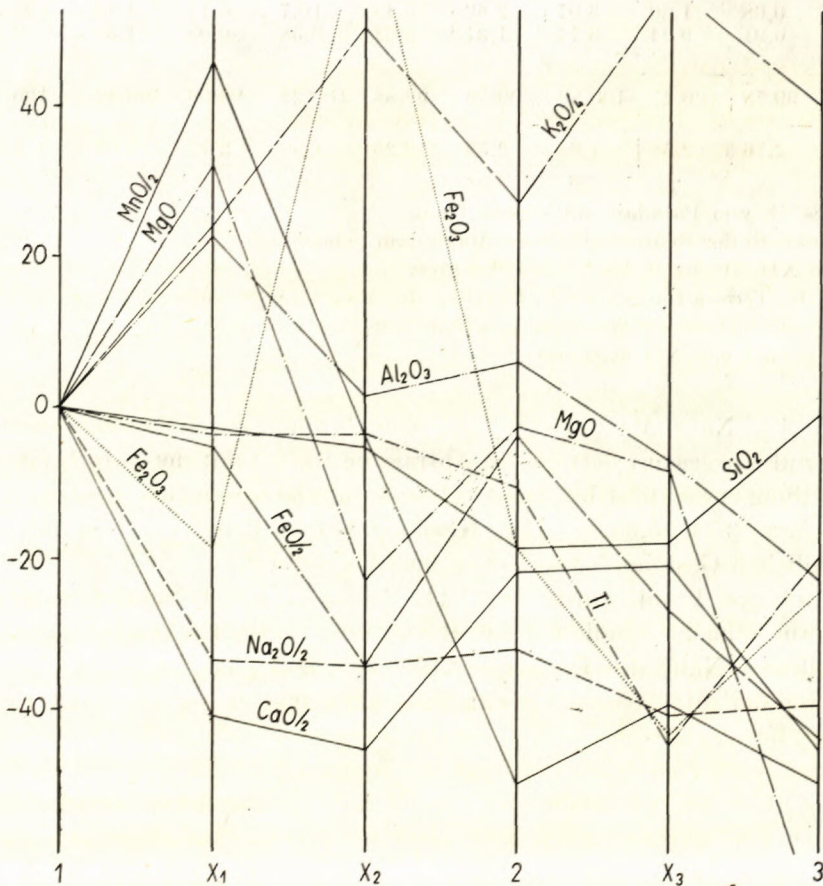


Abb. 3. Prozentsatz der Abtragung und Zufuhr einzelner Komponenten in einer 100 cm^3 Probe des chloritisierten Pyroxen-Andesits, entfärbt bis vollkommen zerfallen, SE Paradajs.

Tab. 2.

Der chloritisierte, entfärbte bis ganz zerfallene Pyroxenandesit im Feldwegeinschnitt
SE von Paradajs am Teresia Gang

Umrechnug der chem. Analyse auf Volumen-Werte

	Gehaltsänderung der Komponenten in 100 cm ³ - Probe				Koeff. der Abtragung (-) Zufuhr (+)	
	in gr.		in %		1-2	1-3
	1-2	1-3	1-2	1-3		
SiO ₂	-27,60	-11,83	-18,83	-8,07	-59,35	-15,07
TiO ₂	-0,46	-0,84	-10,80	-19,72	-0,99	-1,07
Al ₂ O ₃	+2,64	-9,83	+6,31	-23,49	+16,23	-12,52
Fe ₂ O ₃	-2,37	-3,08	-18,90	-24,56	-5,10	-3,92
FeO	-1,34	-13,65	-8,68	-88,46	-2,88	-17,39
MnO	-0,04	-0,44	-100,00	-100,00	-0,95	-0,56
MgO	-0,27	-7,05	-2,71	-70,85	-0,58	-8,98
CaO	-10,47	-21,80	-44,21	-92,06	-22,52	-27,77
Na ₂ O	-3,65	-4,50	-64,49	-79,50	-7,85	-5,73
K ₂ O	+3,92	+7,01	+107,99	+193,11	+24,09	+67,86
P ₂ O ₅	-	-0,18	-	-36,73	-	-0,23
SO ₃	+0,01	+1,16	+5,26	+610,52	+0,06	+11,22
CO ₂	+2,33	-5,31	+43,88	-100,00	+14,32	-6,76
H ₂ O (900°)	+4,94	+1,00	+97,63	+19,36	+30,36	+9,67
H ₂ O (110°)	+2,43	+1,17	+211,30	+101,74	+14,93	+11,31
	-46,50	-78,51	Die gew. % der chem. Analysen sind in der Tab. 1.			
	+16,27	+10,34				

1-2 Gesamtkoeffizient der Abtragung 16,84 %, der Zufuhr 5,89 %;

1-3 Gesamtkoeffizient der Abtragung 28,43 %, der Zufuhr 3,73 %

Erhaltungsgrad des Gesteins 93,42 % (1-2) bzw. 95, 03 % (1-3).

tamorphen Zustand nur gering Si-haltig war, dann verzeichnet das Gestein im Prozess der Entfärbung und des Zerfalls den Rückgang von SiO₂ (Tab. 1, Nr. 6).

Die übrigen Komponenten werden mit vorschreitender Umwandlung aus dem Gestein verschieden stark abgetragen (siehe Tab. 3, Abb. 2), am intensivsten FeO, MgO und Na₂O (mehr als um 80 % gegenüber dem Ausgangsgestein), nicht mehr so stark K₂O und Al₂O₃. Nur Fe₂O₃ weist eine Erhöhung auf, die als Folge der Umwandlung des Fe⁺² zu Fe⁺³ und des Ausfalls Fe⁺³ beim langsamen Aufstieg der Lösungen, bzw. der Erhöhung des pH der Lösungen bei den Reaktionen mit dem anliegenden Gestein zu betrachten ist.

Je nach prozentuellen Veränderungen einzelner Elemente in einer 100 cm² Probe kann man folgende Sukzession aufzeichnen: Fe⁺ > Na > Mg > Ca > K > Al > Si. Der Gesamtkoeffizient der Abtragung erreicht einen Wert von 44,76 %, Koeffizient der Erhaltung des Gesteins beträgt 75,51 %.

Intensive Entfärbung und Zerfall des Gesteins beobachteten wir auch in der Umgebung des Grüner Ganges (XII. Horizont des Franz Schachtes -

Tab. 3.

Der adularisierte bis zu Tonerde umgewandelte Pyroxenandesit vom Teresia Gang
(oberhalb Svätotrojičný) im Maximilian Schacht
Umrechnung der chem. Analyse auf Volumen-Werte.

	Gehaltsänderung der Komponenten in 100 cm ³ - Probe				Koeff. der Abtragung (-) Zufuhr (+)	
	in gr.		in %		4-5	4-6
	4-5	4-6	4-5	4-6		
SiO ₂	+3,84	-56,08	+2,52	-37,89	+13,87	-47,22
TiO ₂	-0,13	-1,20	-3,16	-29,20	-0,37	-1,01
Al ₂ O ₃	+8,79	-20,18	+21,51	-49,39	+31,76	-16,99
Fe ₂ O ₃	+3,72	+32,10	+58,77	+507,10	+13,44	+67,56
FeO	-10,52	-15,48	-61,34	-90,26	-29,88	-13,04
MnO	-1,29	-1,39	-75,88	-81,76	-3,66	-1,17
MgO	-4,46	-9,41	-38,78	-81,83	-12,67	-7,92
CaO	-5,45	-3,54	-71,62	-46,52	-15,48	-2,98
Na ₂ O	-1,82	-2,21	-74,59	-90,57	-5,17	-1,86
K ₂ O	-1,27	-4,98	-11,20	-43,91	-3,61	-4,19
P ₂ O ₅	-0,88	-0,57	-80,73	-52,29	-2,50	-0,48
SO ₃	+9,07	+8,92	-	-	+32,77	+18,77
S	+1,59	-	+100,0	-	+5,74	-
CO	-3,71	-3,71	-100,0	-100,0	-10,54	-3,12
H ₂ O (900°)	-5,68	+1,69	-74,93	+22,29	+16,13	+3,56
H ₂ O (100°)	+0,67	+4,80	+36,22	+259,46	+2,42	+10,10
	-35,21	-118,75	Gew. % der chem.			
	+27,68	+47,51	Analysen in Tab. 1.			

4-5 Gesamtkoeffizient der Abtragung 13,27 %, Zufuhr 10,43 %

4-6 Gesamtkoeffizient der Abtragung 44,76 %, Zufuhr 17,91 %

Erhaltungsgrad des Gesteins (4-5) 89,26 %, (4-6) 75,51 %

Cu-Zone). Das Ausgangsgestein ist *dunkler pyroxenischer Andesit*. Die dunklen Minerale werden vollkommen chloritisiert, Plagioklase bleiben meistens frisch. Im Gestein sind vereinzelte Pyritkörner zerstreut (chemische Zusammensetzung der Probe Tab. 1, Nr. 7). Das Gestein wird allmählich graugrünlich, mit winzigen unregelmässig zerstreuten bräunlichen Flecken. Chlorite werden am Rande bräunlich und zerfallen in eine isotrope schwach polarisierende Masse. Plagioklase werden in submikroskopische Aggregate umgewandelt (bei einem Nickol fast rein, bei gekreuzten Nickols schwach polarisierend; chemische Veränderung Tab. 1, Nr. 8). Erzpigment wird in Fe-Oxyde umgewandelt und bildet Überzüge an Spaltflächen.

Mit der vorschreitenden Umwandlung wird Andesit immer heller mit bräunlichem Stich. Die ursprüngliche Begrenzung der porphyrischen Einsprenglinge verschwindet. Das Gestein zerfällt im trockenen Zustand beim schwachen Hammerschlag, feucht wird es schmierig. Im Mikroskop ist es hellbräunlich, aus winzigen Aggregaten gebaut, in welchen man Karbonatanhäufungen und

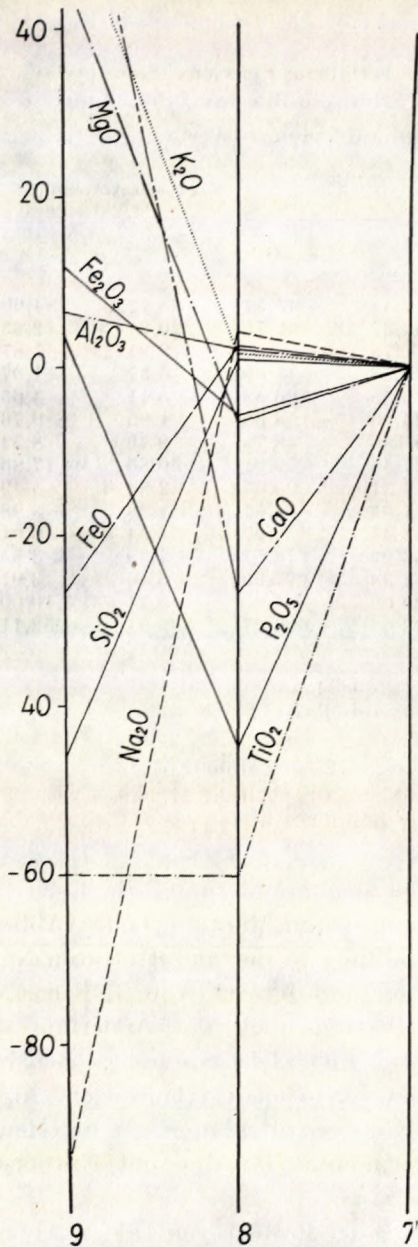


Abb. 4. Prozentsatz der Abtragung und Zufuhr einzelner Komponenten in einer 100 cm³ Probe des chloritisierten Pyroxen-Andesits, entfärbt bis vollkommen zerfallen, 12 m vom Grünen Gang entfernt, am XII. Horizont des Franz Schachtes.

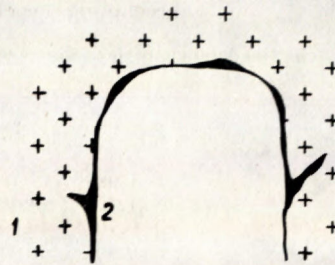


Abb. 5. Querschnitt durch den Stollen mit entfärbtem bis vollkommen zerfallenem Andesit an den Wänden. 1 — der chloritisierte Pyroxen-Andesit, 2 — der entfärbte bis vollkommen zerfallene Andesit.

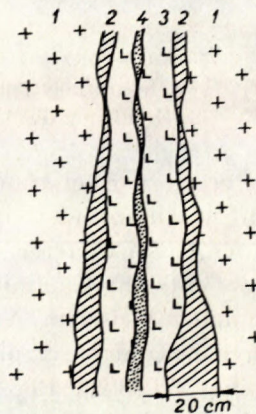


Abb. 6. Der entfärbte bis vollkommen zerfallene Pyroxen-Andesit aus der Spalte, 80 m oberhalb des Teresia Ganges, vom V. Horizont des Maximilian Schachtes. 1 — dunkelgraugrünlicher chloritisierter Pyroxen-Andesit, 2 — grauer Andesit durchdrungen durch ein dichtes Spaltennetz, 3 — der entfärbte, aber noch feste Andesit, 4 — der entfärbte vollkommen zerfallene helle Andesit.

Tab. 4.

Der chloritisierte, entfärbte bis vollkommen zerfallene Pyroxenandesit, etwa
12 m vom Grüner Gang entfernt am XII. Horizont des Franz Schachtes
Umrechnung der chem. Analysen auf Volumen-Werte

	Gehaltsänderung einzelner Komponenten in der 100 cm ³ Probe				Koeff. der Abtragung (-) Zufuhr (+)	
	in gr.		in %		7-8	7-9
	7-8	7-9	7-8	7-9		
SiO ₂	+1,98	-98,28	+1,32	-45,54	+28,12	-84,60
TiO ₂	-1,79	-1,80	-62,37	-62,72	-20,91	-2,23
Al ₂ O ₃	+0,70	+1,40	+1,75	+3,50	+9,94	+1,87
Fe ₂ O ₃	-0,46	+0,91	-5,56	+11,00	-5,37	+1,07
FeO	+0,36	-3,75	+2,55	-26,58	+5,11	-4,65
MnO	-0,09	+0,57	-25,00	+158,33	-1,05	+0,76
MgO	-0,81	+6,39	-6,18	+48,78	-9,46	+8,54
CaO	-5,21	+13,36	-27,54	+70,61	-60,86	+17,86
Na ₂ O	+0,20	-4,43	+4,31	-95,47	+2,84	-5,49
K ₂ O	+0,09	+2,98	+1,65	+54,57	+1,28	+3,98
P ₂ O ₅	-0,20	-0,01	-45,45	-2,27	-2,34	-0,01
H ₂ O (110°C)	+0,52	+2,73	+53,06	+278,57	+7,39	+3,65
H ₂ O (900°C)	+0,38	-2,43	+4,38	-27,99	+5,40	-3,01
SO ₃	+0,05	+7,48	+100,00	+1,00	+0,71	+10,00
CO ₂	+2,81	+38,98	+43,63	+605,27	+39,91	+52,11
	+7,04	+74,80	Gew. % der chem.			
	-8,56	-80,70	Analysen in Tab. 1.			

7-8 Gesamtkoeffizient der Abtragung 3,12 %, Zufuhr 2,57 %

7-9 Gesamtkoeffizient der Abtragung 29,43 %, Zufuhr 27,28 %

Erhaltung des Gesteins (7-8) 97,40 %, (7-9) 72,11 %

winzige Pyritkörner zerstreut findet (chemische Veränderung Tab. 1, Nr. 9). In diesem Stadium bildet sich Jarosit, Kaolinit und Montmorillonit (Abb. 1, Kurve 6 u. 7). Bei weiterer starken Umwandlung in der unmittelbaren Nähe des Ganges entsteht Kaolinit, Montmorillonit und Jarosit (Abb. 1, Kurve 8).

Diese mineralogischen Veränderungen hatten auch die Änderung der chemischen Zusammensetzung zur Folge. Der SiO₂-Gehalt reduziert sich von 54,92 % auf 30,58 %. Der CaO, MgO und K₂O-Gehalt erhöht sich, Al₂O₃ bleibt fast unverändert. Der Gehalt dieser Komponenten hängt von der Menge des neu entstandenen Kaolinit, Montmorillonit, Jarosits und Karbonats ab, in deren Gitter sie gebunden sind.

Die Zufuhr und Abtragung (je nach Umfang der Probe; siehe Tab. 4, Abb. 4) weist folgende Sukzession auf: Abtragung: Na > Ti > Si > Fe⁺²; Zufuhr: Ca > K > Mg > Fe⁺³ > Al. Der Gesamtkoeffizient der Abtragung beträgt 29,43 %, der Erhaltungskoeffizient 72,11 %.

Wie bereits am Anfang erwähnt, die Entfärbung bzw. Farbänderung und der Zerfall des Gesteins ist unregelmässig auch in grösserer Entfernung

Tab. 5.

Der frische, entfärbte bis vollkommen zerfallene amphibol-biotitischer Andesit
im Strasseneinschnitt etwa 8 Km SSW von Kozelník
Umrechnung der chem. Analysen auf Volumen-Werte

	Gehaltsänderung der Komponenten in 100 cm ³ Probe				Koeff. der Abtragung (-) der Zufuhr (+)	
	in gr.		in %		13-14	13-15
	13-14	13-15	13-14	13-15		
SiO ₂	-19,70	-47,19	-13,19	-36,60	-52,42	-53,02
TiO ₂	-0,66	-0,87	-34,74	-45,80	-1,76	-0,98
Al ₂ O ₃	-2,11	-15,42	-5,25	-38,37	-5,61	-17,32
Fe ₂ O ₃	-0,37	+3,01	-4,07	+33,14	-0,98	+12,36
FeO	-5,01	-6,71	-69,00	-92,42	-13,33	-7,54
MnO	+0,01	-0,10	+3,03	-30,30	+0,10	-0,11
MgO	-1,07	-2,65	-13,04	-32,31	-2,85	-2,98
CaO	-3,97	-6,53	30,28	-49,81	-10,56	-7,34
Na ₂ O	-1,54	-3,92	-28,20	-71,79	-4,10	-4,40
K ₂ O	-2,01	-4,07	-31,75	-64,29	-5,35	-4,57
P ₂ O ₅	-1,14	-1,53	-72,61	-97,45	-3,03	-1,72
H ₂ O/900 ^o /	+5,68	+12,28	+85,41	+184,66	+59,16	+50,43
H ₂ O(110 ^o)	+3,91	+9,06	+118,12	+273,71	+40,72	+37,21
	-37,58	-88,99	Die gew. % der chemischen			
	+9,60	+24,35	Analysen in der Tab. 1.			

13-14 Gesamtkoeffizient der Abtragung 14,87 %, Zufuhr 3,80 %

13-15 Gesamtkoeffizient der Abtragung 35,21 %, Zufuhr 9,63 %

Erhaltung des Gesteins (13-14) 95,72 %, (13-15) 87, 0,5 %

von den Gängen- ohne Abhängigkeit vom deren Verlauf — zu finden, z. B. auf den Stollenwänden in Form von dünneren Überzügen. Das Gestein bekommt helle bis rostbräunliche Farbe. Bei der intensiveren Umwandlungen fällt das Gestein von den Wänden in Form von winzigen Bruchstücken oder Schuppchen ab. Nach Abfall dieser Überzüge bleibt an der Wand dunkler fester Andesit. In Klüften und Spalten, wo das entfärbte Gestein schmale Zonen bildet, dringt es etwa einige cm weit in das anliegende Gestein hinein und dann verschwindet es (Abb. 5).

Eine solche Entfärbung und Zerfall des Andesites auf der Spaltfläche studierte ich am V. Horizont des Maximilian Schachtes etwa 80 m oberhalb des Teresia Ganges. Die entfärbte Zone in der Spalte geht allmählich in den festen dunkelgrauen Andesit über (Abb. 6). Der Andesit hat eine porphyrische Struktur mit kompakter Grundmasse. Im Gestein ist Pyrit fein zerstreut, Plagioklase teilweise serizitisiert, und karbonatisiert, Pyroxene zu Chlorit mit Karbonatanhäufungen umgewandelt (chemische Zusammensetzung des Gesteins ist auf der Tab. 1, Nr. 10 gegeben). Das Gestein wird allmählich graubräunlich durch ein Netz feiner Spaltchen durchdrungen und

beginnt in scharfkantige Bruchstücke zu zerfallen. Im weiteren Verlauf wird das Gestein hellgrau mit feiner bräunlicher Schatierung. Es bleibt noch ziemlich fest, aber im feuchten Zustand wird es weich. Chlorite und Plagioklase zerfallen in helle bis bräunliche, schwach polarisierende submikroskopische Aggregate. Karbonate sind nur sporadisch erhalten geblieben. Es bildet sich Kaolinit und Montmorillonit (Abb. 1, Kurve 9; chemische Veränderung Tab. 1, Nr. 11). Mit der vorschreitenden Umwandlung zerfällt das Gestein vollkommen, verliert sein porphyrisches Gefüge. Im trockenen Zustand ist es klumpig, hell, mit bräunlichem Stich, im feuchten Zustand plastisch, der „Tonerde“ ähnlich. Es bildet sich meistens Kaolinit, Montmorillonit und Jarosit (Abb. 1, Kurve 10; chemische Veränderung auf der Tab. 1, Nr. 12).

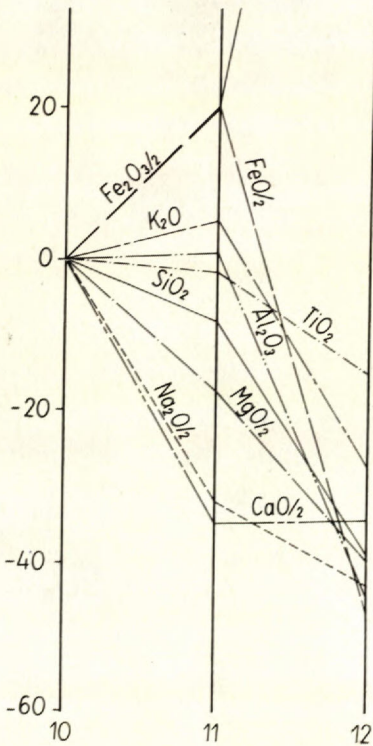


Abb. 7. Prozentsatz der Abtragung und Zufuhr einzelner Komponenten in einer 100 cm³ Probe des chloritisierten, entfärbten bis vollkommen zerfallenen Pyroxen-Andesit, 80 m oberhalb des Teresia Ganges am V. Horizont des Maximilian Schachtes.

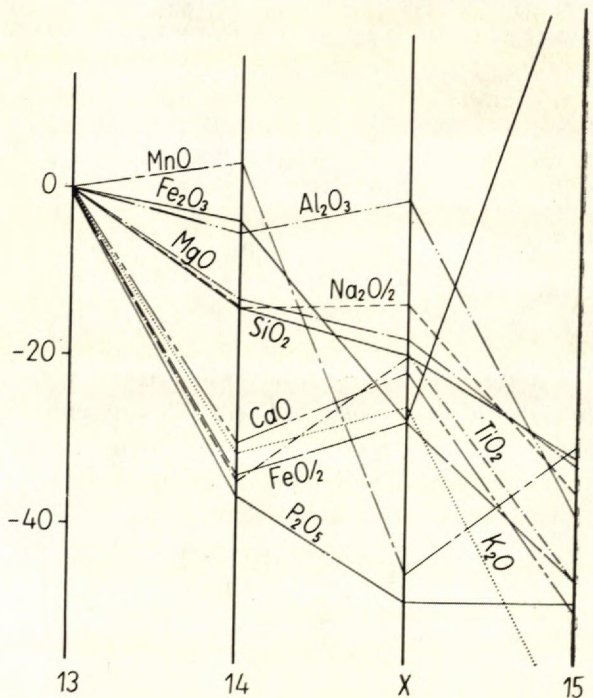


Abb. 8. Abtragung und Zufuhr einzelner Komponenten in einer 100 cm³ Probe des amphibol-biotitischen frischen, entfärbten bis vollkommen zerfallenen Andesits vom Strasseneinschnitt SSE Kozelnik.

Aus der Bilanz der Zufuhr und Abtragung (bei der 100 m³ Probe) sieht man, dass die gesteinsbildenden Komponenten (Abb. 7) mengenmässig in dieser Reihenfolge ausfallen: Fe⁺² > Na > Mg > Ca > Al > Si. Der erhöhte Fe₂O₃-Gehalt ist aus ähnlichen Gründen wie bereits angeführt nur scheinbar (Ersetzung des zweiwertigen Fe durch das dreiwertige). Der gesamte Prozentsatz der Abtragung beträgt 43,67 %, der Erhaltungskoeffizient 56,33 %.

*Zur Entfärbung und Zerfall der Gesteine ausserhalb des Einflusses
der postvulkanischen Lösungen*

Zwecks Vergleichs der Entfärbung bzw. Farbänderung und des Zerfalls der oben angeführten Gesteine studierten wir auch Umwandlungen bei Vorkommen ausserhalb des Bereichs der postvulkanischen Lösungen, und zwar auf Fundorten Kozelník und Ficberg.

Im Strasseneinschnitt südlich Kozelník ist der grobporphyrische amphibolbiotitische Andesit aufgeschlossen, auf dem man den fast flüssigen Entfärbungsprozess des Andesits und seinen fast vollkommenen Zerfall in Spalten verfolgen kann. Der frische Andesit ist dunkelgrau mit porphyrischen Einsprenglingen (bis 4—6 mm gross). Am häufigsten sind Plagioklase (Andesin-Labradorit) mit winzigen Einschlüssen der Grundmasse, und mit seltenerem schuppigen und pseudohexagonalen Biotit vertreten. Am Rande sieht man am Biotit Anzeichen einer Opacitisierung. Fast in gleicher Menge wie Biotit kommt im Gestein auch säulenförmiger dunkelgrüner Amphibol (ausgeprägten Pleochroismus) vor. Randsäume am Amphibol sind meistens bis 0,03 mm breit, aus Magnetit und Haematit gebildet. Vereinzelt findet man im Gestein auch Hypersthen. Die Grundmasse des Andesits ist kryptokristallisch-vitrophyrisch, mit zerstreutem Magnetit und Haematit (chemische Zusammensetzung in der Tab. 1, Nr. 13). Das Gestein wird langsam grau und porphyrische Einsprenglinge ausdrucksvoller. In der mineralogischen Zusammensetzung finden vorerst keine wesentlichen Veränderungen statt. Die Grundmasse wird devitriifiziert; es tauchen hellere Feldchen mit allmählichem Übergang in die umliegende Grundmasse. Mit vorschreitender Umwandlung wird das Gestein graubräunlich, Plagioklase zu Tonmineralen umgewandelt; der fein zerstreute Magnetit in der Grundmasse wird zu Haematit und Limonit und verleiht dem Gestein hellbraune Farbe. Die graubräunlichen Felder mit schwach polarisierendem Aggregat werden immer breiter. Im Gestein bildet sich Montmorillonit (chemische Veränderung siehe in der Tab. 1, Nr. 14). Dann wird das Gestein hellgrau, Plagioklase zu Tonmineralen umgewandelt. Amphibol zerfällt in graubräunliche Masse mit zerstreutem, schwach polarisierendem submikroskopischem Aggregat. In diesem Stadium bildet sich Montmorillonit (Abb. 1. Kurve 11; chemische Veränderung Abb. 8, Nr. X). Dann zerfällt

das Gestein in feinen Sand und endlich wird es zu „Tonerde“ (hellbraun, im feuchten Zustand plastisch) umgewandelt. Es wird hellbraun, im feuchten Zustand plastisch. Es bildet sich Montmorillonit (Abb. 1, Kurve 12; chemische Veränderung Tab. 1, Nr. 15).

Aus dem Vergleich der chemischen Zusammensetzung des Ausgangsgesteins und des umgewandelten Materials ist es offensichtlich, dass fast immer nur von der Abtragung einzelner Komponenten die Rede sein kann (Tab. 5, Abb. 8), und zwar in dieser Reihenfolge (je nach der Intensität der Abtragung): $\text{Si} > \text{Fe}^{+2} > \text{Al} > \text{Ca} > \text{Fe}^{+3} > \text{Na} > \text{K} > \text{Mg}$. Der Abtragungskoeffizient beträgt 35,21 %, der des Erhaltungszustandes des Gesteins 87,05 %.

Im Steinbruch Ficberg, etwa 1 Km NW Krupina ist *pyroxenischer Andesit* mit säulenförmiger Absonderung aufgeschlossen. Im nördlichen und nordwestlichen Teil des Steinbruches beobachtet man stufenweise Entfärbung und den Zerfall des Andesits (in tieferen Partien bleibt Andesit frisch). Den Umwandlungsprozess kann man folgend aufzeichnen: Der frische Andesit ist dunkel, mit porphyrischem Gefüge. Porphyrische Einsprenglinge werden meistens durch Plagioklas (Andesin-Labradorit), seltener durch Augith und Hypersthen gebaut. Die Grundmasse ist vitrophyrisch-kryptokristallisch mit feinem pulverigem zerstreuten Magnetit (chemische Zusammensetzung Tab. 1, Nr. 16). Langsam wird aber das Gestein mehr grau mit gelbbraunlichen Flecken, nicht mehr so fest, bereits bei schwächerem Hammerschlag zerfallend. Plagioklase werden fast vollkommen umgewandelt (bei einem Nickol hell, bei gekreuzten fast isotropisch, stellenweise mit winzigen, schuppigen, polarisierenden, direkt auslöschenden, Mineralen) ähnlich wie Pyroxene, deren Produkte bräunlichgelb werden. Die Grundmasse wird schwach bräunlich, bei gekreuzten Nickols mit polarisierendem submikroskopischem Aggregat. Der fein zerstreute Magnetit wird zu Fe-Oxyd; im Gestein bildet sich Montmorillonit und Kaolinit (Abb. 1, Kurve 13; chemische Veränderung Tab. 1, Nr. 17). Bei weiterer Umwandlung wird das Gestein hellbräunlich, weicher und in plastische Masse zerfallend. Es bildet sich Montmorillonit und Kaolinit (Abb. 1, Kurve 14; chemische Veränderung Tab. 1, Nr. 18), wodurch auch der Al- und Mg-Gehalt höher, der der Alkalien geringer wird. Fe^{+2} wird zu Fe^{+3} umgewandelt, einige weiteren Komponenten werden aus dem Gestein fast fortwährend abgetragen, besonders Si (von 57,73 % bis auf 37,80 % fallend); von Alkalien bleiben lediglich Hundertstel von Prozent. Abgetragene werden (dem Prozentsatz nach geregelt) $\text{Na} > \text{K} > \text{Fe} > \text{Mg} > \text{Si} > \text{Al}$. Die Abtragung beträgt bis 66,38 %, Koeffizient der Erhaltung des Ausgangsgesteins 70,89 %.

Schlussfolgerungen

Die Entfärbung, bzw. Farbänderung und Zerfall der Gesteine wurde im Erzrevier Banská Štiavnica vorwiegend an der Oberfläche und in den oberflächennahen Partien der Lagerstätte beobachtet. Bei diesen Prozessen kam es zur Bildung des Montmorillonits, Kaolinitis, Jarosits und Illits, und zwar ohne etwaige zonare Verteilung oder Regelung wie sie durch Széki-Fuchs (1965) aus Telkibánya (Tokajer Gebirge in Ungarn) beschrieben wird, wo bis in die 100 m Tiefe Kaolinit, tiefer dann Montmorillonit entsteht. Die Bildung des letzteren Minerals beobachtet man auch in der weiteren Umgebung, wo die Gesteine durch vulkanische, bzw. postvulkanische Lösungen nicht berührt wurden. Auch in solchen Fällen wurde bei den Entfärbungs und Zerfallprozessen die Abtragung der Elemente (mit verschiedener Stärke) beobachtet.

Die Entfärbung und Zerfall der Gesteine findet rezent in den vulkanisch aktiven Gebieten an der Oberfläche oder bis zu 100 m tief statt (E. T. Allen — A. L. Day 1935; S. H. Wilson 1953; S. I. Naboko 1954; S. I. Naboko — B. I. Pijp 1961 u. a.). Infolge der starken Inversion des vulkanischen Reliefs in der Mittelslowakei (M. Kuthan 1958; M. Koděra 1959, 1963) wurden die höheren Gangpartien in Banská Štiavnica und Hodruša denudiert. Dadurch konnten auch die durch den Einfluss der postvulkanischen Exhalationen (zur Zeit der Entstehung der Erzgänge) entfärbten und zerfallenen Massen vom Lagerstättenraum abgetragen werden.

Vom genetischen Standpunkt aus kann man die Bildung des Galenits, Sphalerits und Chalkopyrits einerseits und des Jarosits, Illits, Montmorillonits und Kaolinitis andererseits nicht für gleichzeitig halten. Die letzteren entstanden erst nach den Erzgängen. Während der postvulkanischen Umwandlungsprozesse wurden die Gesteine nahe der Gänge um Si bereichert; bei den hypergenen Prozessen wird sein Gehalt geringer. Die übrigen Elemente (genannt je nach ihrer prozentueller Abtragung), und zwar $Fe^{+2} > Ca > Mg > Na > Fe^{+3} > Si > K$ verzeichnen einen Rückgang. Beim K, Al, Mg und Fe hängt die Abtragung von der quantitativ Bildung der neuen Minerale — Montmorillonit, Illit, Kaolinit, Jarosit u. ä. — an die sie gebunden sind, ab. Manchmal kann man sogar auch relative Erhöhung gegenüber dem Ausgangsgestein beobachten; z. B. wenn das Gestein während der postvulkanischen Metamorphose um Si bereichert wurde, das dann während weiterer Umwandlung erhalten blieb, erweckt der Si-Gehalt im zerfallenen Gestein den Anschein, als ob das Gestein bei dieser hypergenen Umwandlung um Si bereichert wäre.

- [1] Allan E. T. — Day A. L., 1935: Hot Springs of the Yellowstone National Park. Carnegie Inst. Wash. publ., N° 466. — [2] Čuchrov F. V. — Šajn L. B., 1962: Ob izmenenijach večestvennogo sostava pri grejzenizaciji granitov kounradskogo massiva. Izv. AN. SSSR, ser. geol. N-9 — [3] Forgáč J., 1966: Petrografia a geochémia premenných hornín v štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. SGV — rad ZK, Záp. Karpaty zväzok 5, Bratislava. — [4] Forgáč J., 1964: Schéma delenia synvulkanických a postvulkanických premien efuzív a pyroklastík. Geol. práce, Zprávy 31, Bratislava. — [5] Koděra M., 1959: Doterajšie výsledky výskumu paragenetických pomerov rudných žíl v Štiavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Acta geol. et geogr. Universitatis Comenianae N-2, Bratislava. — [6] Koděra M., 1963: Polimetaličeskije mestoroždenija subvulkaničeskogo proischoždenija Banská Štiavnica i Hodruša. Vortrag; Problemy postmagmat. rudoobrazovanija, Praha. — [7] Kuthan M., 1958: Problémy mladotretohorného vulkanizmu slovenských Karpat. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [8] Naboko S. I., 1959: Vulkaničeskije eksgaljacii i produkty ich reakcij. Trudy laboratorii vulkanologii vyp. 16, Moskva. — [9] Naboko S. I. — Pijp B. I., 1961: Sovremennyj metamorfizm vulkaničeskich porod v rajone Paužetskich gidroterm. Trudy laboratorii vulkanologii, vyp. 19, Moskva. — [10] Széky — Fux V., 1965: Vertikal Zoning of Clay Minerals accompanying a Hydrothermal Mineralization. Acta Geol. Hung. IX. Budapest. — [11] Wilson S. H., 1953: The Chemical Investigation of the Hot Springs of the New Zealand Thermal Region. In Proceed of the Pacific Science Congress. 2, Willington.

JOZEF SALAJ — ANTON BIELY — JÁN BYSTRICKÝ

TRIAS-FORAMINIFEREN IN DEN WESTKARPATEN

Abstract. In der vorliegenden Arbeit befassen wir uns zusammenfassend mit der Verbreitung der Foraminiferen in der Trias der einzelnen tektonischen Einheiten der Westkarpaten. 14 neue Arten und 2 neue Gattungen werden hier beschrieben.

Am von der KBA veranstalteten Koloqium über die Trias in Smolenice referierten wir über das Vorkommen von Trias-Foraminiferen in der Slowakei. Der Inhalt dieses Referates ist in der Zeitschrift Archives des Sciences in Genf veröffentlicht. Der Referat war nur von informativem Charakter und eine weitere Charakteristik des Vorkommens der Foraminiferen in der slowakischen Trias legen wir in diesem Aufsatz vor. Gleichzeitig sind hier von einem von uns (J. Salaj) auch einige neue Arten beschrieben.

Die Foraminiferen kommen in Sedimenten aller Trias-Stufen vor. Da die Trias in den Westkarpaten hauptsächlich durch Karbonaten-Gesteine vertreten ist, wurden die Foraminiferen vor allem in Schliffen studiert. Wir durchsauten eine grosse Zahl von unseren älteren, in GÚDŠ und SAV deponierten Schliffen. Ausserdem lieferte uns Dr. J. Hanáček Schliffe vom Strážov- und Čachtice-Gebirge, prom. Geol. P. Kabina vom Jablonica-Prášnik-Gebirge und prom. Geol. L. Lacko aus der Umgebung des Steinbruchs in Gombasek, prom. Geol. V. Ďurkovič von der Stelle der Mündung des Šuňavský-Baches in den Čierný Váh. Wir drücken allen diesen Kollegen unseren herzlichen Dank aus.

Die Stratigraphie der Trias ist zum Grossteil auf Dasycladaceen aufgebaut, besonders was die südlicheren Zonen der Karpaten, resp. die höheren tektonischen Einheiten anbelangt. Für die Untersuchung der Foraminiferen benützten wir vor allem Schliffe, in welchen Algen festgestellt wurden, bzw. Proben deren stratigraphische Position durch andere Fossilien festgestellt wurde. Auf diese Weise kann man die Verbreitung der Foraminiferen in einzelnen stratigraphischen Horizonten verfolgen.

In den Tafeln ist die Vertretung der Foraminiferen in den einzelnen Lithofazien nach den Lokalitäten gegeben. Im Verzeichnis der Lokalitäten sind zum Zwecke der Korrelation auch Fossilreste von anderen Organismen genannt.

PALEONTOLOGISCHE BESCHREIBUNG DER GATTUNGEN
UND ARTEN

MORAVAMMINIDAE POKORNÝ, 1951 — EARLANDIINAE CUMMINGS, 1955

Earlandinita elongata Salaj, nov. sp.

Taf. 1, Fig. 4

Holotypus: das auf Taf. 1, Fig. 4 abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des Geologischen Institutes von Dionýz Štúr (GÚDŠ) — Dünnschliff Nr. 820 (313/57).

Derivatio nominis: vom lat. *elongatus* = langgestreckt.

Stratum typicum: anisische Kalke mit *Physoporella* sp.

Locus typicus: etwa 4 km NW von Gemerská Hôrka.

Material: 10 Stück aus Gemerská Hôrka, 50 Stück aus anderen Lokalitäten.

Diagnose: Art der Gattung *Earlandinita* mit charakteristischer agglutiniertes Schale mit 14—16 Kammern.

Beschreibung: Schale frei, agglutiniert, sehr gestreckt, mit 14—16 Kammern, welche am oberen Ende mit einer runden Terminalmündung versehen sind.

Dimensionen: Länge 2,1—2,3 mm; Breite 0,3—0,35 mm.

Stratigraphische Verbreitung: am häufigsten im Anis, sporadisch im Ladin und Karn.

Earlandinita oberhauseri Salaj, nov. sp.

Taf. 1, Fig. 21

Holotypus: das auf Taf. 1, Fig. 21 abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des Geologischen Institutes von Dionýz Štúr; Dünnschliff Nr. 183, (7/61-B).

Derivatio nominis: zu Ehren von Dr. R. Oberhauser, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Stratum typicum: anisische Kalke.

Locus typicus: Kečovo.

Material: 2 Stück aus Kečovo, cca 100 Stück aus anderen Lokalitäten.

Diagnose: Art der Gattung *Earlandinita* mit geradliniger Schale, 8—10 in einer Linie liegenden Kammern.

Beschreibung: Schale frei, uniserial, agglutiniert, geradlinig, mit 8—10 Kammern. Mündung kreisrund, terminal. Von der etwas gebogenen Art *Earlandinita elongata* Salaj, nov. sp. unterscheidet sie sich durch eine geradlinige Schale und hauptsächlich durch kleinere Anzahl von Kammern.

Dimensionen: Länge 1,0—1,8 mm, Breite 0,3—0,35 mm.

Stratigraphische Verbreitung: in den Westkarpaten kommt sie im Anis bis Karn vor.

Endothyranella bicamerata Salaj, nov. sp.

Taf. 1, Fig. 15: Taf. 2, Fig. 2a

Holotypus: das auf Taf. 1, Fig. 15 abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des GÚDŠ in Bratislava; Dünnschliff Nr. 162 (76/56).

Derivatio nominis: vom lat. bicamerata = zweikammerig.

Stratum typicum: anisische Kalke.

Locus typicus: etwa 3 km N von Szarosz-szoba.

Material: 3 Stück aus Szarosz szoba, cca 20 Stück aus anderen Lokalitäten.

Diagnose: Schale mit zwei Kammern im uniserialen Teile.

Beschreibung: Schale frei, zuerst gewunden, plectogyroid, später planispiral und am Ende ungewunden, rectilinear. Im rectilinearen Stadium befinden sich zwei Kamern. Schale agglutiniert; Mündung terminal.

Dimensionen: Länge 0,55—0,6 mm, Breite 0,4 mm.

Stratigraphische Verbreitung: Anis bis Karn.

Endothyranella tricamerata Salaj, nov. sp.

Taf. 1, Fig. 9

Holotypus: das auf Taf. 1, Fig. 9 abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des GÚDŠ; Dünnschliffnummer 820 (313/57).

Derivatio nominis: vom lat. tricamerata = dreikammerig.

Stratum typicum: anisische Kalke.

Locus typicus: etwa 4 km NW von Gemerská Hôrka.

Diagnose: Schale mit drei Kammern im uniserialen Teile.

Material: 3 Stüke aus Gemerská Hôrka.

Beschreibung: Schale frei, zuerst plectogyroid gewunden, dann planispiral und am Ende ungewunden, rectiserial werdend, mit drei entwickelten Kammern. Schale kalkig, fibrös, oft rekristallisiert und granular. Die Mündung im uniserialen Teile terminal.

Dimensionen: Länge 1,1—1,4 mm, Breite 0,5—0,6 mm.

Stratigraphische Verbreitung: bisher im Anis, Ladin und sporadisch im Karn festgestellt.

Endothyranella pentacamerata Salaj, nov. sp.

Taf. 1, Fig. 10

Holotypus: das auf Taf. 1, Fig. 10 abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des GÚDŠ; Dünnschliffnummer 784/R-147/ — Ardovo.

Derivatio nominis: vom griech. penta = fünf, lat. camerata = kammerig.

Locus typicus: Ardovo.

Stratum typicum: anisische Kalke.

Material: 2 Stücke aus Ardovo, cca 10 Stück aus anderen Lokalitäten.

Diagnose: Schale mit fünf Kammern im uniserialen Teile.

Beschreibung: Schale kalkig, frei, zuerst plectogyroid gewunden, dann planispiral und am Ende ungewunden, rectiserial werdend, mit fünf Kammern. Mündung im terminalen Teile der Schale terminal.

Dimensionen: Länge 1,45 mm, Breite 0,35—0,6 mm.

Stratigraphische Verbreitung: in den Westkarpaten wurde diese Art bisher nur im Anis festgestellt.

FISCHERINIDAE MILLET, 1898 — MEANDROSPIRA LOEBLICH & TAPPAN, 1946

Meandrospira deformata Salaj, nov. sp.

Taf. 2, Fig. 3a, b, c, d

Holotypus: das Exemplar ist auf Taf. 2, Fig. 3d abgebildet und befindet sich in den Kollektionen des Geologischen Institutes unter Nr. 2700.

Derivatio nominis: vom lat: deformata.

Stratum typicum: anisische Kalke.

Locus typicus: Partizánska Lupča.

Material: 15 Stück aus Partizánska Lupča.

Diagnose: Das *Meandrospira*-Stadium ist mehr oder weniger nur auf die erste Windung beschränkt. In den weiteren Windungen ist das Deuteroloculum in zick-zack Form geordnet.

Beschreibung: Schale frei, kalkig, imperforat, dünn, unregelmässig gewunden. Das charakteristische *Meandrospira*-Stadium ist stark auf 1/2 — 1 Windung reduziert, so dass die letzten sichtbaren Windungen ein sehr unregelmässig, zick-zackartig geordnetes Deuteroloculum besitzen.

Stratigraphische Verbreitung: In den Westkarpaten wurde sie im oberen Anis festgestellt.

Meandrospiranella samueli Salaj, nov. gen., nov. sp.

Taf. 1, Fig. 1

Holotypus: das auf Taf. 1, Fig. 1 abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des GÚDŠ; Dünnschliffnummer 1668 (509/58).

Derivatio nominis: Der Name *Meandrospiranella* ist vom Gattungsnamen *Meandrospira* abgeleitet, der Name der Art zu Ehren von Dr. O. Samuel, Geologisches Institut von D. Štúr, (GÚDŠ) Bratislava.

Stratum typicum: anisische Kalke.

Locus typicus: S von Krasnohorská Dlhá Lúka, Silica-Plateau, Gebiet Rákota.

Material: 2 Stücke aus Krasnohorská Dlhá Lúka.

Diagnose: ein charakteristisches Merkmal der Gattung ist, dass von Meandrospira-Stadium, welches 3—5 Windungen vorstellt, es zu einer Abwicklung der Schale kommt, so dass die meandrospirale Windung nicht kreisförmig, sondern spirallörmig fortsetzt, so den Schnabelteil der Schale bildend, welcher aus zwei bis drei Windungen besteht, die regelmässig oder unregelmässig geordnet sein können.

Beschreibung: Schale kalkig, imperforat. Das Meandrospira-Anfangsstadium ist mit der Beschreibung der Art *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantic identisch. Das Deuteroloculum ist *Meandrospira*-artig in 3,5—5 Windungen um das Proloculum gewunden. In rectolinearem Stadium ist Deuteroloculum regelmässig (zick-zack-artig) in drei Windungen geordnet.

Dimensionen: Länge 0,9 mm, Breite 0,4 mm.

Stratigraphische Verbreitung: in den Westkarpaten nur im Anis.

Meandrospiranella irregularis Salaj, nov. sp.

Taf. 1, Fig. 13b

Holotypus: das auf Taf. 1, Fig. 13b abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des GÚDŠ; Dünnschliff Nr. B-2114/63.

Derivatio nominis: vom lat. irregularis — unregelmässig.

Stratum typicum: anisische Kalke.

Locus typicus: Plešivec.

Material: 2 Stücke aus Plešivec.

Diagnose: das *Meandrospira*-Stadium besteht aus 2—3,5 Windungen. Das Deuteroloculum ist in rectolinearem Stadium unregelmässig in zwei-drei Windungen geordnet.

Beschreibung: Schale kalkig, imperforat. Das *Meandrospira*-Stadium entspricht der Beschreibung der Art *Meandrospira iulia* (Premoli Silva). Das Deuteroloculum ist zickzack-artig in 2—3,5 Windungen um das Proloculum, in rectilinearem Stadium sehr unregelmässig gewunden.

Dimensionen: Länge 0,65 mm; Breite 0,35 mm.

Stratigraphische Verbreitung: in den Westkarpaten nur im Anis.

AMMODISCIDAE RHUMBLER, 1895 — PILAMMINA PANTIĆ, 1965

Pilamina grandis Salaj, nov. sp.

Taf. 3, Fig. 4

Holotypus: das auf Taf. 3, Fig. 4 abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des GÚDŠ; Dünnschliff Nr. 1473.

Derivatio nominis: vom lat. grandis.

Stratum typicum: helle Kalke des Anis.

Locus typicus: Silická Brezová.

Material: 4 Stück aus Silická Brezová.

Diagnose: ein charakteristisches Merkmal ist, dass nach dem für *Pilamina densa* Pantiè charakteristischen Stadium das Deuteroloculum oszillatorisch und dann regelmässig planispiral gewunden ist.

Beschreibung. Schale agglutiniert. Das Deuteroloculum zuerst knäuelig in 5 — 6 Windungen gewunden bildet einen zentralen, stark gewölbten kugelförmigen Teil der Schale; das weitere, oszillatorische Stadium entspricht 2—3 Windungen. Das den planispiralen Teil der Schale bildende Deuteroloculum stellt 1—2 Windungen vor.

Dimensionen: Durchmesser der Schale 1,4 mm; Höhe 0,3—0,35 mm.

Stratigraphische Verbreitung: in Westkarpaten nur im Anis.

Pilamina kuthani Salaj, nov. sp.

Taf. 3, Fig. 5—6

Holotypus: das auf Taf. 3, Fig. 5 abgebildete Exemplar befindet sich in den Sammlungen des GÚDŠ; Dünnschliff Nr. 2169.

Derivatio nominis: zu Ehren von Prof. Dr. M. Kuthan.

Stratum typicum: karnische Kalke des Muráň-Plateau.

Locus typicus: Velká Lúka.

Material: cca 20 Stück aus Velká Lúka.

Diagnose: Schale mit überwiegend knäuelig gewundenem Stadium, mit einer oszillatorisch geordneten Windung. Der zentrale Teil ragt nicht über die Oberfläche der Schale empor.

Beschreibung: Schale agglutiniert. Deuteroloculum knäuelig in 4—5 Windungen gewunden; in 1—2 Windungen oszillatorisch. Der planispiral gewundene Teil der Schale ist nicht entwickelt.

Dimensionen: Durchmesser 0,5—0,6 mm; Dicke 0,25—0,3 mm.

Stratigraphische Verbreitung: Häufig im Karn vertreten. In anderen Stufen der Trias wurde sie nicht festgestellt.

INVOLUTINIDAE BÜTSCHLI, 1880

Bei der systematischen Beschreibung einzelner Gattungen halten wir uns im wesentlichen des Systems von A. R. Loeblich, Jr. & H. Tappan (1964) mit dem Unterschiede, dass wir die Gattungen *Arenovidalina* Ho, 1959; *Angulodiscus* Kristan, 1957 als rechtsgültig betrachten. Zur Familie *Involutinidae* rechnen wir im Sinne der neuen Studien von R. Oberhauser (1964) auch die Gattung *Triasina* Majzon, 1954.

Das Gehäuse besteht aus zwei Kammern: aus Proloculum und der zweiten (Deuteroloculum) röhrenförmigen, in einer Ebene regelmässig gewundenen Kammer. Die Schalenwand kalkig, perforiert, lamellar, mikrogranular.

Stratigraphische Verbreitung: Anis bis Rhaet.

Bemerkung: Von der jungpaläozoischen, phylogenetisch älteren Gattung *Permodiscus* Tschernysheva, 1948 unterscheidet sie sich hauptsächlich durch den Schalenbau (cf. A. R. Loeblich Jr. & H. Tappan, 1964). Beide Gattungen haben aber im wesentlichen identischen morphologischen Bau der Schale. In der Originalbeschreibung der Gattung *Arenovidalina* ist erwähnt, dass ihr Schalenbau agglutiniert ist. Dies bezieht sich offensichtlich auf Exemplare, bei welchen der ursprüngliche Charakter der Schalenwand infolge der starken Umkristallisierung so verwischt wurde, wie wir es auch an einigen karpatischen Exemplaren beobachten können.

Arenovidalina hybensis Salaj, nov. sp. ✓

Taf. 4, Fig. 4.

Holotypus: das Exemplar ist auf Taf. 4, Fig. 4 abgebildet; Dünnschliff befindet sich in Sammlungen des Geologischen Institutes unter Nr. 4 — Hybe.

Derivatio nominis: nach der Lokalität Hybe.

Stratum typicum: Kalke des Rhaet (Nor/Rhaet-Grenze).

Locus typicus: Hybe, im Eisenbahneinschnitte — 61.

Material: 3 Stück aus Hybe.

Diagnose. Neue Art der Gattung *Arenovidalina*, von ovaler Form, mit Deuteroloculum, ungegliederter und planispiral gewundener Kammer. Umbilikaliegend ohne Radiallinien.

Beschreibung: Gehäuse frei, kalkig, involut gebaut, massiv, oval, mit markant gerundetem Rande. Das Proloculum wurde nicht in Dünnschliff einbezogen, Deuteroloculum röhrenförmig im Durchschnitte ungegliedert, mit 6 Windungen und ausgeprägtem planispiralen Bau.

Dimensionen: Durchmesser 0,45 mm; Dicke 0,15 mm.

Vertikale Verbreitung: in den Westkarpaten ist die beschriebene Art aus dem Dachsteinkalke des Rhaet der Choč-Decke bekannt.

Arenovidalina pragsoides (Oberhauser, 1964)

Taf. 6, Fig. 2a

1964 *Permodiscus pragsoides* nov. sp. — R. Oberhauser: Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen *Permodiscus*, *Trocholina* und *Triasina* etc., p. 200–201, tab. 1, fig. 10, 12, 13, 14, 16, 17, tab. 2, fig. 2, 3, 16, 23; tab. 4, fig. 8, 9 (cum syn.).

Die Beschreibung der Art ist mit Originalbeschreibung identisch.

Dimensionen: Durchmesser 0,35—1,95 mm; Dicke 0,1—0,6 mm.

Stratigraphische Verbreitung: die typische Art ist aus dem Ladin aus den oberen Lagen der Seelandschichten und aus Nor-Rhaet der österreichischen Alpen beschreiben worden. *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser) ist in Oberladin und Karn ausserordentlich reich verbreitet. Genenüber den in Nor-Rhaet vorkommenden Exemplaren kleinere Dimensionen.

Arenovidalina tumida (Kristan-Tollmann)

Taf. 6, Fig. 1

1926 *Angulodiscus* sp. — E. Kristan-Tollmann: Stratigraphisch wertvolle Foraminiferen etc., p. 230, tab. 1, fig. 24.

1964 *Angulodiscus tumidus* n. sp. — E. Kristan-Tollmann; partim: Zwei charakteristische Foraminiferengemeinschaften etc., p. 141—142, Abb. 3, fig. 1—6 (fig. 7 = *Angulodiscus* nov. sp.).

Die Beschreibung unseres Exemplars ist mit der Originalbeschreibung identisch. Die Diagnose dieser Art beziehen wir nur auf Exemplare, welche das Deuteroloculum in allen 9—10 Windungen planispiral gewunden haben.

Bemerkung: Exemplare, welche die ersten Windungen des Deuteroloculum knäuelig gewunden haben, gehören zur Gattung *Angulodiscus* Kristan, 1957 (cf. E. Kristan-Tollmann, 1964, S. 142, Abb. 3, Fig. 7).

Dimensionen: Durchmesser 0,95—1,1 mm, Dicke 0,2—0,25 mm.

Stratigraphische Verbreitung: in den Westkarpaten ist die beschriebene Art aus dem Dachsteinkalke des Rhaet (Nor/Rhaet-Grenze) der Choč-Decke bekannt (Lokalität Hybe).

AULOTORTUS WEYNSCHENK, 1956

Deuteroloculum ist gleich nach dem Proloculum planispiral in den letzten 3—5 Windungen oszillatorisch gewunden.

Aulotortus oscillens (Oberhauser, 1957)

Taf. 6, Fig. 2b

1957 *Paratrocholina oscillens* nov. sp. — R. Oberhauser: Neue mesozoische Foraminiferen etc., p. 196—199, tab. 1, fig. 4, text-fig. 3 (7—11).

1964 *Permodiscus pragsoides* var. *oscillens* (Oberhauser) — R. Oberhauser: Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen *Permodiscus*, *Trocholina* und *Triasina* etc., p. 201—202 (cum syn.).

Nach Originaldiagnose handelt es sich um eine Variation der Art *Permodiscus pragsoides*, bei welcher die ersten Windungen planispiral, die letzten 2—3 ausgeprägt oszillatorisch gewunden sind.

Dimensionen: Durchmesser 0,45—1,95 mm; Dicke 0,2—0,35 mm.

Stratigraphische Verbreitung: die Art wurde ursprünglich aus dem Oberladin und Nor-Rhaet in Österreich und aus dem Turon (?) der Türkei beschrieben. In den Westkarpaten kommt sie vom Oberladin bis ins Rhaet vor. Die Exemplare aus dem Ladin-Karn haben kleinere Dimensionen als jene des Nor-Rhaet.

Aulotortus sinuosus Weynschenk, 1956

Taf. 5, Fig. 4

1956 *Aulotortus sinuosus* nov. gen., nov. sp. — R. Weynschenk: *Aulotortus*, a new genus of Foraminifera etc., p. 26, tab. 6, fig. 1.

1965 *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, 1956. — L. Zaninetti & P. Brönnimann: Étude morphologique et stratigraphique de l'espece type du genre *Aulotortus* etc., p. 700—705, fig. 1, tab. 1, fig. 1, 2, 3 (cum syn.).

Die Beschreibung der typischen Art der Gattung *Aulotortus* Weynschenk, 1956 (*Aulotortus sinuosus* Weynschenk, 1956) wurde von L. Zaninetti & P. Brönnimann (1956) neu gegeben. Diese Gattung und unser Exemplar ist dadurch charakteristisch, dass nach dem Proloculum eine ungegliederte röhrenförmige Kammer (Deuteroloculum) folgt. Die ersten drei Windungen sind planispiral, die weiteren drei bis vier regelmässig oszillatorisch geordnet, Umbilicalgegend ohne Radiallinien.

Exemplare aus den Karpaten, welche wir nur im Schliffmaterial haben, sind mit der Originalbeschreibung identisch, aber die Schnitte gehen nicht durch das Proloculum.

Dimensionen: Durchmesser 1,3—1,6 mm; Dicke 0,35—0,45 mm.

Stratigraphische Verbreitung: in den Westkarpaten wurde sie in organogenen Kalken des Nor des Muráň-Plateau festgestellt.

Aulotortus brönnimanni Salaj, nov. sp.

Taf. 6, Fig. 3

1964 *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, 1956 — E. Kristan-Tollmann: Zwei charakteristische Foraminiferengemeinschaften etc., p. 143—144, Abb. 4, fig. 11—12.

Holotypus: ist auf Taf. 6, Fig. 3 abgebildet und befindet sich in den Sammlungen der Slowakischen Akademie der Wissenschaften (Nr. 1534).

Derivatio nominis: zu Ehren von Univ. Prof. Dr. P. Brönnimann, Genf.
Stratum typicum: norische Kalke.

Locus typicus: Červená Skala, Mittelslowakei, ČSSR.

Material: 4 Stück aus Červená Skala.

Diagnose: Art der Gattung *Aulotortus* Weynschenk, 1956 mit folgenden charakteristischen Merkmalen: dickwandiges, im zentralen Teile markant gewölbtes Gehäuse mit weit gerundetem Rand.

Beschreibung: Gehäuse kalkig, perforat, gross, dickwändig, involut, im zentralen Teil mit ausgeprägten Radiallinien. Die Kammer zuerst planispiral, in den letzten 3—4 Windungen ausgeprägt oszillatorisch; im Querschnitte in allen 8—10 Windungen bogenförmig, in den letzten 2—3 Windungen stark in die Seiten gestreckt.

Dimensionen: Durchmesser 1,5—1,6 mm; Dicke 0,45—0,5 mm.

Stratigraphische Verbreitung: in Westkarpaten Karn bis Nor.

ANGULODISCUS KRISTAN, 1957

Ein charakteristisches Merkmal der Gattung ist, dass nach dem Proloculum das Deuteroloculum zuerst knäuelig, dann planispiral gewunden ist; manchmal folgt nach dem knäueligen Stadium teilweise auch eine oszillatorische Anordnung der Windungen.

Angulodiscus pokornyi Salaj, nov. sp.

Taf. 7, Fig. 4a, b

Holotypus: auf Taf. 7, Fig. 4a abgebildet, befindet sich in den Sammlungen des Geologischen Institutes unter Nr. 4 — Hybe.

Derivatio nominis: zu Ehren von Univ. Prof. Dr. Vl. Pokorný, Prag.

Stratum typicum: Kalke des Rhaet (Nor-Rhaet Grenze).

Locus typicus: Hybe; im Einschnitte der Eisenbahn — 61.

Material: cca 70 Stück aus Hybe.

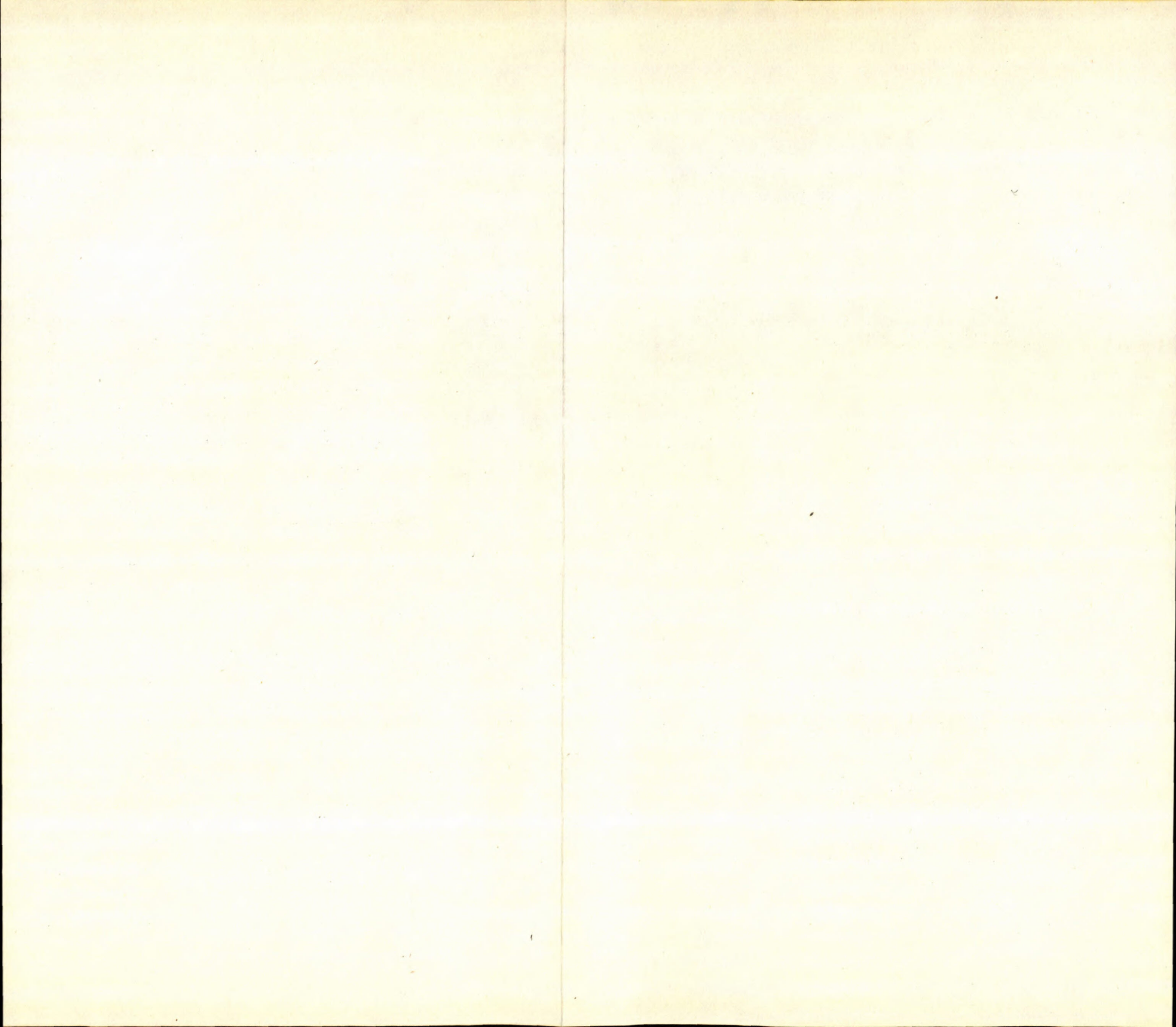
Diagnose: unser Exemplar gehört der Gattung *Angulodiscus* Kristan, 1957 mit folgender Charakteristik: Gehäuse flach gestreckt, mit weitgerundetem Rande, 8—10 Windungen. Deuteroloculum zuerst knäuelig, später oszillatorisch und planispiral gewunden.

Beschreibung: Gehäuse kalkig, flach gestreckt, mit weitgerundetem Rand. Kammer zuerst knäuelig, später in 2—5 Windungen oszillatorisch und in den letzten 2—4 Windungen planispiral gewunden, eventuell ist die oszillatorische Anordnung der Kammern schwach deutlich oder reduziert. Zahl der Windungen 8—10; im zentralen Teile der Schale sind Lamina sichtbar, welche die Kammern in einzelnen Windungen verbinden; Radiallinien nicht vorhanden.

Dimensionen: Durchmesser 0,7—0,75 mm; Dicke 0,18—0,26 mm.

Stratigraphische Verbreitung: nur an der Lokalität Hybe in Kalken des unteren Rhaet der Choč-Decke festgestellt.

TRIAS		VERTIKALE VERBREITUNG BEDEUTSAMER FORAMINIFEREN IN DER TRIAS DER WESTKARPATEN			
		STUFE	Leitfossilien		
				untere	mittlere
	SKYTH	<i>Naticella costata</i> Münst. <i>Tirolites cassianus</i> (Quenst.)	+ +		<i>Schubertella</i> div. sp. <i>Meandrospira iudica</i> (Premoli Silva) <i>Meandrospira dinarica</i> Kochansky-Devidé Pantié <i>Earlandicella elongata</i> Salaj, nov. sp. <i>Earlandicella oberhauseri</i> Salaj, nov. sp. <i>Meandrospira deformis</i> Salaj, nov. sp. <i>Meandrospiranella samueli</i> Salaj, nov. gen., nov. sp. <i>Meandrospiranella irregularis</i> Salaj, nov. sp. <i>Endohyranella tricamerata</i> Salaj, nov. sp. <i>Endohyranella pentamerata</i> Salaj, nov. sp. <i>Pilaminina densa</i> Pantié <i>Pilaminina seniplana</i> Kochansky-Devidé-Pantié <i>Pilaminina grandis</i> Salaj, nov. sp. <i>Arenoidatina ovatum</i> Salaj, nov. sp. <i>Arenoidatina pragsoides</i> (Oberhauser) <i>Duoslomina alta</i> Kristan <i>Trocholina</i> (<i>Trocholina</i>) aff. <i>ventriplana</i> Oberhauser <i>Vartostoma</i> cf. <i>exile</i> Kristan-Tollmann <i>Ladinosphaera geometrica</i> Oberhauser <i>Vartostoma</i> cf. <i>prolongens</i> Kristan-Tollman <i>Tetrataxis</i> cf. <i>inflata</i> Kristan <i>Arenoidatina amyloputa</i> Ho <i>Aulolortus oscillans</i> (Oberhauser) <i>Trocholina</i> (<i>Trocholina</i>) <i>crassa</i> Kristan-Tollmann <i>Pilaminina Friedli</i> (Kristan-Tollmann) <i>Valulina</i> (?) nov. sp. Oberhauser <i>Agathammina austroalpina</i> Kristan-Tollmann <i>Arenoidatina tumida</i> (Kristan) <i>Trocholina</i> (<i>Trocholina</i>) <i>biconvexa minor</i> Oberhauser <i>Trocholina</i> (<i>Trocholina</i>) <i>provera</i> (Liebus) <i>Angulolortus impressus</i> Kristan-Tollmann <i>Pilaminina kuthani</i> Salaj, nov. sp. <i>Duoslomina</i> aff. <i>turboidea</i> Kristan-Tollmann <i>Trocholina</i> (<i>Trocholina</i>) <i>multispira</i> Oberhauser <i>Aulolortus brommiani</i> Salaj, nov. sp. <i>Aulolortus sinuatus</i> Weynschenk <i>Rakusia oberhauseri</i> Salaj, nov. gen., nov. sp. <i>Angulolortus pokornyi</i> Salaj, nov. sp. <i>Arenoidatina hystensis</i> Salaj, nov. sp. <i>Triasina handkeni</i> Majzon <i>Semivoluta clari</i> Kristan <i>Paalovella austriaca</i> (Kristan) <i>Trocholina</i> (<i>Trocholina</i>) <i>permodiosoides</i> Oberhauser <i>Trocholina</i> (<i>Trocholina</i>) <i>acuta</i> Oberhauser
	RHAET	<i>Rhaeticicula concorta</i> (Portl.) <i>Rhaetina gregaria</i> (Suess)	— — — —	— — — —	— — — —
	NOR	<i>Megalodus complanatus</i> Gümb. <i>Drepanites marsyas</i> (Mojs.)	— — — —	— — — —	— — — —
	KARN	<i>Styrites</i> cf. <i>tropitiformis</i> Mojs. <i>Megaphyllites jarbas</i> (Münst.)	— — — —	— — — —	— — — —
	LADIN	<i>Teutloporella herculea</i> (Stopp.) <i>Andrusoporella fusani</i> Bystr.	— — — —	— — — —	— — — —
	ANIS	<i>Diplopora annulatissima</i> Pia. <i>Physoporella paucif.</i> (Gümb.) <i>Oligoporella pilosa</i> Pia	+ + + +	+ + + +	+ + + +



RAKUSIA SALAJ, nov. gen.

Diagnose: Schale kalkig, kugelförmig, Deuteroloculum zuerst planispiral gewunden, dann oszillatorisch, in letzter 1—1/2 Windung spiralförmig und umhüllt kugelförmig die ganze Schale.

Rakusia oberhauseri Salaj, nov. sp.

Taf. 5, Fig. 3

Holotypus: auf Taf. 5, Fig. 3 abgebildet und in den Sammlungen des Geologischen Institutes unter Nr. 1062, deponiert.

Derivatio nominis: zu Ehren von Dr. M. Rakús, Bratislava und Dr. Rudolf Oberhauser, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Stratum typicum: Kalke des Nor.

Locus typicus: Červená Skala.

Material: 4 Stück aus Červená Skala.

Beschreibung: Gehäuse frei, kalkig, kugelförmig. Deuteroloculum zuerst planispiral, mit ausgeprägtem mondförmigen Querschnitt, der schrittweise in den Windungen dem Schalenrande zu immer grösser wird, so dass letztlich die Kammer flach wird und wahrscheinlich die ganze Schale umsäumt.

Dimensionen: Durchmesser 1,5—1,8 mm, Dicke 1,0—1,4 mm,

Stratigraphische Verbreitung: In den Westkarpaten wurde sie im Nor des Muráň-Plateau festgestellt.

Bemerkung: Es handelt sich um eine Übergangsgattung zwischen *Aulotortus* Weynschenk, 1956 und *Triasina* Majzon, 1954, deren Schema in letzter Zeit R. Oberhauser (1964) als hypothetische Übergangsform, mit gegliedertem Deuteroloculum aufgezeichnet hat.

Zusammenfassung

Auf Grund der bisherigen Studien der Foraminiferen, hauptsächlich im Schliffmaterial, sowie der Korrelation mit anderen Gruppen, hauptsächlich Algen, Ammoniten und Lamellibranchiaten, ergeben sich für die Mikrostratigraphie der Trias in den Westkarpaten folgende Tatsachen:

Im Kampil kommt massenhaft *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) vor. Von übrigen Arten wurden Vertreter der Gattung *Schubertella* vereinzelt festgestellt, die aus dem jüngeren Paleozoikum bekannt ist und bis in die untere Trias hinaufreicht (cf. V. Kochansky-Devidé & Pantič).

Im Anis, der sehr reich an Mikrofauna ist, können zwei Typen der Foraminiferen-Vergesellschaftungen unterschieden werden. Der untere Anis, welcher seiner Entwicklung nach hauptsächlich den dunklen Gutensteinkalken entspricht, enthält meistens: *Earlandinita oberhauseri* Salaj, nov. sp., *Earlan-*

dinita elongata Salaj, nov. sp., *Neoendothyra kuepperi* (Oberhauser), *Neoendothyra reicheli* Reitlinger, *Meandrospira insolita* (Ho) und *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič. Vom Kampil bis Anis reicht die Art *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) hinauf, welche zwar nicht massenhaft vertreten ist, aber zusammen mit *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič an Foraminiferen-Assoziationen (vergl. Taf. 1) im ganzen Anis beteiligt ist. Der obere Anis, welcher faziell den hellen Steinalmkalken, teilweise auch den Gutensteiner Kalken entspricht, enthält ausser der genannten auch neue Formen, die hier zum erstenmal erscheinen, vor allem Vertreter der Gattung *Pilamina*, und zwar *Pilamina densa* Pantič, *Pilamina semiplana* Kochansky-Devidé & Pantič und *Pilamina grandis* Salaj, nov. sp. Von der Familie *Fischerinidae* Millet, 1898 kommen Vertreter der Gattung *Meandrospiranella* Salaj, nov. gen. mit *Meandrospiranella samueli* Salaj, nov. sp. und *Meandrospiranella irregularis* Salaj, nov. sp., bzw. *Meandrospira deformata* Salaj, nov. sp. vor. Die Vertreter der Familie *Involutinidae* Butschli, 1880, die im Ladin (cf. J. Salaj, A. Biely & J. Bystrický, in press) und hauptsächlich in der Obertrias bekannt sind, sind in den Westkarpaten schon im oberen Anis verbreitet, z. B. *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser), *Arenovidalina ovulum* Salaj, nov. sp., *Aulotortus oscillens* (Oberhauser) und *Trocholina* aff. *multispira* Oberhauser.

Ladin. Beim Unterscheiden des Ladin auf Grund der Foraminiferen haben wir bisher die grössten Schwierigkeiten, vor allem wegen der kleinen Anzahl der an diese Stufe gebundenen Arten: *Variostoma* cf. *pralongense* Kristan-Tollmann, *Tetrataxis* cf. *inflata* Kristan und *Ladinosphaera geometrica* Oberhauser. Die letztgenannte Art wurde neuestens in den österreichischen Alpen auch im Rhaet festgestellt (cf. Kristan-Tollmann, 1964a). Eine häufige wahrscheinlich nur für Ladin charakteristische Art ist *Pilamina* sp.¹.

Die untere Grenze des Ladin wird durch das Aussterben der Vertreter der *Meandrospira* bestimmt, welche im untersten Ladin sehr sporadisch vorkommt. Von neuen Arten, welche im Ladin erscheinen und auch ins Karn hinaufreichen (cf. Tab. 2) erwähnen wir: *Pilamina friedli* (Kristan-Tollmann), *Duostomina alta* Kristan-Tollmann, *Arenovidalina amylovoluta* Ho, *Arenovidalina tumida* (Kristan-Tollmann), *Trocholina* (*Trochonella*) *crassa* Kristan-Tollmann, *Trocholina* (*Trocholina*) *biconvexa minor* Oberhauser, *Trocholina* (*Trocholina*) *procera* (Liebus) und *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann. Sehr häufig sind *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser) und *Aulotortus oscillens* (Oberhauser) vertreten, welche manchmal an der Bildung der Gesteine bis zu cca 30 % beteiligt sind. Die letztgenannten Arten, die schon im Anis aufzutreten beginnen, sind wesentlich kleiner als in der Obertrias.

Karn. Neben den höher erwähnten Formen, welche vom Ladin bis ins Karn hinaufreichen, erscheinen im Karn der Westkarpaten zum ersten mal

Aulotortus sinuosus Weynschenk, *Angulodiscus impressus* Kristan-Tollmann, *Pilamina kuthani* Salaj nov. sp., *Duostomina* aff. *turboidea* Kristan-Tollmann, *Trocholina* (*Trocholina*) *multispira* Oberhauser, *Trocholina* (*Trocholina*) *ventroplana* Oberhauser. In einigen Fällen dominieren grosse Formen (1,00—2,00 mm) der Arten *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser), *Aulotortus oscillens* (Oberhauser) und *Aulotortus sinuosus* Weynschenk; oder die Neoendothyren: *Neoendothyra reicheli* Reitlinger, *Neoendothyra kuepperi* (Oberhauser), *Neoendothyra austrotriadica* (Oberhauser) zusammen mit *Endothyranella bicamerata* Salaj nov. sp. und *Pilamina kuthani* Salaj nov. sp. Das untere Karn (Lunzer resp. Aonschichten) ist durch die Vergesellschaftung der Art *Duostomina alta* Kristan-Tollmann gekennzeichnet. In tieferen Lagen unmittelbar im Liegenden der Reiffinger Kalke kommen häufige Trocholinen vor: *Trocholina* (*Trocholina*) *multispira* Oberhauser, *Trocholina* (*Trocholina*) *ventroplana* Oberhauser (cf. J. Salaj, — A. Biely & J. Bystrický, in press; J. Salaj & O. Jendrejáková, in press).

Nor. In organodetrithischen Kalken erscheint neben grossen Exemplaren von *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser), auch *Aulotortus oscillens* (Oberhauser), *Aulotortus sinuosus* Weynschenk, *Aulotortus broennimani* Salaj nov. sp., zum ersten mal *Rakusia oberhauseri* Salaj, nov. gen., nov. sp.

In grauen Dachsteinkalken kommt eine andere Assoziation vor, die durch das massenhafte Auftreten der Art *Angulodiscus pokorny* Salaj, nov. sp. charakterisiert wird. Ausser dieser kommt noch *Arenovidalina hybensis* Salaj, nov. sp. und *Arenovidalina tumida* (Kristan-Tollmann) vor.

Rhaet, resp. höchstes Nor in der Lithofacies der Dachsteinkalke enthält vor allem Vertreter der Familie *Involutinidae* Butschli, 1880, und zwar *Semiinvoluta clari* Kristan-Tollmann, *Paalzowella austriaca* (Kristan-Tollmann), *Trocholina* (*Trocholina*) *permodiscoides* Oberhauser, *Trocholina* (*Trocholina*) *acuta* Oberhauser und *Triasina* cf. *hantkeni* Majzon.

Im obersten Teile der Dachsteinkalke in den dem Rhaet entsprechenden Biospariten [etwa 50 m weiter entfernt wurde *Retavicula concerta* (Portl.) festgestellt] kommt häufig *Triasina hantkeni* Majzon vor.

Die Art *Involutina liassica* (Jones) wurde im Rhaet der Westkarpaten nicht festgestellt, obwohl sie aus dem Rhaet der Alpen bekannt ist (cf. Kristan-Tollmann, 1963). In den Westkarpaten wurde sie bisher nur im Lias festgestellt (cf. M. Mišík, 1966).

In Mergeln der Kössener Schichten oberhalb der Dachsteinkalke kommen überwiegend Foraminiferen der Familie *Nodosariidae* vor.

Ihre Assoziation ist in bezug auf Vergesellschaftung mit *Semiinvoluta clari* Kristan-Tollmann und *Trocholina* (*Trocholina*) *acuta* Oberhauser höher gelegen. In ihrem Liegenden haben wir aber Assoziationen mit *Triasina hantkeni* Majzon nicht festgestellt. Bisher bleibt es noch ungeklärt, ob die

Tab. 3.

Vertikale Verbreitung der Foraminiferen in der Trias der Westkarpaten

NOR - RH A E T		organodetri- tischer Kalk														
		DS	G	HS	1	2	3	4	5	6	HSD	S	DS		KS	
					CH	9	8	7	6	5	4	3	2	1	10	
HS	= Hallstätter Schichten														+	
DS	= Dachsteiner Schichten														+	
KS	= Kössener Schichten														+	
G	= Gmünder Schichten														+	
HSD	= höhere subtriasische Decke														+	
S	= Stražov - Decke														+	
CH	= Choc - Decke														+	
<i>Hyperammina stabilis</i> Kristan - Tollmann																
<i>Glomospira</i> sp.																
<i>Earlandinita</i> sp.																
<i>Nodosinella</i> sp.																
<i>Colaniella</i> sp.																
<i>Robuloides</i> sp.																
<i>Neocandothyra</i> sp.																
<i>Agathammina austroalpina</i> Kristan - Tollmann																
<i>Nodosaria aphellocula agabra</i> Kristan - Tollmann																
<i>Nodosaria pupiformis</i> Terquem																
<i>Dentalina aboleta</i> Schwager																
<i>Marginitina solida</i> Terquem																
<i>Lenticulina (Lenticulina) subquadrata</i> (Terquem)																
<i>Lenticulina (Lenticulina) polygonata</i> (Franke)																
<i>Lenticulina (Astaculus) mamulina informis</i> (Schwager)																
<i>Lenticulina (Astaculus) pediaca</i> (Tappan)																
<i>Lenticulina (Astaculus) inquisita</i> (Terquem)																
<i>Lenticulina (Astaculus) sp.</i>																
<i>Falsopalmula aff. arignota</i> Kristan - Tollmann																
<i>Fronicularia rhacica</i> Kristan - Tollmann																
<i>Arenoidatina tumida</i> (Kristan - Tollmann)																
<i>Arenoidatina pragsoidea</i> (Oberhauser)																
<i>Arenoidatina hybensis</i> Salaj, nov. sp.																
<i>Aulorhtus sinuosus</i> Weynschenk																
<i>Rakusia oberhauseri</i> Salaj, nov. gen., nov. sp.																
<i>Angulodiscus pokornyi</i> Salaj, nov. sp.																
<i>Seminobula clari</i> Kristan - Tollmann																
<i>Paalovella austriaca</i> (Kristan - Tollmann)																
<i>Triasina hantkeni</i> Majzon																
<i>Trocholina (Trocholina) permodiscoides</i> Oberhauser																
<i>Trocholina (Trocholina) acuta</i> Oberhauser																

Assoziation der Familie *Nodosariidae* in bezug auf die oben erwähnten Assoziationen einen selbständigen stratigraphischen Horizont darstellt oder ob sie ihnen altersgemäss equivalent, aber an eine andere Lithofazies gebunden ist.

Bei unserer Untersuchung der Foraminiferen konzentrierten wir uns vor allem an Kalkschliffe mit Algen: Es handelte sich in der Mehrzahl um einen Typ von Biospariten mit grösserem oder kleineren Anteile von Intraklasten. In Kalken dieses Types sind in der biogenen Komponente neben Algen, Muscheln, Brachiopoden, Korallen manchmal als gesteinsbildende Fossilien auch Foraminiferen anwesend. In Wettersteinkalken des Ladin sind Foraminiferen seltener, was in einigen Fällen auch die Folge der Rekristallisierung sein kann. Wir durchschauten auch Schliffe aus Kalken vom Mikrit-Charakter (Schreyeralm, Reifinger, Hallstätter Kalke), wo Foraminiferen seltener vorkommen und hauptsächlich durch Nodosarien, Colaniellen?, Frondicularien und Ostracoden vertreten sind. Für Foraminiferen als günstigste Sedimente erwiesen sich diejenigen mit benthösem Detritus.

SCHRIFTTUM

- [1] Bosellini A. — Broglio Loricca C., 1965: Gli „Strati a Triasina“ nel gruppo di sella (Dolomiti Occidentali). Memoire Geopaleontologiche. Vol. 1, Fasc. II, p. 159—180. Ferrara. — [2] Bystrický J. — Biely A., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias des Westkarpaten. Geol. sborník XV, 2 S. 173—188. Bratislava. — [3] Ho Jen, 1959: Triassic Foraminifera from the Chialingchiang Limestone of South Szechuan. Acta Paleont. Sinica, 7/5, S. 405—418. Peking. — [4] Kochansky-Devidé V. — Pantič Š., 1966: Meandrospira u donjem i srednjem trijasu i neki popratni u Dinaridima. Geol. vj. 19, S. 15—28. Zagreb. — [5] Kollmann K., 1963: Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. Jb. Geol. Ba. A., 106 Bd., S. 121—204. Wien. — [6] Kristan E., 1957: Ophalmidiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand. Jb. Geol. B. A. 100 Bd., S. 269—298. Wien. — [7] Kristan-Tollmann E., 1960: Rotaliidae (Foraminifera) aus der Trias der Ost Alpen. Ebenda, Sdb. 5, S. 47—78. Wien. — [8] Kristan-Tollmann E., 1963: Entwicklungreihen der Trias-Foraminiferen. Paläont. Zeitschrift, 37 Bd., 1/2, S. 147—154. Stuttgart. — [9] Kristan-Tollmann E., 1964: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee-Salzkammergut. Jb. Geol. B. A., Sbd. 10, S. 3—189. Wien. — [10] Kristan-

- ◁
1. Silická Brezová: rote bänkige, stellenweise knollige (Hallstätter) Kalke mit *Monotis salinaria*. — 2. Murán-Plateau, Waldweg nach Velká Lúka, Brekzienkalk mit *Megalodus complanatus* Gümb. (Dachsteinkalk). — 3. dtto, unmittelbar am Kontakt mit dem Lias: helle und dunkle, bänkige Kalke, kompakte und organodetritische; oberster Teil der Dachsteinkalke im unmittelbaren Liegenden des Vorkommens *Rhaetovicula concorta* (Portl.). — 4. Murán-Plateau, Kamm S Kereška: helle organodetritische Kalke mit *Halobia plicosa* Mojs. und *Nerotopsis compressa transversa* Koken. — 5. Murán-Plateau, Einschnitt des Waldweges bei der Kote 945,6 (etwa 2,5 km südlich von Červená Skala). — 6. Stratená-Gebirge, Geravy: helle und graue massive organodetritische Kalke mit *Gyroporella vesiculifera*. — 7. Čachtice-Gebirge, westlich von Korytnické kopance am Kozinec und auf der Drienovica: helle bräunliche Kalke. — 8. Strážov-Gebirge, cca 1,5 km westlich der Landstrasse: graue organodetritische Kalke mit einer Fauna des Rhaet. — 9. Niedere Tatra, Hybe, Eisenbahneinschnitt: helle und dunkle geschichtete Kalke mit Zwischenlagen von Schiefern (Dachsteinkalke im unmittelbaren Liegenden der Kössener Schichten). — 10. Hybe — am rechten Ufer des Biely Váh: schwarze Kalke mit Lagen von Mergelschiefern mit reicher Fauna (V. Goetel, 1917).

Tollmann E., 1964: Beiträge zur Mikrofauna des Rhät. II. Zwei charakteristische Foraminiferengemeinschaften aus Rhätalken. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14 Bd., S. 135–142, Wien. — [11] Majzon L., 1954: Contributions to the Stratigraphy of the Dachstein Limestone. Acta Geol. Hung., 2, S. 243–249. Budapest. — [12] Miklucha-Maklay, K. V., 1954: Foraminifery verchnepermskich otloženiĭ severnogo Kavkaza. Trudy VSEGLI, S. 3–124. Moskva. — [13] Oberhauser R., 1957: Neue mesozoische Foraminiferen aus der Türkei. Mitt. Geol. Ges., 48, S. 193–200. Wien. — [14] Oberhauser R., 1957: Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. Jb. Geol. B. A., 100 Bd., S. 257–267. Wien. — [15] Oberhauser R., 1958: Bericht 1957 über mikropaläontologische Untersuchungen in der Trias des Helenentales bei Baden. Verh. Geol. B. A., 3, 295. Wien. — [16] Oberhauser R., 1960: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. Jb. Geol. B. A., Sdb. 5. S. 5–46. Wien. — [17] Oberhauser R., 1963: Eine labyrinthische Foraminifere aus der südalpinen Trias. Verh. Geol. B. A., 1/2. — [18] Oberhauser R., 1964: Zur Kenntnis der Foraminiferengattungen Permodiscus, Trocholina und Triasina in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Archaeidisciden. Verh. Geol. B. A., 2. S. 196–210. Wien. — [19] Pantič S., 1965: *Pilamina densa* n. gen., n. sp., and other Ammodiscidae from the Middle Triassic in Crmnica (Montenegro). Geol. vj. 18/1, S. 189–192. Zagreb. — [20] Premoli Silva I., 1964: *Citaella iulia* n. gen., n. sp., del Trias inferiore della Carnia. Riv. Ital. pal. strat., 70/4. S. 657–670. Milano. — [21] Reitlinger E. A., 1965: Razvitije foraminifer v poznepermskuju i rannetriasovuju epochi na territorii Zakavkazja. Voprosa mikropaleontologii, Vyp. 9, S. 45–82. Moskva. — [22] Salaj J. — Biely A. — Bystrický J., 1966: Foraminiferen in der Trias der Westkarpaten. Archives des Sciences (in press). Genf. — [23] Salaj J. — Jendrejčáková O., 1966: Foraminifera aus der oberen Trias der Westkarpaten. Geologické práce. Zprávy (in press). Bratislava. — [24] Weynschenk R., 1956: *Aulotortus* a New Genus of Foraminifera from the Jurassic of Tyrol, Austria. Contr. Cushman Found. Res. 7/1, S. 26–28. — [25] Zaninetti L. — Brönnimann P., 1965: Étude morphologique et stratigraphique de l'espece type du genre *Aulotortus* Weynschek, 1956. Archives des Sciences, 18/3, S. 699–705. Genève.

Erklärungen zu den Tafeln I–VIII.

Taf. I

- Fig. 1. *Meandrospiranella samueli* Salaj, nov. gen., nov. sp. Nr. 1668 (509/58) — Krasnohorská Dlhá Lúka. Anis mit *Physoporella pauciforata*. Vergröss. 36:1.
 Fig. 2–3. *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser). Lok. Budikovany. Ladin, Wettersteinkalke. Vergröss. 36:1.
 Fig. 4. *Earlandinita elongata* Salaj, nov. sp. Nr. 820 (313/57) — Gemerská Hôrka. Anis mit *Physoporella* sp. Vergröss. 18:1.
 Fig. 5. *Trocholina (Trocholina) acuta* Oberhauser. Nr. 61 — Hybe. Rhaet. Dachsteinkalk. Vergröss. 27:1.
 Fig. 6. *Pilamina* sp. Nr. 2157 — Silická Brezová, Karn. Vergröss. 50:1.
 Fig. 7. *Pilamina densa* Pantič. 2440 — Silická Brezová. Lokalität Balogh's Steinalmkalke des Anis. Vergröss. 90:1.
 Fig. 8. *Involutina liassica* (Jones). Nr. 367 (56/62) — Bohuňovo. Krinoidenkalke des unteren Lias. Vergröss. 36:1.
 Fig. 9. *Endothyranella tricamerata* Salaj, nov. sp. Nr. 820 (313/57) — Gemerská Hôrka. Anis mit *Physoporella* sp. Vergröss. 18:1.

Fig. 11. *Neoendothyra reicheli* Reitlinger Nr. 1632 (483/58) — Plešivec. Anis mit *Macroporella alpina*. Vergröss. 27:1.

Fig. 12. *Trochammina alpina* Kristan-Tollmann Nr. 1469 (168/58) — Silica, Wettersteinkalke. Ladin. Vergröss. 27:1.

Fig. 13. *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič (a) *Meandrospiranella irregularis* Salaj, nov. sp. (b) Nr. B-2114/63. Anis. Vergröss. 20:1.

Fig. 14. *Neoendothyra kuepperi* (Oberhauser) Nr. 162 (76/56) — Szarosz.-szoba. Anis. Vergröss. 27:1.

Fig. 15. *Endothyranella bicamerata* Salaj, nov. sp. wie bei Fig. 14.

Fig. 16. *Aulotortus oscillens* (Oberhauser). Nr. 2104 (56/59) — Plešivec. Ladin mit *Andrusoporella fusani*. Vergröss. 36:1.

Fig. 17. *Variostoma* sp. M-2715/63 — Plešivec. Anis. Vergröss. 27:1.

Fig. 18. *Diplothemina* aff. *astrofimbriata* Kristan-Tollmann Nr. 1625 (18/58) — Kečovo. Oberster Anis mit *Diplopora annulatissima*. Vergröss. 27:1.

Fig. 19. *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantič. Nr. 767 (127/157) — Plešivec. Anis. Vergröss. 90:1.

Fig. 20. *Duotaxis* cf. *metula* Kristan. Nr. 1468 (434/58) — Plešivec, wahrscheinlich Ladin. Vergröss. 27:1.

Fig. 21. *Earlandinita oberhauseri* Salaj, nov. sp. Nr. 183 (7/61-B) — Kečovo. Anis. Vergröss. 18:1.

Fig. 22. *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser). Nr. 1461 (270/58) — Plešivec. Wettersteinkalke. Anis. Vergröss. 27:1.

Fig. 23. *Neoendothyra kuepperi* (Oberhauser). Nr. 767 (127/57) — Silica-Plateau. Anis mit *Diplopora hexaster*. Vergröss. 36:1.

Taf. II.

Fig. 1. *Meandrospira iulia* (Premoli Silva) Nr. R-440 — Červený Kameň. Kampil. Vergröss. 140:1.

Fig. 2. a — *Endothyranella bicamerata* Salaj, nov. sp.; b — *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser). Nr. 2276 — Silická Brezová. Unteres Karn. Vergröss. 50:1.

Fig. 3a, b, c, d. *Meandrospira deformata* Salaj, nov. sp. Nr. 2700 (2) — Partizanská Lupča. Anis. Vergröss. 90:1 (a, b, c); 96:1 (d).

Fig. 4. *Valvulina* (?) nov. sp. Nr. 2146 — G/7 — Gombasek. Ladin. Vergröss. 100:1.

Taf. III.

Fig. 1. *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann. Nr. 2150 — Silická Brezová; Basis des Karn. Vergröss. 50:1.

Fig. 2. *Meandrospira pusilla* (Ho) Nr. 2183/66 — Fabova hoľa; Ladin. Vergröss. 80:1.

Fig. 3. *Pilamina semiplana* Kochansky-Devidé & Pantič. Nr. 1473 (191/58) — Silická Brezová; Anis mit *Macroporella alpina*, *Oligoporella pilosa* var. *varicans*, *Physoporella pauciforata*. Vergröss. 38:1.

Fig. 4. *Pilamina grandis* Salaj, nov. sp. Nr. 1473 — Silická Brezová; Anis. Vergröss. 38:1.

Fig. 5. *Pilamina kuthani* Salaj, nov. sp. Nr. 2157 — Silická Brezová; Basis des Karn. Vergröss. 50:1.

Fig. 6. *Pilamina kuthani* Salaj, nov. sp. Nr. 2169 — Velká Lúka, Muráň — Plateau; Karn. Vergröss. 50:1.

Taf. IV

Fig. 1. *Arenovidalina tumida* (Kristan-Tollmann). Nr. 4 — Hybe; oberes Nor — unteres Rhaet, Dachsteinkalk; Vergröss. 96:1.

Fig. 2. (a) — *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser); (b) — *Aulotortus oscillens* (Oberhauser); Nr. 34/21 — Červená Skala; Dachsteinkalke, Rhaet; Vergröss. 96:1.

Fig. 3. *Aulotortus broennimanni* Salaj, nov. sp. Nr. 1534 — Červená Skala; Karn; Vergröss. 38:1.

Fig. 4. *Arenovidalina hybensis* Salaj, nov. sp. Nr. 4 — Hybe; oberes Nor — unteres Rhaet, Dachsteinkalk; Vergröss. 140:1.

Taf. V

Fig. 1. *Arenovidalina ovulum* Salaj, nov. sp. Nr. R — 205 — Dobrá Voda. Helle Kalke des Anis der höheren subtrischen Decke. Vergröss. 195:1.

Fig. 2. *Arenovidalina planidiscoides* (Oberhauser) Nr. R — 218 — Dobrá Voda. Wettersteinkalke des Ladin der höheren subtrischen Decke. Vergröss. cca 27:1.

Fig. 3. *Rakusia oberhauseri* Salaj, nov. gen., nov. sp. Nr. 1062 — Červená Skala. Muráň — Plateau. Organodetritische Kalke des Nor. Vergröss. 27:1.

Fig. 4. *Aulotortus sinuosus* Weynschenk. Nr. 2303 — Velká Lúka. Muráň — Plateau. Organodetritische Kalke des Nor. Vergröss. 27:1.

Taf. VI

Fig. 1. *Semiinvoluta clari* Kristan-Tollmann. Nr. 34/21b — Červená Skala. Megalodontenbrekzie des Rhaet. Vergröss. 90:1.

Fig. 2. *Triasina hantkeni* Majzon. Nr. M-3476/66 — Červená Skala vom Sattel. Organodetritischer Kalk des Rhaet. Vergröss. 90:1.

Fig. 3. Foraminiferen-Assoziation mit *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser), *Aulotortus oscillens* (Oberhauser), *Semiinvoluta clari* Kristan-Tollmann. Nr. M-3125/65 — Červená Skala. Megalodontenbrekzie des Rhaet. Vergröss. 14:1.

Fig. 4. *Angulodiscus pokorny* Salaj, nov. sp. Nr. 4 — Hybe. Rhaet. Vergröss. 38:1.

Taf. VII

Fig. 1. *Duostomina alta* Kristan-Tollmann. Nr. 967 (205/63) — Poniky. Anis. Vergr. 96:1.

Fig. 2. dtto Nr. 1625 (18/58) — Kečovo. Anis. Vergröss. 96:1.

Fig. 3. *Variostoma* sp. Nr. 75 (58/1956-5) — N von Silica. Anis. Vergröss. 90:1.

Fig. 4. *Pseudoglandulina conica* Maclay. Nr. 37 (41/56-2) — Jovice. Anis. Vergröss. 96:1.

Fig. 5. *Ammodiscoides conicus* Cushman & Waters. Nr. 825 (47/57) — Berc. Anis. Vergröss. 96:1.

Fig. 6. *Nodosaria sumatrensis rossica* K. M. Maclay. Nr. 378 — Španie Pole. Wettersteinkalk. Vergröss. 38:1.

Fig. 7. *Endothyranella pentacamerata* Salaj, nov. sp. Nr. 356 (14/556-I) — Kameňany. Anis. Vergröss. 90:1.

Fig. 8. *Endothyranella* sp.-. Nr. 816 (305/57) — N von Hôrka. Anis. Vergröss. 90:1.

Fig. 9. *Geinitzina tcherdynzevi* K. M. Maclay. Nr. 1473 — Plešivec. Anis. Vergröss. 38:1.

Taf. VIII

Fig. 1. Assoziation des Ladin mit *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser), *Aulotortus oscillens* (Oberhauser) und *Pilammia* ssp.₁. Nr. 2463 — Budikovany. Vergröss. 27:1.

Fig. 2. Foraminiferen-Assoziation des Ladin mit *Pilammia* sp.₁ und *Duostomina* sp. Nr. 2463 — Budikovany. Vergröss. 27:1.

Fig. 3. Assoziation des Karn mit *Angulodiscus impressus* Kristan-Tollman und *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser). Nr. 123 — Silická Brezová. Vergröss. 45:1.

Fig. 4. Foraminiferen-Assoziation des Nor mit *Rakusia oberhauseri* Salaj, nov. gen., nov. sp., *Aulotortus sinuosus* Weynschenk und *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser). Nr. 1062 — Červená Skala. Vergröss. 12:1.

B. LEŠKO — O. SAMUEL — A. ŚLĄCZKA

**L'INDIVIDUALITÉ DU FLYSCH DE MAGURA DE LA RÉGION SITUÉE
ENTRE LES KARPATES OCCIDENTALES ET LES KARPATES
ORIENTALES**

A partir de l'endroit où l'unité de Dukla commence à s'individualiser tectoniquement de la zone externe du flysch l'amplitude du chevauchement du flysch de Magura diminue progressivement vers le SE. Cet affaiblissement de la structure tectonique est accompagné d'un rapprochement des faciès de certains complexes stratigraphiques du flysch de Magura de ceux de l'unité de Dukla. De ce fait, il est très difficile de fixer la limite tectonique du bord de la nappe de Magura, en particulier dans la partie située tout à l'E du territoire tchécoslovaque et sur le territoire de l'URSS.

Tant qu'on admettait l'existence de différences faciales bien prononcées entre le flysch de Magura et le groupe dite de Krosno (zone du flysch externe) les critères stratigraphiques et faciaux paraissaient suffisants pour la délimitation tectonique de la nappe de Magura. Toutefois les recherches effectuées dans la partie orientale du flysch de Magura ont montré que ces critères ne sont pas valables; il est donc indispensable de revoir aussi les points de vue antérieurs sur les limites tectoniques du flysch de Magura de cette partie des Karpates.

C'est H. Świdziński (1934, 1947, 1953) qui s'est occupé tout spécialement du flysch de Magura et l'a caractérisé comme nappe dont le volume stratigraphique et le style tectonique diffèrent de ceux du groupe flyscheux externe.

Le principal trait caractéristique de ce groupe, trait qui le distingue du flysch de Magura, est d'après H. Świdziński, la présence des couches à ménilites et des couches de Krosno. Cet auteur (1948, p. 33) nie la possibilité du rapprochement stratigraphico-facial des séries de Magura à celles du flysch externe et souligne qu'on ne connaît ni passages ni indice d'une telle tendance. H. Teisseyre (1930, 1933) avait un autre point de vue: il admettait que de tels passages sont possibles dans la région de Dukla et voyait dans certaines couches un rapprochement entre le faciès de Magura et les faciès silésiens. Déterminant le bord de la nappe de Magura A. Matějka (1964) supposait que le faciès

des séries de Magura se distingue nettement de celui des séries de Dukla. C'est pour cela qu'en Slovaquie orientale (feuille Košice et Zborov) il rapporta quelques plis méridionaux de Dukla à la nappe de Magura.

Traits stratigraphiques et faciaux

Pour mettre en évidence l'individualité tectonique du flysch de Magura il faut prendre en considération l'ensemble des questions complexes de l'évolution stratigraphique et tectonique de cette partie des Karpates flyscheuses. Il n'est pas possible de reconnaître la zone bordière de la nappe de Magura ou la partie S de l'unité de Dukla simplement à la présence ou à l'absence des couches à ménilites, des couches de Krosno, de Zlín ou de Beloveža. Il faut tenir compte de l'ensemble des phénomènes stratigraphiques, faciaux et tectoniques.

Tandis que les faciès de la partie inférieure du Paléogène de la région de Magura diffèrent nettement de ceux de la région de Dukla, l'Eocène supérieur et l'Oligocène ont des faciès identiques ou semblables dans les deux régions. Dans les parties méridionale et moyenne du flysch de Magura le „Priabonien“ et l'Oligocène inférieur sont représentés par des argiles bariolées et des marnes à Globigérines surmontées de couches de Maľcov avec des intercalations de roches à ménilites et de calcaires lamellaires finement gréseux („schistes de Jaslo“).

D'après ces critères paléontologiques le volume stratigraphique de la série serait Eocène supérieur — Oligocène inférieur. Dans la partie sud de la région cette série repose en discordance angulaire sur les couches paléogènes plus anciennes de la nappe de Magura, dans la partie moyenne la superposition est par places normale avec passages graduels de bas en haut. Dans les zones septentrionales et bordières du flysch de Magura le faciès des couches à ménilites et de Krosno n'est pas représenté par un niveau stratigraphique constant dans la série paléogène. Toutefois les couches de Zlín (sous-maguriennes) de la partie supérieure acquièrent un faciès semblable ou identique (pour une grande partie de lithotypes) à celui des couches de Papín ou de Maľcov. Déjà dans la partie moyenne du flysch de Magura (synclinal de Brezovka) la série de Maľcov contient beaucoup de lithotypes ayant un faciès identique à ceux qui sont connus dans la partie supérieure des couches de Zlín des zones synclinales septentrionales du flysch de Magura. Le nannoplancton confirme l'identité de la valeur stratigraphique de ces couches. Les horizons supérieurs des couches de Zlín ont un rapport tectonique parfaitement normal avec leur soubassement paléogène plus ancien et une structure conforme.

On constate, enfin, que le Paléogène supérieur du flysch de l'unité de Dukla possède certains traits communs avec le faciès de Magura. Nous avons distingué et caractérisé ce faciès mixte de la série paléogène en le nommant „couches de Papín“ (B. Leško 1958). Celles-ci se présentent comme un complexe fly-

scheux essentiellement pélitique de 200—300 m de puissance qui comprend les zones biostratigraphiques à *Globigerinoides index* et *Globigerina officinalis*.

Au point de vue lithologique, le complexe de Papín affecte d'une part le caractère du faciès des couches de Krosno et des couches à ménilites, et d'autre part celui du flysch de Magura (couches de Zlín); parfois à côté des argilites calcaires tendres se désagrégeant en fragments conchoïdaux de couleur brune, gris brun et gris bleu et des grès calcaires finement lamellaires on observe des argilites et des marnes dures écailleuses se désagrégeant en fragments conchoïdaux d'un bleu foncé ou d'un gris vert en alternance avec des grès glauconieux siliceux et calcaires. Dans la zone de Hostovice et celle de Pasičky appartenant à l'unité de Dukla les couches de Papín se développent peu à peu des couches à hiéroglyphes (A. Ślaczka 1959) ou sous-ménilitiques. Près de sa limite supérieure on observe les horizons inférieurs des couches à ménilites ou, dans le synclinal de Revejka, les grès de Mszanka. Dans les structures plus méridionales de l'unité de Dukla sur territoire tchécoslovaque, les couches de Papín ont beaucoup d'analogie avec les couches de Zlín, et lorsqu'il s'agit de débrouiller la tectonique il est difficile de les distinguer des horizons supérieurs des couches de Zlín de la nappe de Magura. Soulignons que les couches de Papín apparaissent à la surface du jour dans les zones synclinales de l'unité de Dukla précisément à partir de l'endroit où le flysch de Magura est réduit tectoniquement ou n'a été déposé qu'en faible épaisseur entre Światkowa (Pologne) et Svalavka (URSS) dans le voisinage immédiat des couches de Zlín de la nappe de Magura ou parallèlement à ce complexe. Les faciès décrits de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène, qui sont communs au flysch de Magura et à celui de Dukla, les passages graduels des faciès — tous ces phénomènes masquent et semblent même effacer l'individualité tectonique du flysch de Magura à la limite Karpatés occidentales — Karpatés orientales.

Traits microstratigraphiques

Nous avons dit plus haut que jusqu'à l'Eocène moyen l'évolution de la sédimentation dans l'unité de Magura différait sensiblement de celle qui avait lieu dans l'unité de Dukla. A partir de l'Eocène moyen l'évolution lithologique et faciale présentait beaucoup d'analogies dans les deux régions (faciès des couches à ménilites et de Krosno — couches de Malcov). Soulignons que ce faciès est très pauvre en fossiles et que l'insuffisance de documents paléontologiques rendait très difficile la subdivision détaillée de la série à ménilites — de Krosno (série de Malcov) et, partant, la connaissance exacte de la position stratigraphique des couches de Papín. Etant donné la grande importance de ces dernières examinons brièvement leur position stratigraphique d'une part par rapport au faciès des couches à ménilites et de Krosno de l'unité

de Dukla et d'autre part par rapport aux marnes à Globigérines, aux couches de Maľcov et de Zlín de l'unité de Magura.

Notre analyse stratigraphique est basée en premier lieu sur les Foraminifères planctoniques* qui sont les organismes relativement les plus fréquents dans cette série.

1. Marnes à Globigérines. Ce faciès plus ou moins uniforme au point de vue lithologique est caractéristique pour la partie inférieure de l'Eocène supérieur. Par places, il fait défaut ce qui est dû à des causes primaires et secondaires. Les marnes à Globigérines correspondent stratigraphiquement à la partie inférieure de l'Eocène supérieur (= zone à *Globigerinoides index* dans la sens de O. Samuel & J. Salaj in litt.), et il n'est pas exclu que ce faciès n'apparaisse dans la partie supérieure de l'Eocène supérieur. Dans la zone de Magura et les structures méridionales de l'unité de Dukla les marnes à Globigérines contiennent une très riche microfaune planctonique représentés notamment par des formes à test épais du genre *Globigerina*. La liste complète est donnée dans les tables (3, 4).

2. Les couches de Maľcov** se développent des marnes à Globigérines décrites ci-dessus. Les schistes à ménilites sont généralement liés à la partie inférieure des couches de Maľcov; ne forment pas d'horizon continu. Par exemple dans la coupe de Koprivnica (comp. O. Samuel 1961) les schistes à ménilites surmontent directement les marnes à Globigérines et contiennent une assez riche association de Foraminifères parmi lesquels prédomine *Globigerina officinalis* Subbotina, 1953 (comp. tables 3, 4). Se basant sur l'analyse microstratigraphique nous plaçons les schistes à ménilites, et par conséquent la partie inférieure des couches de Maľcov, dans la partie supérieure de l'Eocène supérieur, c'est-à-dire dans la zone à *Globigerina officinalis* d'après la subdivision des auteurs mentionnés.

La partie supérieure des couches de Maľcov renferme une association de Foraminifères caractéristique pour la zone karpatique à *Globigerina postcretacea* (= Oligocène inférieur). On y observe les mêmes espèces de Foraminifères que dans les couches du sommet du Paléogène des Karpates centrales et dans les couches de Krosno.

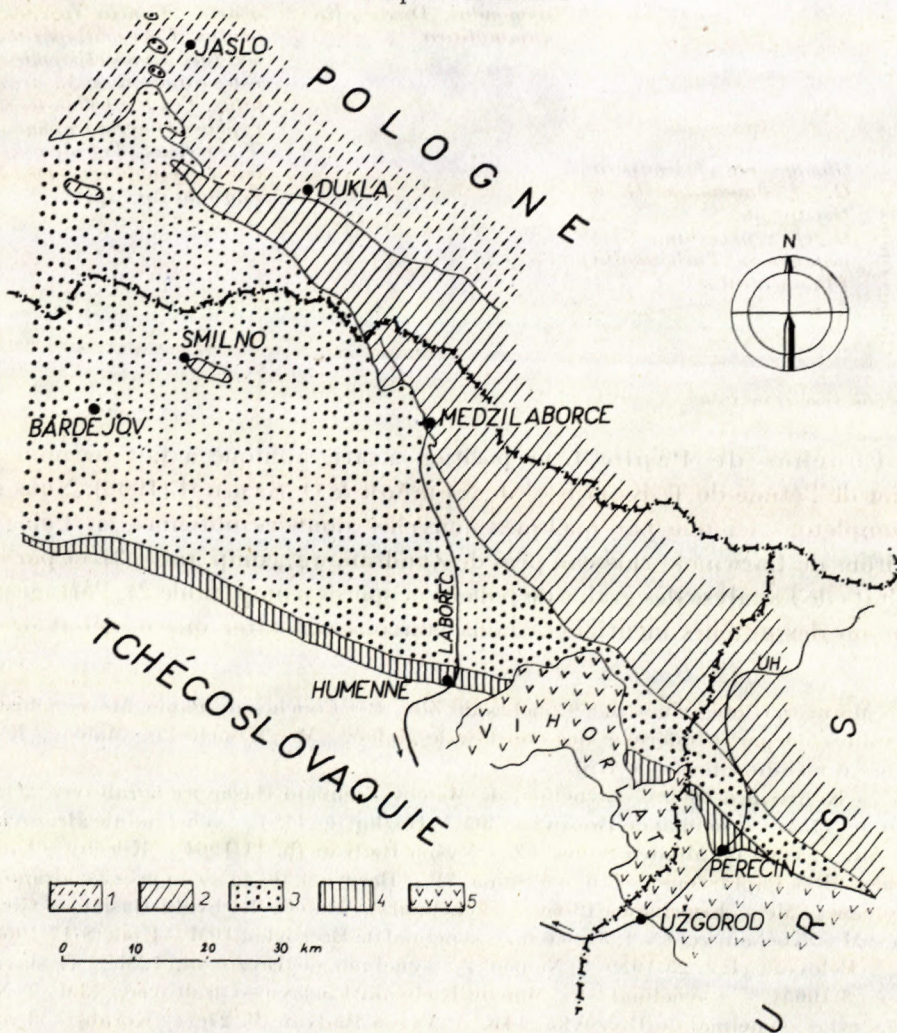
3. Les couches de Zlín de l'unité de Rača n'ont pas fourni, pour le moment, de preuves paléontologiques permettant de déterminer exactement leur volume stratigraphique. Le seul échantillon contenant des microfossiles provient des environs de Vyšná Radvaň. On y distingue des formes planctoniques qui prouvent l'âge „priabonien supérieur“ (= zone à *Globigerina officina-*

* Pour plus de détails sur ce groupe de Foraminifères des Karpates slovaque voir ouvrage de O. Samuel & J. Salaj (in litt.)

** Les points de vue sur l'appartenance tectonique de ces couches sont examinés dans la note de B. Leško & O. Samuel (in litt.)

lis) de la roche. Ce fait ainsi que les résultats de l'étude des Astérophorides (H. Bystrická in B. Leško & O. Samuel in litt.) et des grains de pollens et spores (P. Snopková) nous font supposer que la masse principale des couches de Zlín s'est déposée à l'Eocène supérieur. Prenant en considération leur forte puissance et les conditions paléogéographiques générales nous admettons que leur sédimentation continuait encore à l'Oligocène inférieur.

Table 1. Esquisse tectonique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales



- 1 — Nappe silésienne, 2 — Unité de Dukla, 3 — Nappe de Magura, 4 — Zone des Klippes de Pieniny, 5 — Roches éruptives tertiaires

Table 2.

Liste des microfossiles des couches de Papín

		O. Samuel	M. Váňová (1965)*	P. Snopková (1962)
ÉOERNE SUPÉRIEUR	Globigerina officinalis	<i>Globigerina danvillensis</i> , <i>G. ouachitaensis</i> , <i>Gl. officinalis</i> , <i>Gl. cf. venezuelana</i> , <i>Globigerina</i> sp ₁	<i>Nummulites pulchelus</i> , <i>N. bouillei</i> , <i>N. cf. problematicus</i> , <i>N. rotularius</i> , <i>N. variolaris</i> , <i>N. striatus striatus</i> , <i>N. incrassatus incrassatus</i> , <i>N. perforatus sismondai</i> , <i>Discocyclus nummulitica</i>	<i>Cicatricosisporites dorogensis</i> , <i>Concavisporites acutus</i> , <i>Corrugatisporites solidus</i> , <i>Monocolpopollenites tranquillus</i> , <i>M. areolatus</i> , <i>Triatriopollenites coryphaeus microcoryphaeus</i> , <i>T. excelsus</i> , <i>Tricolporopollenites cingulum</i> , <i>Dinolflagelata</i> div. sp.
	Globigerinoides index	<i>Globigerina cf. linaperta</i> , <i>G. cf. dissimilis</i> , <i>G. cf. tripantina</i> , <i>G. cf. venezuelana</i> , <i>G. yeguaensis</i> , <i>Turborotalia (T.) centralis</i> ? - - - - - ?		

* espèces resédimentés

4. Couches de Papín. Leur position stratigraphique a fait récemment l'objet de l'étude de T. Koráb -- J. Nemčok & O. Samuel (1966). Nous ne la complétons ici que par quelques nouvelles données obtenues en Pologne (environs de Barwinok, ruisseau près de Zyndranowa, comp. table 3), et par les résultats de l'analyse des grains de pollens et spores (comp. table 2). Partageant l'opinion des auteurs mentionnés nous pouvons constater que le début de la

G = Marnes à Globigérines, Z = Couches de Zlín, P = Couches de Papín, Me = Schistes à ménilites de partie inférieure des couches de Maľcov, M = Couches de Maľcov, K = Couches à ménilites faciès de Krosno.

1G — Koprivnica (S-6a) — synclinal de Maľcov-Richvald-Raslavice-Giraltovce, 2G — Hažlín (č. 17a) — synclinal de Brezovka, 3G — Hažlín (č. 17b) — synclinal de Brezovka, 4G — Snina; zone de Miková-Snina, 5Z — Vyšná Radvaň (b. 11/1964 — Koráb) — Unité de Rača, 6P — Papín; zone de Miková-Snina, 7P — Barwinek (le ruisseau près Zyndranowa — Pologne, 8Me — Koprivnica (S-6c) — synclinal de Maľcov-Richvald-Raslavice Giraltovce, 9M — Kochanovce (N-1, 5 — 5,6 m) — synclinal de Brezovka, 10M — Ujak (S-17/1965), 11M — Beloveža (l. č. 23/1959 — Nemčok) — synclinal de Brezovka, 12M — Raslavice (S-3 č. 3/1965) — synclinal de Maľcov-Richvald-Raslavice-Giraltovce, 13M — N-1 (5 — 5,6 m) — synclinal de Brezovka, 14K — Vyšná Radvaň (b. 27c — Koráb) — Unité de Dukla.

1 = 1 — 2 exemplaires, 2 = 2 — 5 exemplaires, 3 = 5 — 15 exemplaires, 4 = 15 — 25 exemplaires, 5 = 25 — 100 exemplaires.

(selon B. Leško & O. Samuel, in litt.)

Liste des microfossiles	étage		ÉOCÈNE SUPÉRIEUR							OLIGOCÈNE INFÉRIEUR						
	les zones	les localités	Globigerinoides index				Globigerina officinalis			Globigerina postcretacea						
			1G	2G	3G	4G	5Z	6P	7P	8Me	9M	10M	11M	12M	13M	14K
<i>Globigerina corpulenta</i> Subbotina, 1953	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
<i>Gl. danvillensis</i> Howe & Wallace, 1932	—	—	—	—	cf. 1	1	—	2	—	cf. 1	1	—	—	2	1	1
<i>Gl. cf. dissimilis</i> Cushman & Bermúdez, 1937	4	4	4	2	2	—	1	3	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gl. cf. eocaena</i> Gümbel, 1868	cf. 1	—	—	cf. 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gl. linaperta</i> Finlay, 1939	2	2	3	2	1	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—
<i>Gl. linaperta compacta</i> Subbotina, 1953	2	2	2	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gl. liverovskae</i> (Bykova, 1960)	—	—	—	—	—	—	—	—	cf. 1	—	3	1	4	1	2	
<i>Gl. officinalis</i> Subbotina, 1953	—	cf. 2	cf. 2	—	3	3	2	5	2	5	4	5	4	5	5	
<i>Gl. ouachitaensis</i> Howe & Wallace, 1932	—	aff. 1	2	—	1	2	—	2	—	—	—	—	aff. 2	1	1	
<i>Gl. postcretacea</i> Mjatliuk, 1950	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	cf. 1	2	1	1	
<i>Gl. pseudoampliapertura</i> Blow & Banner, 1962	cf. 1	cf. 1	2	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	
<i>Gl. pseudoedita</i> Subbotina, 1960	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	2	—	1	
<i>Gl. pseudoeocaena compacta</i> Subbotina, 1953	—	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Gl. cf. trilocularis</i> Orbigny, 1826	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Gl. tripartita</i> Koch, 1926	3	2	5	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Gl. cf. venezuelana</i> Hedberg, 1937	4	4	4	3	2	1	1	2	2	—	—	—	—	—	—	
<i>Gl. ex gr. yeguaensis</i> Wein. & App., 1929	3	3	3	3	2	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	
<i>Globigerina</i> sp. ₂	—	—	—	—	1	—	1	4	—	2	1	—	—	—	1	
<i>Globigerina</i> sp. ₁	—	1	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Globigerinoides index</i> Finlay, 1939	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	
? <i>Globorotalia hexacamerata</i> Subbotina, 1960	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	
<i>Turborotalia</i> (T.) <i>centralis</i> (Cush. Ber., 1937)	1	2	2	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
T. (T.) <i>cocoaensis</i> (Cushman, 1928)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
T. (T.) ? <i>densoconvexa</i> Subbotina, 1960	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	
T. (A.) <i>rotundimarginata</i> (Subbotina, 1953)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	
T. (A.) <i>rugosaculeata</i> (Subbotina, 1953)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
<i>Truncorotaloides</i> aff. <i>topilen.</i> (Cushman, 1925)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	
<i>Globorotaloides suteri</i> Bolli, 1957	—	—	1	—	1	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	
<i>Globanomalina evoluta</i> Subbotina, 1960	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	
<i>Globanomalina micra</i> (Cole, 1927)	—	—	—	—	2	1	—	—	—	1	—	—	1	1	1	
<i>Chiloguembelina gracillima</i> (Andreae, 1884)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	2	1	2	

sédimentation des couches de Papín correspond à la zone à *Globigerinoides index* (synclinal de Revejka) et son maximum à la zone à *Globigerina officinalis*.

5. Faciès des couches à ménilites et de Krosno. Les récentes recherches paléontologiques amènent à la conclusion que la sédimentation de ce faciès avait commencé avec la zone à *Globigerina officinalis* et durait encore à l'Oligocène inférieur. L'âge oligocène inférieur des couches est prouvé par la microfaune de Vyšná Radvaň (point 27c — Koráb).

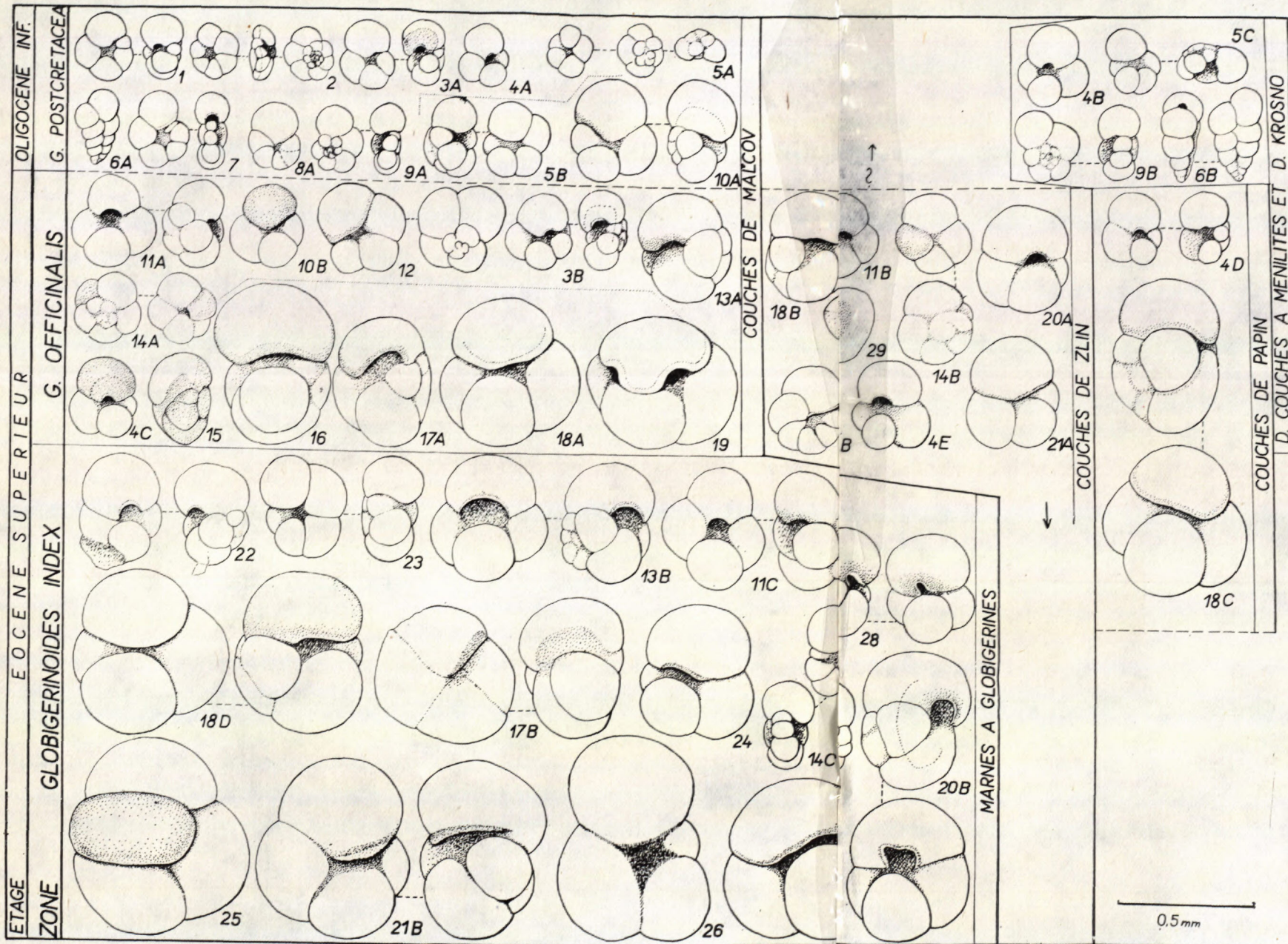
L'analyse microstratigraphique permet de conclure que le dépôt du faciès des couches à ménilites et de Krosno de l'unité de Dukla, comme celui des couches de Malcov de la zone de Magura, correspond à la partie supérieure de l'Eocène supérieur et à l'Oligocène inférieur. Il s'agit donc de complexes très semblables lithologiquement et occupant la même position stratigraphique. Les couches de Papín et de Zlín alternent par places avec le complexe des couches à ménilites et de Krosno.

Traits structuraux et tectoniques

Ce ne sont pas uniquement les traits faciaux et stratigraphiques, mais dans une grande mesure aussi les caractères structuraux et tectoniques qui permettent de définir tectoniquement ladite zone.

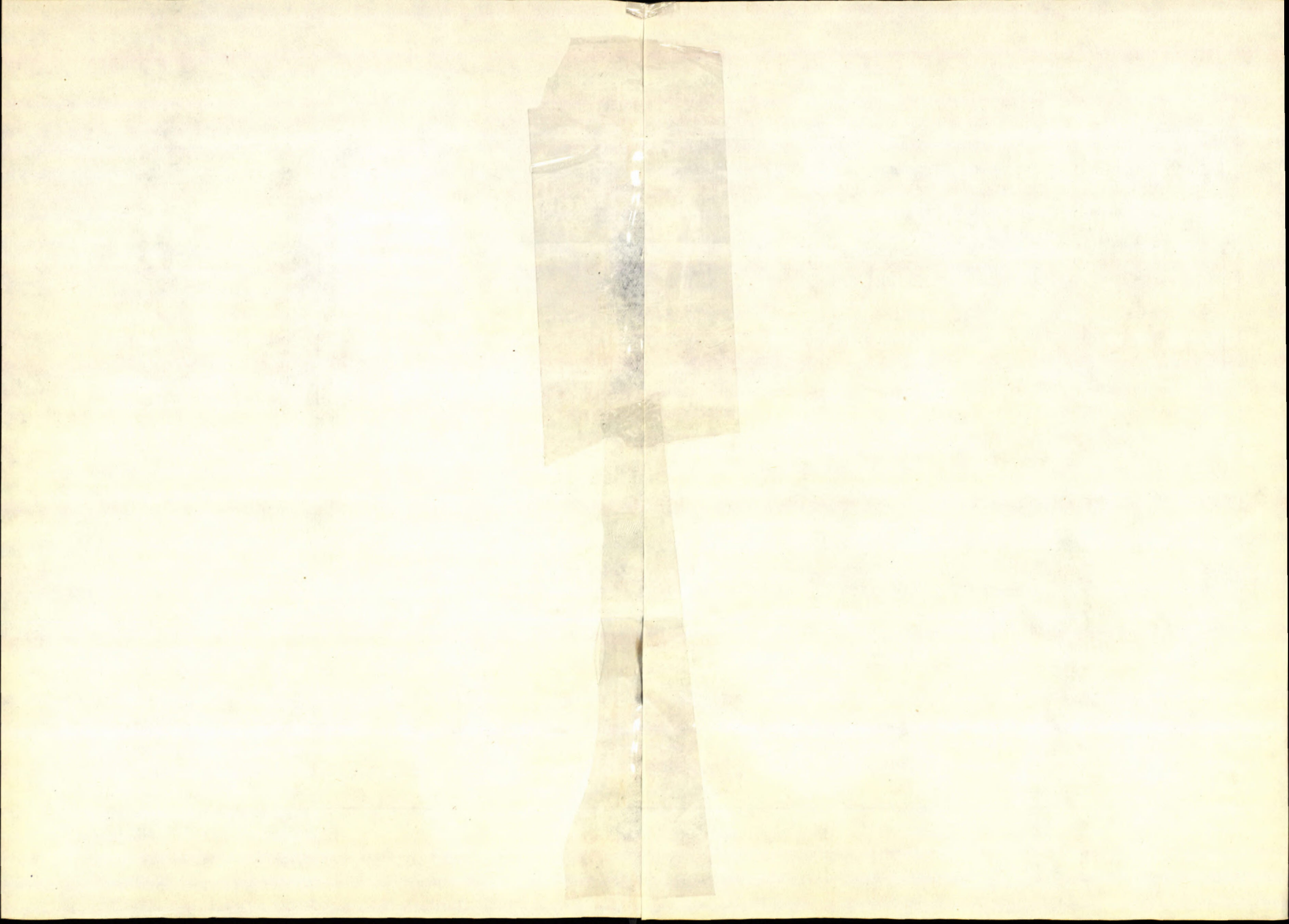
L'évolution tectonique du flysch de Magura a été influencée par plusieurs phases orogéniques qui différaient par leur succession dans le temps, par l'aire affectée et par leur intensité de celles qui ont pris part à la formation de l'unité de Dukla. Au cours du plissement illyrien se produisit une différenciation interne fondamentale — la partie interne du flysch de Magura s'individualisa tectoniquement et chevaucha comme unités de second ordre les couches externes moins plissées. On sait que les mouvements de Save mirent fin à la sédimentation dans la partie interne du géosynclinal du flysch, mais on ne connaît pas leur intensité, notamment en ce qui concerne les parties interne et méridionale du flysch de Magura (près de Modra n/C. le Miocène et le Paléogène sont plissés de la même façon). Les mouvements de Save ont affecté l'avant-pays de Magura en y différenciant tectoniquement l'unité de Dukla. Ce ne sont que les mouvements orogéniques styriens qui donnèrent au flysch de Magura une structure en plis et le poussèrent (20—70 km) tout entier comme nappe décollée sur l'unité de Dukla déjà plissée. Au cours des phases styriennes (avant le Sarmatien) la structure plissée originelle du Paléogène de Magura s'est transformée en synclinaux et anticlinaux asymétriques. D'après la conformité et les phénomènes de plissement qui affecta les complexes paléogènes supérieurs ensemble avec leur soubassement paléogène plus ancien on peut supposer que l'intensité du plissement était maximum dans les zones septentrionales bordières du flysch de Magura et s'affaiblissait vers les zones

Tableau biostratigraphique de l'Eocène supérieure de la nappe de et de l'Unité de Dukla



- 1 - *Globigerina postcretacea* Mjatluk, 1950;
- 2 - *Turborotalia* (T.) ? *densoconvexa* Subbotina, 1960;
- 3a, b, c - *Globigerina danvillensis* Howe & Wallace, 1932;
- 4a, b, c, d, e - *Globigerina officinalis* Subbotina, 1953;
- 5a, b, c - *Globigerina pseudoedita* Subbotina, 1960;
- 6a, b - *Chiloumbelina gracillima* (Andreae, 1884);
- 7 - *Globanomalina evoluta* Subbotina, 1960;
- 8a, b - *Globanomalina micra* (Cole, 1927);
- 9a, b - *Globigerina liverovskae* (Bykova, 1960);
- 10a, b - *Globigerina* sp.-1;
- 11a, b, c - *Globigerina ouachitaensis* Howe & Wallace, 1932;
- 12 - *Globigerina* cf. *eocaena* Gümbel, 1868;
- 13a, b - *Globigerina pseudoampliapertura* Blow & Banner, 1962;
- 14a, b, c - *Globorotalites zuteri* Bolli, 1957;
- 15 - la forme intermédiaire entre *Turborotalia* (T.) *centralis* (Cushman & Bermúdez, 1937) et *Turborotalia* (T.) *cocoaensis* (Cushman, 1928);
- 16 - *Globigerina* cf. *pseudoeocaena* Subbotina, 1957;
- 17a, b - *Turborotalia* (T.) *centralis* (Cushman & Bermúdez, 1937);
- 18a, b, c, d - *Globigerina* cf. *venezuelana* Hedberg, 1937;
- 19 - *Globigerinoides index* Finlay, 1939;
- 20a, b - *Globigerina* ex gr. *yeguaensis* Weinzierl & Applin, 1929;
- 21a, b - *Globigerina linaperta compacta* Subbotina, 1957;
- 22 - *Globigerina* cf. *officinalis* Subbotina, 1957;
- 23 - *Globigerina* sp.-2;
- 24 - *Globigerina linaperta* Finlay, 1939;
- 25 - *Globigerina* cf. *dissimilis* Cushman & Bermúdez, 1937;
- 26 - *Globigerina* cf. *trilocularis* Orbigny, 1826;
- 27 - *Globigerina tripartita* Koch, 1926;
- 28 - *Globigerina pseudoeocaena compacta* Subbotina, 1957;
- 29 - *Turborotalia* (T.) *cocoaensis* (Cushman, 1928).

1, 2, 3a, 4a, 5a, 6a, 7, 8a, 9a (Raslavice, S - č. 3) et 5b, (Ujak, S - 17) - couches de Malcov. 4b, 5c, 6b, 9b (Vyšná Radvaň, b. 27c) - couches à Ménilites faciès de Krosno. 3b, 4c, 10b, 11a, 12, 13a, 14a, 15 (Koprivnica, S - 6c) - schistes à ménilites de partie inférieure des couches de Malcov. 16, 17a, 8, 19 (vrt N₁ - 5 m) couches de Malcov. 4c, 8b, 11b, 14b, 18b, 20a, 21a, 29 (Vyšná Radvaň, b. 11) - couches de Zlin. 4d, 18c (Papín) - couches de Papín. 11c, 13b, 14c, 17b, 18d, 20b, 21b, 22, 23 - 25, 27 (Hažlín, č. 17b); 26, 28 (Hažlín, č. 17a) - marnes à Globigérines.



internes attenantes à la zone des Klippes. Durant ces mouvements orogéniques et ceux qui suivirent, à la fin du Sarmatien et au Pliocène, il y eut, d'une part destruction des surfaces de chevauchement des unités de second ordre et des structures plissées et, d'autre part, poussée de certaines formes tectoniques de la zone de Magura dans le soubassement de la zone de Dukla plissé et renversé vers le SW. Les mouvements qui se produisirent en sens inverse et les mouvements verticaux des phases plus récentes ont finalement transformé les zones fortement plissées en horsts et grabens disposés en coulisses. Ce style tectonique est particulièrement caractéristique les parties bordières de la nappe de Magura, parties qui s'étendent depuis la rivière Wisloka en Pologne vers le SE par la Slovaquie orientale jusque dans la région Transkarpatique de l'URSS. A partir de l'endroit où la nappe de Magura est réduite, et notamment dans la région du col de Dukla, d'en dessous la nappe de Magura apparaissent des éléments tectoniques nouveaux avec le Paléogène mixte décrit plus haut. Ils forment un faisceau d'anticlinaux et de synclinaux allongés et disposés obliquement par rapport au bord de la nappe de Magura. Nous les avons rattachés, du point de vue tectonique, à la zone méridionale de second ordre de l'unité de Dukla — à la zone de Miková-Snina. Au fur et à mesure que le bord de la nappe de Magura, en Slovaquie orientale, s'écarte vers le S la zone de Miková-Snina apparaît en séries de plus en plus complètes. Les phénomènes qu'on y observe montrent que le toit tectonique de cette zone — la nappe de Magura — exerçait une forte pression. Malgré la position verticale voire renversée des couches de la nappe de Magura celle-ci repose sur la zone de Miková-Snina suivant une surface très plane. Le parcours sinueux du bord du chevauchement de Magura, les fenêtres et demi-fenêtres tectoniques où apparaît la nappe de Dukla ainsi que les vestiges tectoniques du Paléogène de Magura, généralement pincés dans les structures de la zone de Miková-Snina en sont la preuve.

Sur la ligne de Jaslo à la frontière tchécoslovaque-polonaise le bord de la nappe de Magura est net — le contraste lithologique (faciès, stratigraphie) des complexes de Magura et de Dukla le mettent en évidence. Les assises paléogènes à faciès mixte de l'unité de Dukla n'apparaissent à la surface du jour que dans la fenêtre tectonique de Światkowa. Entre Barwinek et Miková, la partie bordière de la nappe de Magura représentée ici par les couches de Beloveža et de Zlín (couches sous-maguriennes et maguriennes) s'infléchit vers le S, et par suite de la dépression transversale de toute la zone du flysch les couches à ménilites, les couches de Papín ainsi que les assises paléogènes inférieures et crétacées de l'unité de Dukla apparaissent au jour au NE de Miková, et la ligne de chevauchement de la nappe de Magura s'écarte vers le NE presque jusqu'à la vallée du Laborec. La ligne sinueuse du chevauchement passe au S de Medzilaborce vers Pichné et au N de Snina. De là et jusqu'

à la frontière tchécoslovaque-soviétique, de profondes dislocations transversales déterminent une inflexion sigmoïde de la nappe de Magura vers le NE ce qui cache les structures méridionales de la zone Miková-Snina. Sur le territoire de l'URSS*, entre Malý Berezny et Turica, les structures externes de la nappe de Magura disparaissent, et le flysch de Magura, plus exactement son unité de second ordre, celle de Kochanovce se trouve poussée sur l'unité de Dukla. Le puissant développement des couches de Papín entre Turica et Svalavka permet de conclure que les complexes méridionaux à faciès mixte Magura-Krosno de l'unité de Dukla occupent de larges étendues. Dans la région Transkarpatique de l'URSS, comme sur le territoire de la Pologne et de la Slovaquie orientale, l'individualité tectonique du flysch de Magura est bien nette dans toute l'étendue du chevauchement.

Tous les faits observés permettent de conclure que malgré le rapprochement des faciès des membres des séries de Magura et de Dukla, membres qui sont des équivalents stratigraphiques, le flysch de Magura conserve son individualité tectonique et ses traits spécifiques de structure. Les unités de second ordre de Rača et de Bystrica s'évanouissent l'une après l'autre près du bord externe de la nappe de Magura, et tout l'édifice tectonique du flysch de Magura se réduit à quelques plis méridionaux de l'unité de Kochanovce poussés vers le NE et finit par disparaître totalement de la zone du flysch Karpatique.

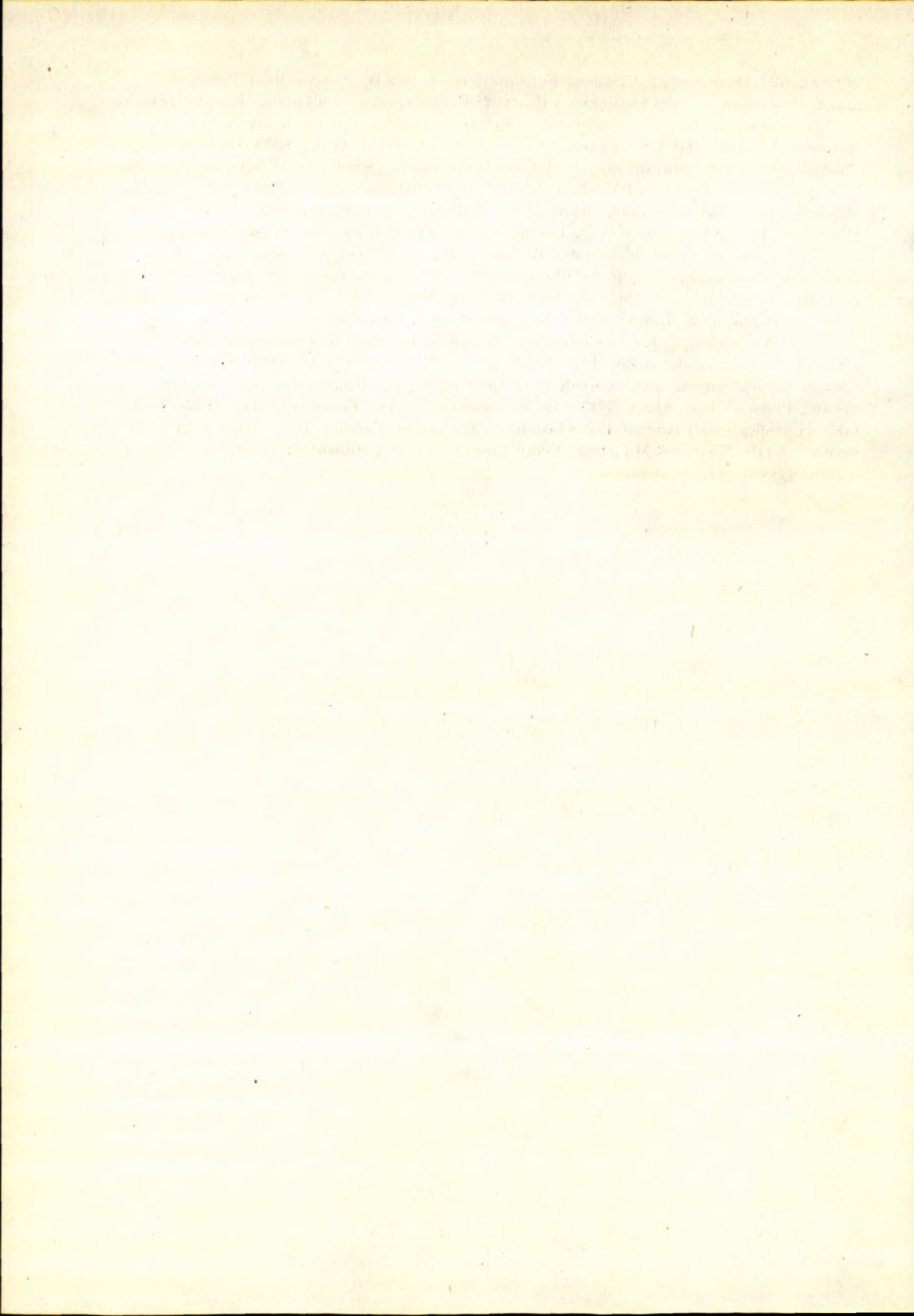
Traduit du slovaque par Valentína Andrusová.

LITERATURE

- [1] Berggren W. A., 1960a: Some Planktonic Foraminifera from the Lower Eocene (Ypresian) of Denmark and northwestern Germany. — Stockholm Contr. Geol. Stockholm. — [2] Bolli H. M., 1957b: Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando formations of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215. Washington. — [3] Eames F. E. — Banner F. T. — Blow W. H. & Clarke W. J., 1962: Fundamentals of Middle — Tertiary Stratigraphical Correlation. — Cambridge. — [4] Koráb T. — Nemčok J. & Samuel O., 1966: K niektorým problémom dukelskej jednotky na východnom Slovensku. — Geol. práce, Zprávy 39. Bratislava. — [5] Leško B., 1958: Flysch zwischen Medzilaborce und Pichné (Ostslowakei). — Geol. práce, Zprávy 14. Bratislava. — [6] Leško B. & Samuel O., 1966: Geologia východoslovenského flyša. — Manuscript; Bratislava. — [7] Matějka A. & kol., 1964: Vysvetlivky k přehlednej geol. mape ČSSR 1:200.000, list Zborov — Košice. Bratislava. — [8] Samuel O., 1961: Some Remarks on the Paleogene of the Klippes Zone and on the Stratigraphico-Biofacial Position of the „Malcov“ and Šariš Beds in the East-Slovakia. — Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. —

* Grâce à l'obligeance des géologues soviétiques, en particulier de O. S. Vialov (en 1965), de N. Dabagian, J. Koulchitzki S. S. Kruglov et S. E. Smirnov (en 1966) nous avons pu nous rendre compte, directement sur le terrain, des problèmes liés à la terminaison du flysch de Magura dans les Karpates soviétiques.

[9] Samuel O. & Salaj J., 1966: Foraminifera of the Westcarpathian Paleogene. — in litt. Bratislava. — [10] Snopková P., 1962: Ročná zpráva o palynologickom vyhodnotení povrchových vzoriek z flyša východného Slovenska a z papínskych vrstiev. — Manuscript; Archív GÚDŠ. Bratislava. — [11] Subbotina N. N., 1953: Globigerinidy, Chantkeninidy i Globorotaliidy. — Iskopaemyje foram. SSSR, Tr. VNIGRI, n. s. 76, Gostoptechizdat, Leningrad-Moskva. — [12] Subbotina N. N., 1960b: Mikrofauna oligocenovykh i miocenovykh otloženíj p. Vorotyšče (Predkarpatje). — Mikrofauna SSSR, 11, Tr. VNIGRI, vyp. 153, Leningrad. — [13] Ślaczka A., 1959a: Stratigraphy of the Dukla Folds in the Komańcza Wislok — Wielki Region (Carpathians). — *Kwart. Geol.* 3/3, Warszawa. — [14] Świdziński H., 1934: Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses. — *Państw. Inst. Geol.* 8, Warszawa. — [15] Świdziński H., 1948: Stratigraphical Index of the Northern Flysch Carpathians. — *Bull. Pań. Inst. Geol.* 37, Warszawa. — [16] Świdziński H., 1953: Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. — *Reg. Geologia Pol.* 1 (2), Kraków. — [17] Teisseyre H., 1930: Sprawozdanie z bada geologicznych wykonanych w r. 1929 w okolicy Dukli (ark. Jasło-Dukla). — *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 5 (3—4), Warszawa. — [18] Teisseyre H., 1932: Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. — *Sprawozd. Państw. Inst. Geol.* 7 (2), Warszawa. — [19] Vaňová M., 1965: Velké foraminifery z papínskych vrstiev. — *Zprávy o geol. výskumoch*, Bratislava.



ERVÍN KNOBLOCH

DIE FLOREN DES MÄHRISCHEN TERTIÄRS

Einleitung

In den Jahren 1961–1966 hatte ich Möglichkeit, mich mit den tertiären Ablagerungen Mährens in paläobotanischer Hinsicht ausführlich zu beschäftigen. Es handelt sich um ein Gebiet, aus dem in der Vergangenheit nur wenige fossile Pflanzenreste beschrieben wurden [in einigen kleinen Notizen von F. Unger (1861), D. Štúr (1867), A. Rzehak (1888, 1922), A. Hofman (1900) und E. Schnabel (1936) werden rund 8 Arten oder Gattungen beschrieben]. Die erste größere paläobotanische Schrift, die allerdings unveröffentlicht blieb, stammt aus der Feder von J. Paulík (1951). In den letzten Jahren behandelte einige Funde aus Poštorná Č. Bůžek (1960, 1962, 1962a). Meine bisherigen Untersuchungen faßte ich in einigen vorläufigen Mitteilungen (E. Knobloch 1962, 1963, 1963a, 1964, 1967) und ausführlichen taxonomischen Bearbeitungen einiger Arten (E. Knobloch — Z. Kvaček 1965; Z. Kvaček — E. Knobloch 1967; E. Opravil — E. Knobloch 1967) zusammen. Arten aus diesem Gebiet enthalten auch unveröffentlichte Dissertationen von E. Knobloch (1965) und Z. Kvaček (1965). In dieser Arbeit fasse ich meine bisherigen Untersuchungen erstmalig vollständig zusammen.

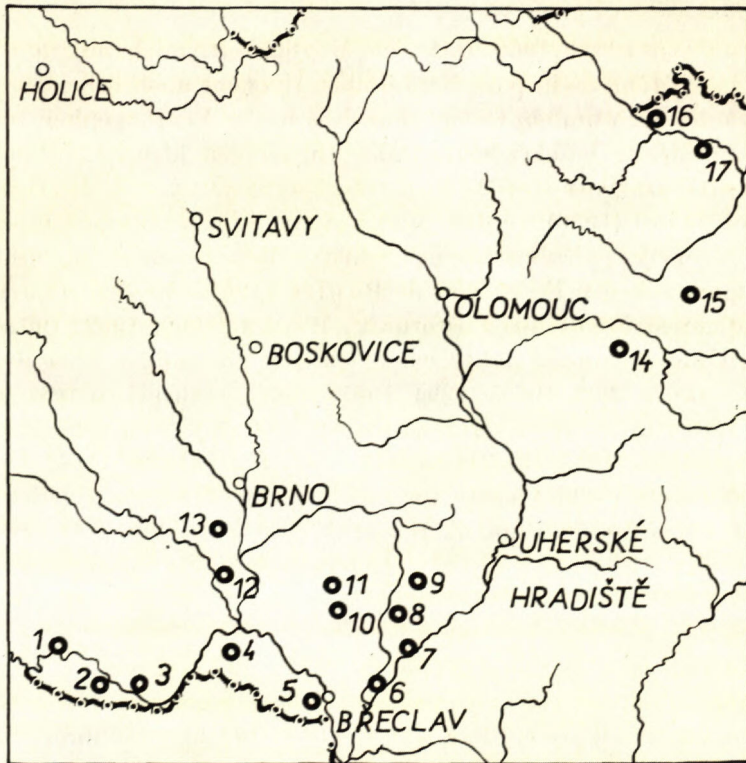
Paläogen

Aus dem Paläogen Mährens gelang es bisher nur von einer einzigen Stelle gut erhaltene Pflanzenreste zu gewinnen. Diese stammen aus graubraunen Menilitschiefern aus Kelč bei Valašské Meziříčí, die aufgrund ihrer Mikrofauna in das Obereozän gestellt wurden (E. Hanzlíková 1959). Mitteilungen über diese Flora finden sich bei V. Kalabis (1950), J. Paulík (1951) und E. Knobloch (1962). Bisher konnten folgende Arten bestimmt werden: *Pinus* cf. *palaeostrobis* (Ett.) Heer, cf. *Sequoia abietina* (Brongn. in Cuv.) Knobl. (vel ? *Torreya bilinica* Sap. et Mar.), *Glyptostrobis europaeus* (Brongn.) Ung.,

Embothrites borealis Ung. und *Dicotylophyllum* sp. 1—3. Diese artenarme Flora ist in stratigraphischer Hinsicht nur dazu geeignet, ein praeobereozänes Alter der Menilitschiefer zu verneinen. In paläobotanischer Sicht ist das Vorkommen von *Embothrites borealis* Ung. bemerkenswert. Es handelt sich um eine Art, die in den europäischen Tertiärfloren immer an Warmphasen gebunden ist.

Aquitan

Aus dem Aquitan sind floristische Reste nur aus Krumvív (30 km SO von Brno) bekannt. Die Flora stammt aus der Ziegelei am NNO Rand der Ortschaft und ist an helle graubraune, gut geschichtete Tone gebunden. Diese sind im älteren Schrifttum unter der Bezeichnung Hustopeče- (Auspitzer) Mergel bekannt und wurden in neuerer Zeit zur sog. tonigen Entwicklung



Die wichtigsten Florenvorkommen im mährischen Tertiär. 1 — Znojmo, 2 — Slup, 3 — Hrádek, Velké Dyjakovice, 4 — Dolní Dunajovice, 5 — Poštorná, 6 — Moravská Nová Ves, 7 — Hodonín, 8 — Dubňany, 9 — Kyjov, 10 — Čejč, 11 — Krumvív, 12 — Smolín, 13 — Ořechov, 14 — Kelč, 15 — Nový Jičín, Bohrung Kl 147; 16 — Opava-Kateřinky, 17 — Smolkov, Bohrung Smolkov 1.

der Ždánice-Hustopeče-Schichtenfolge gestellt. Diese wird aufgrund der neueren faunistischen Untersuchungen von I. Cicha in das Aquitan gestellt und als ein Glied der Ždánice-Einheit aufgefaßt.

Die Lokalität wurde von V. Kalabis (1950) entdeckt und von J. Paulík (1951) erstmalig ausführlicher beschrieben. Nach dieser Zeit gelang es nicht mehr, eine größerer Zahl gut erhaltener Pflanzenreste zu finden. Von faunistischen Resten sind für Krumvř vor allem die von V. Kalabis (1957, 1966) bearbeiteten Fischreste bemerkenswert.

Diese Flora lieferte folgende Arten: *Cystoseirites partschii* Sternb., *C. flagelliformis* Ung., *Algites* sp., *Pinus larioides* Menzel, *P. cf. palaeostrobilus* (Ett.) Heer, *P. rigios* (Ung.) Ett., *Pinus* sp., *Cunninghamia miocenica* Ett., *Sequoia abietina* (Brongn.) Knobl. [= *S. langsdorfii* (Brongn.) Heer], cf. *Sequoia* sp. (vel cf. *Cryptomeria* sp. vel cf. *Araucaria* sp.), *Magnolia* sp., cf. *Fraxinus* sp., *Daphnogene bilinica* (Ung.) Kvač. et Knobl., *Laurophyllum* sp., *Cupania neptuni* Ung.

Die Algenreste *Cystoseirites partschii* Stbg. und *C. flagelliformis* Ung. besitzen einen miozänen Charakter. Dieser kann aber auch sekundär sein, denn die marinen thalösen Algen wurden infolge ihrer geringen Fossilisationsfähigkeit bisher verhältnismäßig selten nachgewiesen. *Pinus*-Nadeln besitzen ebenfalls keinen stratigraphischen Wert. *Sequoia abietina* (Brongn.) Knobl. ist vom Ober-Eozän bis ins Pliozän (mit dem Maximum im Miozän) verbreitet. *Cunninghamia miocenica* Ett. wurde bisher nur im Miozän festgestellt. *Cupania neptuni* Ung. ist aus dem Aquitan bekannt, die Vertreter der Gattungen *Daphnogene*, *Fraxinus* und *Magnolia* sind aus dem Oligozän und Miozän bekannt.

Burdigal bis Helvet s. s.

In den Jahren 1961—1962 gelang es mir in Znojmo und Přímětice aus künstlichen Aufschlüssen eine reiche Flora zu gewinnen. In beiden Fällen handelt es sich um eine tuffitische Schichtenfolge (max. 5 m mächtig), die auf Kristallin liegt und wahrscheinlich nur isolierte Depressionen ausfüllt.

Aus den bisherigen Untersuchungen geht hervor, daß in der weiteren Umgebung von Znojmo eine Reihe von Fazies vorkommen, deren gegenseitige Korrelation auf manche Schwierigkeiten stößt.

V. Špalek (1934) stellt z. B. in das Helvet (von unten nach oben): Fischschiefer (Mergel mit Fischresten), brackische grünliche mergelige Tone und im Hangenden die *Oncophora*-Sande. Dazu ist zu bemerken, daß die *Oncophora*-Sande in ihrer typischen Entwicklung (wie sie aus der Umgebung von Brno bekannt sind) in neuerer Zeit bei den Kartierungsarbeiten nicht nachgewiesen werden konnten. Aus Znojmo wurden bisher keine Pflanzenreste erwähnt, obwohl sie vermutlich schon früher gefunden worden sind. Da außer Pflanzenresten in den Tuffiten aus Znojmo in geringer Menge auch tierische Fossilien [*Pyrenella* cf. *moravica* (Hörnes), *Cardium* sp. und *Ammonia beccarii* (L.)]

vorkommen, werden die tuffitischen Lagen wahrscheinlich den als grünlich mergeligen Tonen Špalek's entsprechen.

In lithologischer Hinsicht muß noch hinzugefügt werden, daß sich der tuffitische Charakter dieser tonigen Sedimente nur ausnahmsweise makroskopisch erkennen läßt. Petrographisch wurde er zuerst von J. Březina (1959) aus Přímětice (irrtümlich als Únanov angeführt) nachgewiesen. Er konnte das tonige Gestein als vitritischen Tuffit bestimmen, wobei es sich vorwiegend um vulkanische Glassplitter handelte. In Znojmo handelt es sich bei dem Einbettungsgesteine der fossilen Pflanzen nach Březina (1964, unveröffentlicht) um einem Tuffit vom biotitischen Rhyolit [vulkanogener Anteil 95 %, vorwiegend vulkanisches Glas, akzessorisch wurde Biotit (1 %) und saures Plagioklas (0,1 %), festgestellt. Neovulkanische Bestandteile: Quarz (5 %), Glaukonit (0,01 %), Turmalin braun pleochroisch (0,001 %), Granat, selten Zirkon].

Die in Znojmo gefundene Flora wurde in einem schmutzig-weißen oder gelblichen Tuffit eingebettet, der im feuchten Zustande grünlich ist. Die Blätter sind nur in Form von reinen Abdrücken erhalten und eignen sich nicht für histologische Untersuchungen. Aber auch die Abdrücke sind schlecht erhalten; es lassen sich nur selten die Details des Leitbündelverlaufs erkennen. In morphologischer Hinsicht sind die Blätter durchaus nicht vielgestaltig, so daß eine exaktere Bestimmung auf große Schwierigkeiten stößt. Es ist daher meistens möglich nur auf gewisse gemeinsame Merkmale mit den von anderen Lokalitäten beschriebenen fossilen Arten hinzuweisen, wobei aber die artliche Identifizierung meistens nicht möglich ist (schlechter Erhaltungszustand, oft sehr schematische und undeutliche Darstellung in verschiedenen älteren Schriften, z. B. bei F. Unger 1850; C. v. Ettingshausen 1872, 1877). Ein Vergleich mit rezenten Vertretern stößt deswegen ebenfalls auf Schwierigkeiten. Und doch ist diese Flora durch ihren reinen Leguminosen- und xerophyllen Blattpus hochinteressant und soll noch in Europa ihresgleichen suchen. Dieser eigentümliche Charakter, der bei keiner der bisher beschriebenen miozänen Flora so in den Vordergrund tritt, kann wohl nur durch systematisch-ökologische Analysen fossiler und rezenter Floren eingehend gedeutet werden.

Bei der Bearbeitung der Flora aus Znojmo stößt man noch auf weitere Schwierigkeit: Die große Variabilität einer Reihe von Blättern. Diese Variabilität können wir aber nur dann vollkommen erfassen, wenn wir wissen, welcher rezenten Art oder Gattung der fossile Fund entspricht. Wenn wir das nicht wissen, können wir nur mit rein subjektiven Maßstäben den systematischen Rang der einzelnen Formen beurteilen. So kann z. B. eine Art eine abgerundete, zugespitzte und ausgerandete Spitze besitzen. Diese Variabilität weisen vor allem verschiedene Vertreter der Familien *Celastraceae*, *Papilionaceae*, *Sapotaceae* u. dgl. auf.

Die Flora des Helvet setzt sich aus folgenden Arten zusammen: *Lygodium gaudinii* Heer, *Polypodiospida* gen. et sp. indet., *Pinus* sp., *Cephalotaxus* sp.,

Myrica lignitum (Ung.) Sap., *Myrica* cf. *kymeana* (Ung.) Berg., *Myrica* sp., „*Quercus*“ *cyri* Ung., *Myrsine formosa* Heer, „*Myrsine*“ *microphylla* Heer, aff. *Myrsine plejadum* Ett., *Daphne aquitanica* Ett., *Daphne* aff. *giraldi* Nitsche foss. sensu Palam., aff. *Acerates veterana* Heer, *Spirea* aff. *vetusta* Heer, „*Cassia*“ aff. *hyperborea* Ung. sensu Heer, *Robinia regelii* Heer, *Sapotacites minor* (Ung.) Ett., *Dalbergia bella* Heer, *Leguminosites* cf. *brunneri* Heer, *Viciaceae* gen. et. sp. indet., „*Bumelia*“ *oreadum* Ung., *Sapotacites bilinicus* Ett., cf. *Ilex* sp., „*Ilex*“ *cyclophylla* Ung., *Celastrus moravicus* sp. nov., *Celastrophyllum cuneifolium* (Heer) comb. nov., *Celastrus oxyphyllus* Ung. sensu Ett., *Celastrus* sp., *Celastrophyllum* sp. 1—4, *Zizyphus protolotus* Ung., *Smilax hastata* (Brongn.) Sap., *Poacites* sp., *Piscidia antiqua* Ung., ? „*Persoonia*“ *daphnes* Ett., aff. *Pittosporum puterliki* Ung., aff. „*Andromeda*“ *protogaea* Ung. sensu Heer, „*Persoonia*“ *tusca* Gaud., „*Pirus*“ *theobroma* Ung. sensu Palam., aff. *Malpighiastrum bryosonimaefolium* Ung., „*Protea*“ cf. *lingulata* Heer, aff. *Calistemophyllum melaleucaeforme* Ett., *Dicotylophyllum* div. gen. et sp. indet.

Schon oben habe ich daraufhingewiesen, daß es aus verschiedenen Gründen in den meisten Fällen nicht möglich war, die einzelnen Blätterreste so zu bestimmen, daß sie im Einklang mit den Gattungsbezeichnungen des natürlichen Systems stehen würden. Bei der Flora aus Znojmo können wir, zum Unterschied von anderen tertiären Floren (z. B. den pliozänen in Mähren) nur einen geringen Teil der Blätter so genau bestimmen, daß sie auch für andere Erwägungen ausgenützt werden können. Es kann aber meiner Ansicht nach kaum Zweifel herrschen, daß in der Flora aus Znojmo Vertreter der Gattung *Lygodium*, *Pinus*, *Myrica*, *Smilax*, *Celastrus* (oder zumindest der Familie *Celastraceae*) vegetierten. Sehr wahrscheinlich ist auch die Anwesenheit der Gattung *Myrsine*; erwiesen ist auch die Familie *Viciaceae* (wahrscheinlich außer anderen durch die Gattungen *Dalbergia* und *Colutea* vertreten). Auch die Anwesenheit der *Sapotaceen* und *Thymeleaceen* kann nicht ausgeschlossen werden. Bezeichnend ist weiter das Fehlen aller arktotertiären Gattungen, wie z. B. der im Untermiozän allgemein verbreiteten Familien *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Aceraceae* etc. Als dominierend kann man in der Flora *Celastrus moravicus* sp. n. bezeichnen. Wir können daher die untermiozäne Flora aus Znojmo als eine Flora vom Gepräge *Lygodium* — *Myrica* — *Myrsine* — *Celastraceae* — *Leguminosae* bezeichnen. Diese Flora scheint, obwohl es bisher noch nicht eindeutig beweisbar ist, überwiegend paläotropische Elemente zu führen.

Eine sehr ähnliche Flora ist auch aus dem Burdigal der Balearen (Majorque), die von J. Arénes und G. Depape (1956) bearbeitet wurde, bekannt. Hier wird das gemeinsame Gepräge vor allem durch das Vorkommen der Gattungen *Lygodium* und die kleinblättrige *Myrica* zusammen mit verschiedenen kleinblättrigen Formen unterstrichen.

Eine weitere gleichgestaltete Flora wurde unweit der Typuslokalität des Helvet s. s. (Weinhalde und Häutlingen) von O. Heer (1859) beschrieben. Sehr ähnlich ist auch die Flora aus Croissete (O. Heer 1859).

Die Flora aus Znojmo ist weiter auch dadurch interessant, daß sie von allen Tertiärfloren in Europa die am meisten gegen Norden vorgeschobene Flora ist, die unter teilweise xerophytischen Lebensbedingungen vegetierte. Hinsichtlich des wärmeliebenden Charakters der Flora aus Znojmo und den Fehlen der arktotertiären Familien in letzteren ist es auch nicht ganz ausgeschlossen bestimmte Parallelen zur Wärmeperiode zu sehen, die durch das Vorkommen der Mastixioideen gegeben ist [z. B. in Hrádek im Zittauer Becken (F. Holý 1964) oder auf verschiedenen deutschen Lokalitäten, z. B. Wiesa, Merka, Herzogenrath, Düren ua.- vgl. D. H. Mai 1964].

Wegen des xerophyllen Charakters dieser Pflanzengesellschaft habe ich mich auch nach ökologisch ähnlich gestalteten Pflanzengesellschaften in anderen europäischen Tertiärfloren umgesehen. Dabei hat es sich gezeigt, daß in allen tertiären Zeitabschnitten in Europa Gebiete mit trockenen und warmen (bis heißen) Lokalklimaten existierten (z. B. die Flora aus Aix und Häring im Ober-Eozän, Puy de Mur im Mittel-Oligozän, Sotzka im Aquitan, Znojmo im Burdigal — Helvet s. s., Türkenschanze und Erdöbénye im Sarmat ua). Alle Fundstellen mit einer xerophylleren Flora lagen südlich des fünfzigsten nördlichen Breitengrades.

Karpat

Die Bezeichnung Karpat (Karpatische Serie) wurde von I. Cicha — J. Tejkal (1959) für Ablagerungen eingeführt, die in den Westkarpaten zwischen dem Helvet im Sinne des Stratotypus und dem Torton (ev. der Lanzendorfer Serie) liegen. Für den österreichischen Teil der Vortiefe und des Wiener Beckens gebrauchen J. Kapounek — A. Papp — K. Turnovsky (1960) für gleichalte Ablagerungen die Bezeichnung Laaer Serie. Über die Verbreitung dieser Stufe, ihre paläontologische Charakteristik und geologisch-stratigraphische Problematik vgl. man T. Buday — I. Cicha — J. Seneš (1965) und I. Cicha et al. (1967).

Der Charakter der Sedimente der Karpatischen Serie und ihre fazielle Entwicklung beeinflussen in nicht geringem Maße auch das vereinzelte Vorkommen von Pflanzenfossilien. Die Blätter sind stets mehr oder weniger transportiert und stark fragmentarisch erhalten. Sie wurden auch erst in jüngster Zeit gefunden.

Das erste Vorkommen von Blätterresten wurde in Dolní Dunajovice verzeichnet (K. Jüttner 1938; J. Kalabis 1950). Mit der Flora beschäftigte sich eingehender J. Paulík (1951) und E. Knobloch (1962, 1963, 1963a, 1967). In Südmähren gelang es Pflanzenreste aus der Karpatischen Serie aus Dolní Dunajovice bei Mikulov, Slup, Hrádek und Velké Dyjákovice bei Znojmo nachzuweisen. Aus Nordmähren sind gleichalte Reste aus einer Bohrung bei Nový Jičín bekannt.

Aus der Karpatischen Serie der Vortiefe Mährens gelang es bisher folgende makroskopisch definierbare Blätterreste nachzuweisen: *Pinus* aff. *göthanus* Ung., *Pinus* aff. *saturni* Ung., *Libocedrites salicornioides* (Ung.) Endl.,

Carpinus sp., *Liquidambar europaea* Al. Braun, *Echitonium sophiae* Web. sensu Heer, *Daphnogene bilinica* (Ung.) Kvač. et Knob. l., *Daphnogene cinnomomea* (Rossm.) Knob. l., *Laurophyllum* sp., *Potamogeton* sp., *Spirematospermum* cf. *wetzleri* (Heer) Chandl., *Poacites caespitosus* Heer, *Arundo* vel *Phragmites* sp., *Betulales* vel *Fagales* sp. gen. indet., *Dicotylophyllum* sp. 1—2.

Die Flora der Karpatischen Serie kann man als eine wärmeliebende und feuchtigkeitsliebende Assoziation bezeichnen, an derer Zusammensetzung sich vor allem Vertreter der *Lauraceen* beteiligten. Eine vollauf gleichgestaltete Flora ist von Laa a. Thaya (W. Berger, Wien, mündliche Mitteilung), wie ich mich selbst davon überzeugen konnte und vom Teiritzberg im Korneuburger Becken (W. Berger 1954) bekannt. Aus der Zusammensetzung dieser Floren, die von weitentfernten Lokalitäten stammen, geht hervor, daß in der Zeitspanne der Karpatischen Serie in Südmähren und dem angrenzenden Österreich ausgedehnte, botanisch ziemlich eintönige Lorbeerwälder existierten. Denn es kann ganz bestimmt nicht als ein Zufall betrachtet werden, daß auf fünf voneinander weitentfernten Fundstellen derselbe Pflanzentyp auftritt, ganz abgesehen davon, daß auch aus Schichten der Karpatischen Serie in Nordmähren (Bohrung Kl 147 — Nový Jičín) auch *Daphnogene cinnomomea* (Rossm.) Knob. l. nachgewiesen wurde. Dieser so ausgeprägte Florentyp sucht in Böhmen, der Slowakei und Mitteleuropa seinesgleichen (man kann ihn nicht mit den Assoziationen vergleichen, die ebenfalls neben anderen Gattungen die Gattung *Daphnogene* — auch als *Cinnomum* bezeichnet — führen).

Die Flora der Karpatischen Serie steht im scharfen Widerspruch zur Flora des Helvet s. s. aus Znojmo und dies nicht nur in systematischer, sondern auch ökologisch-phytogeographischer Hinsicht (vgl. S. 152, 153).

Torton s. 1.

Aus dem Torton (s. 1.) sind Floren aus der südmährischen und nordmährischen Vortiefe der Karpaten bekannt.

Aus dem Torton Südmährens kennen wir Pflanzenreste nur von der Fundstelle *Smolin* bei Pohořelice (südlich von Brno). Sie sind sehr schlecht erhalten, stark transportiert und finden sich in einem feinkörnigen, muskovitischen mürben Sandstein am östlichen Dorfeingang (M. Stejskalová 1954; J. Paulík — J. Tejkal 1954; I. Cicha — M. Stejskalová 1959). Wie schon bemerkt, handelt es sich um eine sehr schlecht erhaltene Flora und es konnte nicht viel brauchbares Material gewonnen werden. Die mir zur Verfügung stehenden Stücke zeigen jedoch klar, daß es zwischen der Flora des Karpat und des Unter-Torton (der Lanzendorfer Serie) im südmährischen Raum zu keinerlei bedeutenden floristischen Veränderungen gekommen war. Es wurden Blätter von *Daphnogene bilinica* (Ung.) Kvač. et Knob. l. und vom Lauraceen- und Betulaceentypus im Sinne von W. Berger (1954) nachgewiesen.

Während in Südmähren die miozänen Transgressionen mit einem großen Vorstoß im Unter-Torton (der Lanzendorfer Serie) bis auf das Gebiet der Böhmisches Masse seine Beendigung fanden, kam es in Nordmähren (im Raum zwischen Hlučín und Opava) zu einer erneuten Transgression, jedoch aus dem Gebiet (der Vortiefe), das sich entlang der polnischen und russischen Karpaten dehnte und mit dem südmährischen Sedimentationsraum keine Verbindung besaß. Es lagerte sich eine tonige Schichtenfolge ab, die zwischen Opava und Koberčice gipsführend ist. Die Flora wurde aus grauen, meistens ausgezeichnet geschichteten tonigen Schluffen, die diese Gipslagen begleiten, gewonnen. Bisher wurden Pflanzenreste in Smolkov, Opava-Kateřinky und Koberčice gesammelt. Aus diesem Gebiet sind folgende Arten bekannt: *Polypodiopsida* gen. et sp. indet., *Pinus rigios* (Ung.) Ett., cf. *Cephalotaxus* vel *Taxus* sp., *Fagus attenuata* Göpp., cf. *Fagus* sp., *Carpinus grandis* Ung. emend. Heer, *Betulaceae* (vel ? *Ulmaceae*) gen. et sp. indet., *Platanus platanifolia* (Ett.) Knobl., *Acer tricuspidatum* Al. Braun emend. Kvač., ? *Liquidambar* cf. *pseudoprotensa* Andr., *Monopleurophyllum quercifolium* (Goeppl.) Kotl., *Buxus pliocenica* Sap. et Mar.

Soweit aus den bisherigen Aufsammlungen hervorzugehen scheint, kommt es zwischen dem Unter- und Ober-Torton (in der bisherigen Auffassung) zu einer grundsätzlichen floristischen Änderung. Im Ober-Torton konnten in Nordmähren bisher keine Reste der allgemein verbreiteten Art *Daphnogene bilinica* (Ung.) Kvač. et Knobl. nachgewiesen werden. Es treten neue Gattungen und Arten auf, die aus den älteren Stufen nicht bekannt sind (cf. *Cephalotaxus* sp., *Platanus platanifolia*, *Monopleurophyllum quercifolium*, *Fagus attenuata*, *Buxus pliocenica*). Diese Arten scheinen auch für manche anderen jüngsttertiären Ablagerungen bezeichnend zu sein (Sosnic in Polen oder manchen Fundstellen in der Slowakei). Einige von diesen Gattungen (*Buxus*, *Platanus*) halten bis in das Pliozän durch, die anderen (*Monopleurophyllum*, *Fagus attenuata*) kommen in den südmährischen pannonischen Floren schon nicht mehr vor. Da z. B. die südmährischen Floren ungefähr gleiche ökologisch-phytogeographische Verhältnisse aufweisen und sehr reiche Aufsammlungen gestatteteten, kann das Fehlen der genannten Arten und Gattungen nicht anders als stratigraphisch gedeutet werden.

Aus dem Sarmat kennen wir aus Mähren keine Floren. Nur D. Štúr (1867) erwähnt aus der Umgebung von Podivín *Pinus moravica* und V. Pokorný (1948) die Alge *Chalmassia morelleti*.

Pannon

Die reichsten Pflanzenfunde wurden aus dem Pannon gewonnen. Sie stammen aus pelitischen Sedimenten der Zone F (im Sinne der Gliederung von A. Papp 1951) und wurden vor allem in der Ziegelei der Landwirtschaftlichen

Genossenschaft Týnec in Moravská Nová Ves (unter dem Bahnhof), in Poštorná und im Hangenden des Dubňany-Flözes in der Umgebung von Dubňany gesammelt.

Aus dem Pannon sind auch die ältesten Angaben im paläobotanischen Schrifttum bekannt. So beschrieb F. Unger (1861) nahe von Čejč Samen der Gattung *Stratiotes* (ursprünglich als *Folliculites minutulus* Brown), A. Rzehak (1888) erwähnt aus Poštorná bei Břeclav Ahorn-, Eichenblätter und Reste der Gattung *Glyptostrobus*. Ebenfalls A. Hofman (1900) beschrieb aus Kyjov *Stratiotes*- und *Pinus*-Reste. Von A. Rzehak (1923) und E. Schnabel (1936) wurden *Characeen* erwähnt. Č. Bůžek (1960, 1962, 1962a) beschrieb aus Poštorná *Glyptostrobus europeus* Brongn., *Nyssa disseminata* (Ludw.) Kirchh., *Stratiotes tuberculatus* E. M. Reid, *Spirematospermum wetzleri* (Heer) Chandl. und *Rubus* sp. Zusammen mit Z. Kvaček (E. Knobloch — Z. Kvaček 1965) wurde *Byttneriophyllum tiliaefolium* (Al. Braun) Knobl. et Kvač. monographisch bearbeitet. Zusammen mit E. Opravil beschrieb ich die neue Art *Trapa moravica* (E. Opravil — E. Knobloch 1967). Über diese Flora habe ich auch eine Reihe vorläufiger Mitteilungen veröffentlicht (E. Knobloch 1962, 1963, 1963a, 1964).

Die älteren paläofloristischen Angaben konnten durch die neuen Aufsammlungen und Bearbeitungen weitgehend ergänzt werden. An der Zusammensetzung dieser Flora beteiligen sich vor allem diese Arten: *Equisetum parlatorii* (Heer) Schimp., *Pinus* sp., *Sequoia abietina* (Brongn.) Knobl. [= *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer], *Glyptostrobus europeus* (Brongn.) Ung., *Myrica lignitum* (Ung.) Sap., *Juglans acuminata* Al. Br., *Pterocarya paradisiaca* (Ung.) Ilj., *Carya serraefolia* (Goepp.) Kräusel, *Carya minor* Sap. et Mar., *Alnus ducalis* (Gaudin) Knobl. (= *Alnus hörnesi* Stur), *Alnus cecropiaefolia* (Ett.) Berg., *Carpinus kisseri* Berger, *Carpinus grandis* Ung. emend. Heer, *Fagus haidingeri* Kovats sensu novo, *Quercus grandidentata* Ung., *Qu. latifolia* (Sord.) Knobl., *Castanea kubinyi* Kov. ex Ett., *Castanea atavia* Ung., *Liquidambar europea* Al. Braun, *Platanus platanifolia* (Ett.) Knobl. (= *P. aceroides* Goepp.), *Ulmus pyramidalis* Goepp., *U. minuta* Goepp., „*Laurus*“ *primigenia* Ung., *Salix moravica* sp. n., „*Salix*“ *integra* Goepp., *Firmiana lobata* (Ung.) Knobl., *Sterculiphyllum* sp., *Rhus bergeri* sp. n., *Byttneriophyllum tiliaefolium* (Al. Braun) Knobl. et Kvač., *Tilia longebracteata* Andrae, *Rubus laticostatus* Kirchh., *Buxus pliocenica* Sap. et Mar., *Abronia pliocenica* Weyl., *Trapa moravica* Opr. et Knobl., *Spirematospermum wetzleri* (Heer) Chandl., *Vitis strictum* (Goepp.) comb. nov., *Acer vindobonensis* (Ett.) Berger, *A. tricuspdatum* Al. Br. emend. Kvač., forma *tricuspdatum* [= *Acer trilobatum* (Al. Braun); Heer], *Acer tricuspdatum* Al. Braun emend. Kvač., forma *productum* (Al. Braun) ex Ung. (Proch.), *Acer tricuspdatum* Al. Braun emend. Kvač., forma *brachyphyllum* (Heer) Proch., *Acer jurenakii* Stur, *Acer integrilobum* Web., ssp. *grangeonii* n. ssp., *Nyssa meriani* (Heer) comb. nov., *Phragmites oeningensis* Al. Braun ex Heer.

In diesem Gebiet war es möglich einige ökologisch verschiedene, in Superposition auftretende Pflanzengesellschaften nachzuweisen. Im Lüftungsschacht GV 1 in Dubňany kommen 4 verschiedene Pflanzengesellschaften vor: 1. eine Assoziation mit Wasserpflanzen (*Trapa*, *Brasenia*). 2. Eine ufernahe Assoziation (*Phragmites*). 3. eine Sumpfgesellschaft, die sich an der Entstehung des eigentlichen Kohlenflözes beteiligte. An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich vor allem Vertreter der Gattungen *Glyptostrobus*, *Nyssa*, *Byttneriophyllum*, *Alnus*. 4. Eine feuchtigkeitsliebende Assoziation (aber ohne Sumpfcharakter), die schon auf relativ trockeneren Standorten vegetierte (*Ginkgo*, *Carpinus*, *Betula*, *Fraxinus*, *Liquidambar*, *Ulmus*, *Platanus*). Die Pflanzengesellschaften stellen natürliche Biotope dar und zwar von der Vegetation der offenen Wasserfläche, über die Uferzone, den Sumpfwald zur Assoziation, die schon auf relativ trockenerem Boden vegetierte. Einige Pflanzengesellschaften kommen auch in Moravská Nová Ves vor. Hier fehlt allerdings die Sumpfgesellschaft, die die Kohlsedimentation begleitet.

Die hier nachgewiesenen Pflanzengesellschaften weisen sehr enge Beziehungen zu ähnlichen Assoziationen im österreichischen Teil des Wiener Beckens [vor allem vom Laaerberg (W. Berger 1955) und Zillingsdorf (D. Stur 1867)] auf. Die Floren aus dem Pannon haben einen ausgesprochenen miozänen Charakter. Außer den in dieser Arbeit erwähnten neuen Arten kommen im Pannon keine neuen Arten vor, so daß es in stratigraphischer Hinsicht nicht möglich ist, diese Ablagerungen von den miozänen zu unterscheiden.

Geologische Zentralanstalt,
Praha

SCHRIFTTUM

- [1] Arènes J. — Depape G., 1956: La flore burdigalienne des îles Baléares (Majorque). — Revue générale de Botanique, 66: 1—43, Taf. XV.—XIX. Paris. — [2] Berger W., 1954: Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. — Ztschft. Dtsch. Geol. Ges., 105: 228—233, 3 Abb. Hannover. — [3] Berger W., 1955: Die altpliozäne Flora des Laaerberges in Wien. — Palaeontographica B, 97: 81—113, Abb. 1—175. Stuttgart. — [4] Berger W., 1957: Pflanzenreste aus dem Mittelmiozän (Helvet) des Teiritzberges bei Stetten in Niederösterreich. — Annalen Naturhist. Museum Wien, 61: 90—5. Wien. — [5] Březina J., 1959: Předběžná zpráva o nových nálezech pyroklastického materiálu v miocenních sedimentech na Moravě a na západním Slovensku. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957: 14—5. Praha. — [6] Buday T. — Cicha I. — Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten. — 1—295, Taf. I.—XII. Bratislava. — [7] Bůžek Č., 1960: *Nyssa disseminata* (Ludwig 1857) Kirchheimer 1934 aus dem Pannon bei Poštorná in der Nähe von Břeclav (Wiener Becken, Mähren). — Věstník Ústř. úst. geol., 35:357—9, 1 Taf. Praha. — [8] Bůžek Č., 1962: *Spiromatospermum wetzleri* (Heer) Chandler aus dem Pannon des Wiener Beckens (Poštorná bei Břeclav, Mähren). — Věstník Ústř. úst. geol. 37/3/:

217–220, 1 Taf. Praha. — [9] Bůžek Č., 1962a: Příspěvek k poznání flóry pannonu v Poštorné u Břeclavi (Morava). Časop. min. geol., 7/3/: 257–9, Taf. 31–32. Praha. — Cicha I. — Paulík J. — Tejkal J., 1957: Bemerkungen zur Stratigraphie des Miozäns des südwestlichen Teiles des ausserkarpatischen Beckens in Mähren. — Sborník ÚÚG, odd. pal., 23: 307–364, Taf. 1–2. Praha. — [11] Cicha I. — Tejkal J., 1960: Les conditions de formation et l'âge des couches à Rzehakia du Miocène de la partie centrale de la Partethys. — Geolog. sborník, 11(1) : 119–136. Bratislava. — [12] Dostál A. P (ohne Jahr): Monografie sádrovce v českých zemích. Manuskript; Geogr. Inst. Ak. Wiss. Opava. — [13] Ettingshausen C. v., 1872: Die fossile Flora von Sagor in Krain I. — Denkschr. Ak. Wiss., Math.-nat. Kl., 32: 159–202, Taf. 1–10. Wien. — [14] Ettingshausen C., 1877: Die fossile Flora von Sagor in Krain II. — Ibid., 37: 161–216, Taf. XI.–XXVII. Wien. — [15] Hanzlíková E., 1959: Mikrobiostratigrafické vysvětlivky ke křídě a paleogénu generálky Olomouc. Manuskript; Geofond, Praha. — [16] Hofmann A., 1900: Fossilreste aus dem südmährischen Braunkohlenbecken bei Gaya. — Jahrb. geol. Reichsanst., 50(1) : 47–50, Taf. IV.–V. Wien. — [17] Holý F., 1964: Zpráva o paleobotanickém výzkumu terciérních a kvartérních usazenin žitavské pánve (lom Kristina). Zprávy o geol. výzk. v r. 1963: 218–220. Praha. — [18] Heer O., 1859: Die tertiäre Flora der Schweiz III. — 1–378, Taf. 101–155. Winterthur. — [19] Jüttner K., 1938: Das Neogen des unteren Thayalandes. — Verh. geol. Bundesanst. 11–12: 201–224. Wien. — [20] Kalabis V. 1950: New Localities of Moravian Tertiary Flora. — Acta rerum natur. distr. ostrav., 11:273. Ostrava. — [21] Kalabis V., 1950a: New Paleontological Finds in the Moravian Paleogene. — Acta rerum natur. distr. ostrav., 11(4) : 322–4, 1 Taf. Ostrava. — [22] Kalabis V., 1957: Ordnung Syngnathiformes Berg, 1840 (Pisces) aus dem mährischen Paläogen. — Časop. min. geol. 2: 261–74, 3 Taf. Praha. — [23] Kalabis V., 1966: Předběžná zpráva o rybí fauně ždánicko-hustopečského souvrství na lokalitě Krumvíř. Zprávy o geol. výzk. v r. 1964: 321–2. Praha. — [24] Kalášek J. et al., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200000 Brno (M-33-XXIX). — 1–256, Taf. 1–13, 1 Karte. Praha. — [25] Kapounek J. — Papp A. — Turnovský K., 1960: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älteren Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. — Verh. Geol. Bundesanst., Wien, 1960(2): 217–226. Wien. — [26] Knobloch E., 1962: Předběžná zpráva o paleobotanických výzkumech v moravském terciéru (list Brno — 4357, Hodonín — 4458, Mikulov — 4457, Ostrava — 4060, Přerov — 4259, Znojmo — 4456). Zprávy o geol. výzk. v r. 1961: 215–7. Praha. — [27] Knobloch E., 1962a: Neue Pflanzenfunde aus dem Pannon der Umgebung von Hodonín (Wiener Becken). — Časop. min. geol., 7: 358–360, 1 Taf. Praha. — [28] Knobloch E., 1963: Die Floren des südmährischen Neogens. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1963–1: 1–11, 1 Karte. Stuttgart. — [29] Knobloch E., 1963a: Nové rostlinné nálezy z moravského neogénu (M-33-118-B, M-33-117-A, M-33-106-D, M-33-119-D, M-33-119-C, M-33-84-B). Zprávy o geol. výzk. v r. 1962: 239–240. Praha. — [30] Knobloch E., 1964: Rostlinná společenstva v pliocénu moravské části vídeňské pánve. Zprávy o geol. výzk. v r. 1963: 271–2. Praha. — [31] Knobloch E., 1965: Pliocenní květena moravské části vídeňské pánve. Manuskript; Kandid.-Diss. Arbeit; Geofond, Praha. — [32] Knobloch E., 1967: Die Flora der Karpatischen Serie. — In: Chronostratigraphie und Stratotypen, 1, Zeitbegriff (Stufe) Karpatien M₃. Bratislava. Im Druck. — [33] Knobloch E. — Kvaček Z., 1965: Byttneriophyllum tiliaefolium (Al. Braun) Knobloch et Kvaček in der tertiären Floren der Nordhalbkugel. — SGV, Reihe P, 5 : 123–166, Taf. I.–XII, 10 Abb. Praha. — [34] Kvaček Z., 1965: Vývoj květeny hnědouhelných močálů v českých zemích během mladších třetihor. Manuskript; Kandid.-Diss. Arbeit; Geofond, Praha. — [35] Mai D. H., 1964: Die Mastixioideen-Flora

im Tertiär der Oberlausitz. — Paläont. Abh. B, 2(1): 1—192, 19 Abb, Taf. I.—XVI. Berlin. — [36] Opravil E. — Knobloch E., 1967: *Trapa moravica* sp. nov. — eine neue Wassernuß aus dem Pannon des Wiener Beckens. — *Preslia*, 1967. Praha. Im Druck. — [37] Papp A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. — *Mitt. Geol. Ges. Wien* 39—41: 99—193. Wien. — [38] Paulík J., 1951: Příspěvek k poznání terciární flóry Moravy. Manuscript; Naturwiss. Fak. d. Univ. J. Purkyně, Brno. — [39] Paulík J. — Tejkal J., 1954: Zpráva o výzkumu onkoforových písků v r. 1953. *Zprávy o geol. výzk. v r. 1953*: 150—4. Praha. — [40] Pokorný V., 1949: Řasa *Chalmasia Morelleti* n. sp. v československém sarmatu. *Rozpravy II. tř. Čes. Akad.*, 58(3): 7, 2 Taf. Praha. — [41] Rzehak A., 1888: Ueber das Braunkohlenvorkommen von Unter-Themenau in Niederösterreich. — *Verh. geol. Reichsanst.*, 1888(4): 103—4. Wien. — [42] Rzehak A., 1923: Das mährische Tertiär. — *Knihovna Stát. geol. úst.*, 3a: 1—51. Praha. — [43] Sch nabel F., 1937: Geologie Masarykova kraje. — Hodonín. — [44] Š p a l e k V., 1934: Das Neogen des Bodens der Stadt Znaim. — *Sborník klubu přírodověd. Brno*, 17: 1—15, Karte. Brno. [45] Š p a l e k V., 1937: Die Entwicklung der Neogen-Sedimente in dem Gebiete zwischen Brünn, Znaim und Nikolsburg. — *Publ. Fac. Sc. univ. Masaryk Brno*, 247: 1—35. Brno. — [46] Stejskalová M., 1955: Zpráva o výzkumu smolínských písků a jejich vztahy k písčitém sedimentům jižně od Brna (List spec. mapy Brno — 4357). *Zprávy o geol. výzk. v r. 1954*: 160—3. Praha. — [47] Stejskalová M. — Cicha I., 1959: Einige Bemerkungen zu den Beziehungen der Sande von Žabčice zu den Sanden bei Smolín. — *Acta musei moraviae*, 44:63-8. Brno. — [48] Š t u r D., 1867: Beiträge zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithiensichten im Wiener und Ungarischen Becken. — *Jahrb. geol. Reichsanst.*, 17: 77—188, Taf. III.—V. Wien. — [49] Unger F., 1851: Die fossille Flora von Sotzka. — *Denkschr. Ak. Wiss. Wien, Math.-nat. Kl.*, 2: 130—197, Taf. XXII.—LXVIII. Wien. [50] Unger F., 1861: *Sylloge plantarum fossilium*. — *Denkschr. Ak. Wiss., Math.-nat. Kl.*, 19: 1—48, Taf. I.—XXI. Wien.

IMRICH VAŠKOVSKÝ

ÜBER DAS QUARTÄR DER DONAUNIEDERUNG

Die Donautiefenebene ist ein Bestandteil des Beckens, dessen überwiegender Teil — Kisalföld (kleine ungarische Tiefebene) sich auf dem ungarischen Territorium befindet. Auf dem Territorium der ČSSR ist sie durch morphologisch auffallende kristallin-mesozoische und neovulkanische Gebirge begrenzt, die absolute Höhe von 1000—1200 m (seltener bis 1500 m) erreichen. Auf dem eigentlichen Gebiete der Donautiefenebene 107 bis 250 m, seltener bis 300 m. Im NW begrenzen das Gebiet der Donautiefenebene Kleine Karpaten, im N dringt sie zwischen Kleine Karpaten und Považský Inovec bis zu den Gebirgen Strážovská hornatina und Tribeč ein. Im NO und O ist sie durch das slowakische vulkanische Mittelgebirge und in Ungarn durch das Börzsöny-Gebirge begrenzt. Die Begrenzung gegen die kristallin-mesozoische Gebirge ist tektonisch, durch das System der Brüche gebildet, wo dann die neogene Füllung der Donautiefenebene mit den anliegenden Gebirgen in direktem Kontakt ist.

Das Gebiet der Donautiefenebene selbst stellt eine tiefe Depression dar, die unregelmässig mit den genetisch und lithologisch unterschiedlichen Sedimenten des Tertiärs und Quartärs ausgefüllt ist. Ihre Entwicklungsphasen fallen in den Zeitabschnitt Paläogen — Miozän (Eozän — Sarmat), setzen weiter im Pliozän (Pannon — Pont) bis Pleistozän fort und sind bisher nicht beendet. Die Bildung dieser Depression wurde durch den subsequenten und finalen Vulkanismus begleitet (im Torton, der mit Unterbrechung auch im Sarmat und Pannon fortsetzte), der hauptsächlich in den Gebieten des Verlaufes der wichtigsten Tiefbrüche in ihrem Liegenden konzentriert ist. Gegenwärtige geographische Begrenzung und Form der Donautiefenebene entspricht in groben Zügen dem Umfang der Überschwemmungen im Pliozän, besonders in seiner letzten Entwicklungsetappe.

Im Relief der Donautiefenebene treten drei morphologische Gebilde hervor: Donauebene, Gebiet der pleistozänen Terrassen und die Hügelländer, resp. Plateaus (Trnava, Nitra, Hron, Žitava, Ipeľ).

Für die Donautiefebene ist die Fläche mit zahlreichen kleinen Denivellements, mit mässigem NS und SO Fallen charakteristisch. Absolute Höhen der Oberfläche bewegen sich zwischen 106—175 m. Sie ist durch die Ablagerungen der Donau und ihrer linken Nebenflüsse (Váh, Nitra, Žitava, Hron und Ipeľ) aufgebaut. Der charakteristischeste Teil in der Donauebene ist die Insel Žitný ostrov, die durch die Kleine und Grosse Donau begrenzt ist. Dieses Gebiet stellt junge strukturelle Ebene dar, die sich unter der Einwirkung der Donau noch immer formiert.

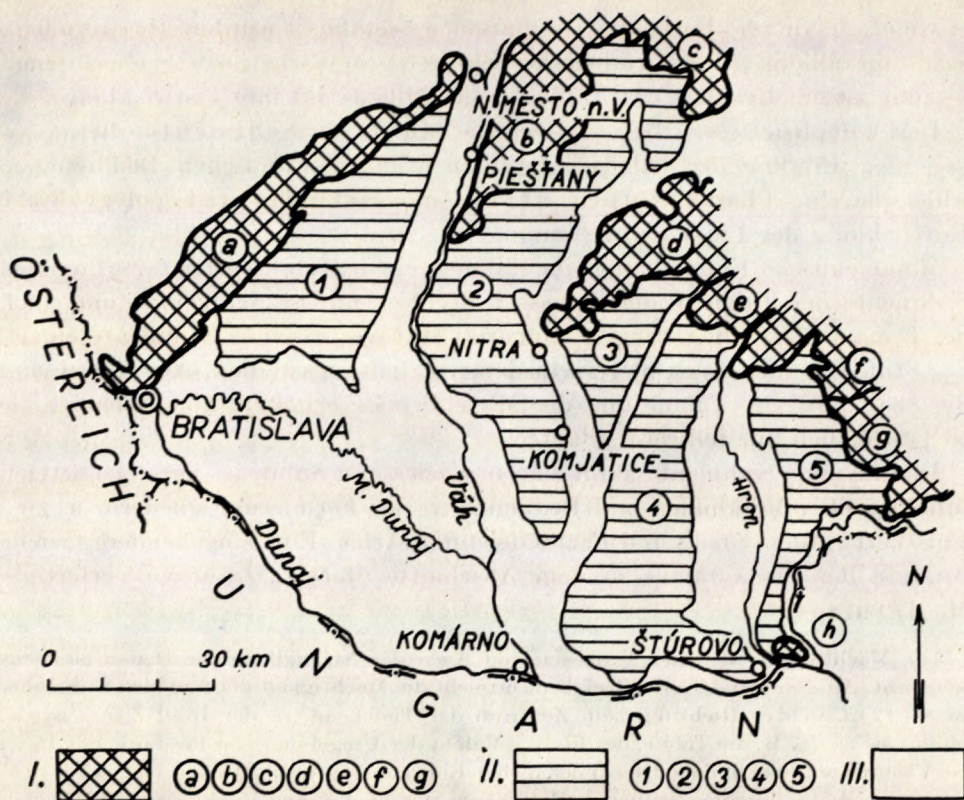
Ein weiteres, kleineres morphologisches Gebilde zwischen der Donauebene und den Hügelländern ist das Gebiet der pleistozänen Flussterrassen, das man niederes Hügelland nennt (Lukniš — Bučko 1953). Pleistozäne Terrassen haben sich längs einzelner Flüsse (den Fluss Váh ausgenommen), besonders an ihrer rechten Seite, erhalten. Im ganzen unterscheidet man (Hromádka 1931, 1943; Ispaits 1943; Seneš 1949; Kéz 1939; Lukniš — Bučko 1953; Pécsi 1958—1959) 3 bis 5 Terrassen.

Morphologisch wenig ausgeprägt ist die Hochterrasse. Ihre Basis ist 16 bis 21 m über dem Niveau der Donau und ihrer Nebenflüsse. Die Oberfläche ist mit Löss maskiert. Nächste Terrasse, die Mittelterrasse, ist im Flächenausmass die verbreitetste, sie befindet sich in allen Tälern der Nebenflüsse, auch im Donautal selbst. Ihre Basis befindet sich in der Höhe der Oberfläche der Talauen. Auf ihrer Oberfläche gibt es gewöhnlich Löss, seltener Flugsande (Chotín — Šrobárová — Moča). Kleinere Verbreitung als die vorerwähnte, hat die Niederterrasse, die von der Mittelterrasse und von der Donauebene ziemlich oft durch ausgeprägte Kanten getrennt ist. Sie besitzt gemeinsame Basis mit der Talaue, so dass sie einheitliche sedimentäre Ausfüllung des Tales bildet. Im Abschnitt unter der Stadt Nové Zámky und in der Umgebung von Hurbanovo fällt ihr Liegendes in SW Richtung gegen die Insel Žitný ostrov. Die Oberfläche ist oft mit Flugsanden bedeckt.

Die grösste Fläche des Gebietes der Donautiefebene nehmen die Hügelländer ein. Zwischen Kleinen Karpaten und dem Váh-Tal breitet sich das *Trnava-Hügelland* (resp. Plateau), zwischen den Tälern der Flüsse Váh und Nitra das *Nitra-Hügelland*, westlich von dem Hron-Tal das *Hron-Hügelland* und östlich von dem Hron das *Ipeľ-Hügelland* aus.

Die Hügelländer bilden höhere morphologische Stufe über den Talauen (über der Donauebene). Sie erreichen verschiedene Seehöhen, konstante Seehöhe ist ca 200—250 m. Sie sind durch mässig gewelltes Relief (des Hügelland-Charakters) kennzeichnend, mit dem Denivellement ca 100 m. Der Genese und dem Charakter des Reliefs nach ist das Ipeľ-Hügelland eher eine Fortsetzung des Börzsöny-Gebirges aus Ungarn und gehört nicht in die Donautiefebene (Halouska 1965). Auf den Hügelländern gibt es mächtige Decken der Lösskomplexe, unter welchen manchmal oft die Roterden vorkommen.

*



Orographische Gliederung der Donauniederung und anliegender Gebirge (nach J. Hromádka zusammengestellt durch I. Vaškovský)

I – Gebirge: a – Kleine Karpaten, b – Považský Inovec, c – Strážovská hornatina, d – Tribeč, e – Pohronský Inovec, f – Štiavnické pohorie, g – Krupinská vrchovina, h – Kováčovské kopce; II – Hügellandgebiete: 1 – Trnava, 2 – Nitra, 3 – Žitava, 4 – Hron, 5 – Ipeľ-Hügelland; III – Donauebene

Morphologische Entwicklung der Donautiefene während des Quartärs knüpft an den strukturell-geologischen, geomorphologischen Plan der älteren Perioden, besonders des Oberpliozäns. An der morphologischen Formierung des Gebietes der Donautiefene während des Quartärs nahmen mehrere Faktoren teil, besonders die Tätigkeit des fließenden Wassers, des Windes, intensivere Geltendmachung der Verwitterungsprozesse, einschliesslich der bodenbildenden, die Solifluktion, Flächenspülung usw. Die Teilnahme der Sedimentationsprozesse herrschte jedoch vor.

Die räumliche Verteilung und die Zusammensetzung der quartären Sedimente im Gebiete der Donautiefene spiegelt den Einfluss der jungen tektonischen Bewegungen, der Sedimentations-, Denudations- und pedogenetischen Prozes-

se wider, die durch klimatische Oszillationen beeinflusst wurden. Ihre lithologische (granulometrische, mineralogisch-petrographische usw.) Zusammensetzung ist ein Resultat des Einflusses des Milieus auf ihre Entwicklung.

Den kompliziertesten Bau besitzen die fluvialen Sedimente, die besonders den Einfluss der paläogeographischen und tektonischen Bedingungen widerspiegeln. Charakteristisch ist die monozyklische und polyzyklische Entwicklung der Flussanschwemmungen.

Monozyklische Entwicklung (im Rahmen einer Stufe) besitzen die fluvialen Sedimente der Talauen, der Terrassen der Nebenflüsse der Donau und auch der Donau selbst im Abschnitt Komárno-Štúrovo. Fluviale Sedimente einzelner Stufen befinden sich in verschiedenen Erhaltungsstadien. Am besten sind die Sedimente der Talaue und der Mittelterrasse erhalten. Die Hochterrasse ist gewöhnlich nur teilweise erhalten.

Die fluvialen Sedimente kann man in Fazies und Subfazies mit eigenartigen lithologischen Merkmalen und Bedingungen der Formierung gliedern, u. zw.: Flussbett-, Auen-Fazies und Fazies der toten Arme. Eine eingehendere fazielle Analyse der Donautalaue in dem Abschnitte Moča — Štúrovo verfertigte M. Matula (1962).

Die Mächtigkeit einzelner Terrassen und Auen der Nebenflüsse der Donau ist nicht konstant. An den Rändern der Tiefebene erreicht die Mächtigkeit der fluvialen Sedimente ca 8—12 m, in der Richtung zum Zentrum der Tiefebene, zu der Insel Žitný ostrov, nimmt sie zu (z. B. die Talaue des Flusses Váh in der Umgebung von Piešťany hat 15 m, bei Vlčany bis 100 m und niedriger noch mehr). Eine konstante Mächtigkeit von ca 7—10 m erhalten sich die fluvialen Sedimente der Talaue, der Nieder- und Hochterrasse der Donau im Abschnitt Kližská Nemá — Komárno — Štúrovo.

Eine ausgeprägte polyzyklische Entwicklung der fluvialen Sedimente findet man im Gebiete der Insel Žitný ostrov. In diesem Gebiete verlief die allmähliche Sedimentation des migrierenden Wasserlaufes der Donau unter den Bedingungen der synsedimentären Senkungen. Die grösste Mächtigkeit der fluvialen Sedimente auf der Insel, bis 250 m, kommt SW von Dunajská Streda vor. In der W-Richtung gegen Bratislava verringert sich diese Mächtigkeit auf 30—15 m.

Granulometrische Zusammensetzung der fluvialen Sedimente ist verschiedenartig; vertreten sind die Schotterande, Sande, Lehme, resp. auch Tone und vereinzelt auch kleinere Steinblöcke. Auf dem Gebiet von Žitný ostrov herrschen die Schotterande und Sande mit vereinzelt Steinblöcken vor, selten kommen lehmige, resp. tonige Sedimente vor. Dagegen ist in übrigen Gebieten das Verhältnis der Sedimente (Schotterand, Sand und Lehm) mehr oder weniger ausgeglichen. Zu den Änderungen in der granulometrischen Zusammensetzung der fluvialen Sedimente kommt es nicht nur im Rahmen einzelner Entwicklungszyklen (an der Basis gröberes Material, das sich all-

mählich verfeinert), sondern auch in der Längsrichtung der Flüsse. Am markantesten zeigt es sich im Längslauf der Donau, wo unter Bratislava (im oberen Teil der Insel Žitný ostrov) gröberes Schottermaterial vorherrscht und in der Umgebung von Štúrovo wird dieses Material feiner und herrscht feiner Schotter, grober Sand usw. vor. Mit der Korngrösse des Materials ändert sich auch seine Bearbeitung. Im allgemeinen zeichnet sich das Schottergeröll durch gute Abrundung aus.

Die petrographische Zusammensetzung zeugt von der Herkunft des Schottermaterials aus der Region der Alpen und Karpaten. In den Ablagerungen der Donau befinden sich Gesteine der Alpen-Region, in den Nebenflüssen Gesteine der Karpaten-Region.

In der petrographischen Zusammensetzung der Donauablagerungen herrschen nach D. Minaříková (1966) Quarzite und Quarze vor (75–80 %), dann gibt es 5 % Silizite und den Rest bilden kristalline Schiefer, Sandsteine, weniger granitische Gesteine und Kalksteine. Im Abschnitt Komárno – Štúrovo treten auch Pyroxen-Andesite bei. In der Stromrichtung der Donau fallen allmählich die weniger widerstandsfähigen Gesteine, wie Sandsteine, Kalksteine, granitische Gesteine und kristalline Schiefer aus. In der schweren Fraktion herrschen die aus den metamorphisierten Gesteinen stammenden Mineralien vor: Granat (30–50 %), Amphibol (10–25 %), Opakmineralien (10–15 %), Mineralien der Zoisit-Epidot-Gruppe (10–15 %). Im Abschnitt Komárno – Štúrovo kommt kleine Menge von Hypersthen hinzu (gegen 2 %).

In der Talaue des Flusses Váh (in der Umgebung von Šala) herrschen nach M. Horniš (1956) Quarzite und Quarz (52 %), Granite (20 %), Sandsteine (16 %) vor, weniger Kalksteine (5 %) und Konglomerate (3 %). Bloss in kleinem Masse sind amorphe Silikate, basische Ergussgesteine und Gneise vertreten. Nach M. Mišík (1956) ist die schwere Fraktion an diesen Stellen folgend vertreten: Granate 23 %, Amphibole 6 %, Hypersthene 18 %, Opakmineralien 17 %, Zoisit-Epidot-Gruppe 10 %, trübe Mineralien 16 %; die übrigen Mineralien, wie Staurolith, Disthen, Sillimanit, Zirkon, Rutil u. ä. sind nur schwach vertreten.

Die Talauen der übrigen Nebenflüsse der Donau (Nitra, Žitava, Hron und Ipel) besitzen übereinstimmende petrographische und mineralogische Zusammensetzung. In der schweren Fraktion herrschen Hypersthene (50–70 %), Opakmineralien (20–40 %) vor, weniger kommen Amphibole und Granate vor (gegen 2 %). Die übrigen Mineralien sind bloss unbedeutend vertreten.

An die Entwicklung der fluvialen Sedimente ist auch das Vorkommen der *organischen Sedimente* (Moore) gebunden, die sich auf ihrer Oberfläche befinden, wo sie die Depressionen ausfüllen. Es handelt sich praktisch um die Fazies der toten Flussarme und um in verschiedenen Tiefen auf der Insel Žitný ostrov in der Form von kleinen Linsen begrabene Fazies.

Flugsande in der Donautiefenebene kommen in dem Donautal auf der Nieder- und Mittelterrasse vor. Sie haben schwankende Mächtigkeit von 2–25 m. Sie sind fein- bis sehr feinkörnig, mit den grobkörnigeren Lagen, stellenweise sind sie verlehmt, oder mit grösserem Gehalt an Staub. Sie sind lichtbraun bis braungelb. Die Bearbeitung der Körner ist verschieden, es herrschen

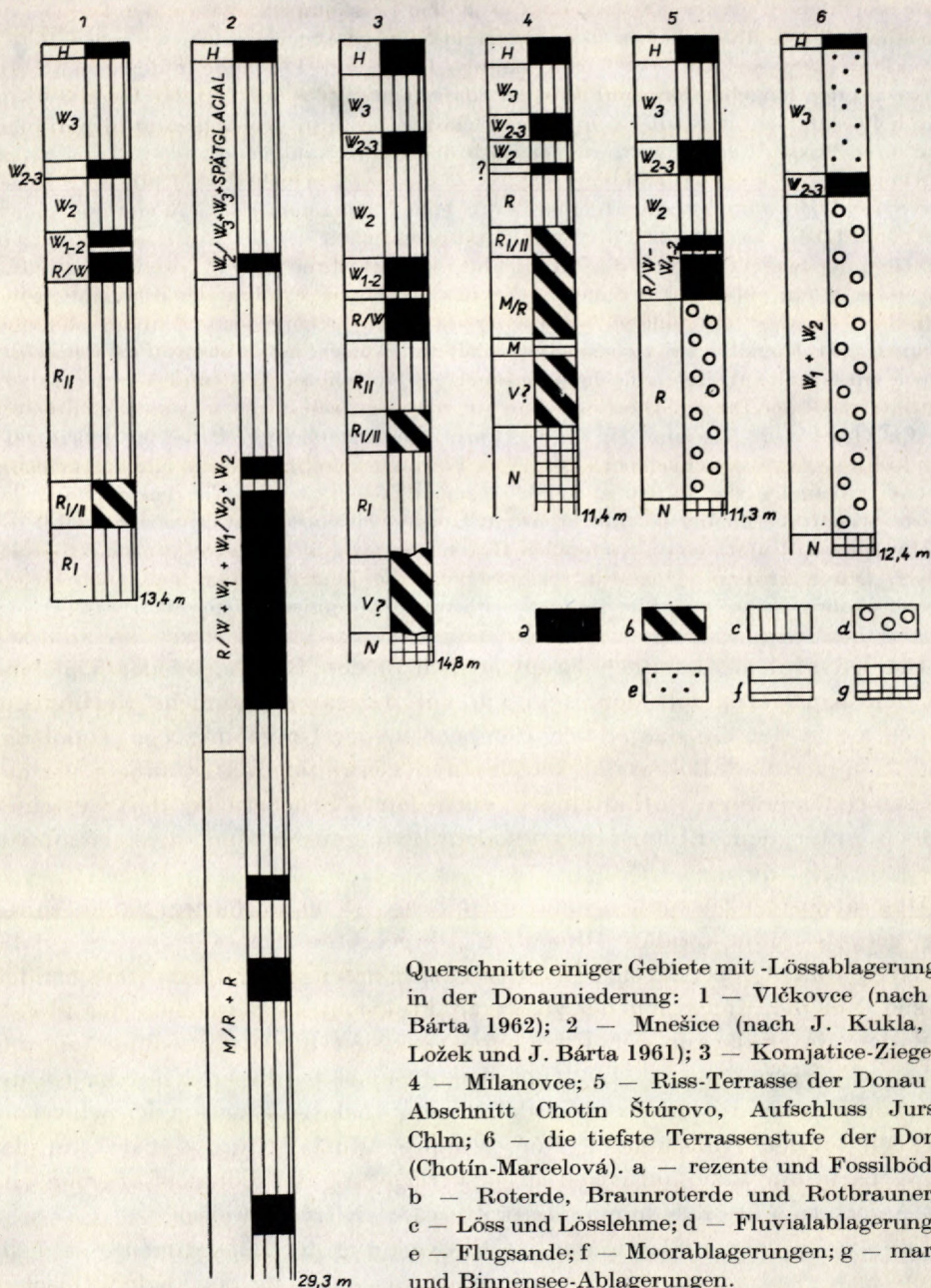
wenig abgerundete Körner vor. Durch die granulometrische Zusammensetzung ist oft die Kreuzschichtung ausgeprägt, die man in manchen Aufschlüssen in der Umgebung von Nesvady, Hurbanovo, Chotín, Marcelová usw. beobachten kann. Es ist für sie charakteristisch, dass sie kalkig sind und oft Kalkkonkretionen enthalten. Bisher wurden die Flugsande im Zwischenstromland der Flüsse Váh, Nitra und Žitava, dann im sog. Dünengebiet (nach Janšák 1950) zwischen Hurbanovo, Chotín und Moča und im Walde Čenkovský les eingehender studiert.

In der mineralogischen Zusammensetzung herrscht Quarz vor, der bis 90 % erreicht und die Feldspate (8–14 %). Wie Minaříková zeigt, beobachtet man grössere Unterschiede in der Vertretung der Mineralien der schweren Fraktion. In der Umgebung von Balvany und im westlichen Teil des Zwischenstromlandes Váh – Nitra herrscht Granat (20–25 %), Erzminerale (25–36 %), Amphibol (12–15 %), Epidot-Zoisit (5–12 %) vor, seltener ist Hypersthen und Augit (3 %) und ganz selten sind die übrigen, wie Sillimanit, Zirkon, Rutil, Turmalin usw. Im östlichen Teil des Zwischenstromlandes der Flüsse Váh, Nitra, Žitava sowie in dem eigentlichen Dünengebiet steigt hoch der Gehalt an Hypersthen und Augit (30–35 %), es gibt weniger Erzminerale (10–15 %), Granate (3–16 %), Amphibol (1–3 %); die übrigen Mineralien haben nur kleine Vertretung (gegen 1 %). Im Walde Čenkovský les steigt wiederum der Gehalt an Granat (26–40 %), Amphibol (20 %), Erzminerale (10–15 %), Epidot-Zoisit (10–15 % und der Augit- und Hypersthen-Gehalt fällt bis 1 %.

Was den Ursprung der Flugsande in der Donautiefenebene betrifft, sind wir der Meinung, dass sie auch durch das Auswehen der fluvialen Sedimente der Donauebene entstanden sind, worauf auch die Übereinstimmung ihrer mineralogischen Zusammensetzung der schweren Fraktion aus den Sedimenten dieses Gebietes, sowie geringe Bearbeitung hinweist, was von ihrer kurzen äolischen Entwicklung und Transport zeugt. J. Pelíšek (1963) gibt auch die Möglichkeit ihres Auswehens aus den Pont-Sedimenten zu.

In den Flugsanden treffen wir auch *begrabene Fossilböden* (des Paradendzin-Typus, Braunerden, wabenartiger „Podsol“), z. B. in den Aufschlüssen in der Umgebung von Nesvady, Chotín, Čenkovský les usw. Von grösserer stratigraphischer Bedeutung sind die Fossilböden auf den Hügeln Mačanské kopce (Bárta 1957), die auf das Anwehen der Sande während der äolischen Phasen der Würmeiszeit hinweisen.

Löss und Lösslehm sind die räumlich verbreitetsten quartären Sedimente der Donautiefenebene; trotzdem besitzen sie ziemlich übereinstimmende Eigenschaften. Die Lösssedimente sind im wesentlichen lichtbraungelbe, bis bräunliche staubige Lehme mit grünlichgrauem Farbton. In der granulometrischen Zusammensetzung herrschen Staubteilchen vor, jedoch parallel mit ihrer Raumverbreitung kommt es zu bestimmten Änderungen in der gegenseitigen Vertretung der sandigen und lehmigen Fraktionen. Löss der Hügelländer, an den Rändern der Hügelländer, näher zu den Flusstälern, ist sandiger, während er in der Richtung zum Zentrum der Hügelländer und gegen Osten lehmiger ist.



Querschnitte einiger Gebiete mit -Lössablagerungen in der Donauniederung: 1 – Vlčkovce (nach J. Bárta 1962); 2 – Mnešice (nach J. Kukla, V. Ložek und J. Bárta 1961); 3 – Komjatice-Ziegelei; 4 – Milanovce; 5 – Riss-Terrasse der Donau im Abschnitt Chotín Štúrovo, Aufschluss Jurský Chlm; 6 – die tiefste Terrassenstufe der Donau (Chotín-Marcelová). a – rezente und Fossilböden; b – Roterde, Braunroterde und Rotbraunerde; c – Löss und Lösslehme; d – Fluvialablagerungen; e – Flugsande; f – Moorablagerungen; g – marine und Binnensee-Ablagerungen.

Zu markanteren Änderungen in der granulometrischen Zusammensetzung auf verhältnismässig kleinen Entfernungen kommt es in dem Lösskomplex, der auf der Terrasse der Donau, in ihrem Tal zwischen Šrobárovo und Štúrovo abgelagert ist, wo schon Horu-sitzsky (1898) sog. typische Lössе, sandige Lössе und Lössande unterscheidet. Die Lössе auf den Hügelländern sind grösstenteils schichtungslos und einzelne Horizonte sind durch Fossilböden getrennt (Komjatice, Vlčkovce usw.); in den Lössen an den Hängen und ihren Füßen wechsellagern an der Basis die feinen, staubigen Sande mit den Bruchstücken der Gesteine und staubiger Lehme, so dass sie geschichtet sind (die Mächtigkeit der Serien schwankt zwischen 0,5 bis 3 m); höher übergehen sie in monotone, schichtungslose Lössе (von 0,8 bis 2 m). Die Gesamtmächtigkeit der Gehängelössе ist bis 20 m. Der Typ der Schichtung und die Anwesenheit von schichtungslosen Lössen weist darauf hin, dass es um polygenes Sediment geht, das unter dem Einfluss der diluvialen, sowie äolischen Prozesse entstanden ist. Die typischsten Gehängelössе sind an südlichen Hängen des Hügellandes Hronská pahorkatina (Aufschluss Modrany) und Belanské kopce entwickelt. Weiter trifft man sie auch im Aufschluss Búč und Vojnice auf der Mittelterrasse der Donau. Die Lösssedimente zeichnen sich durch schwankenden Gehalt an CaCO_3 (15–25 %) aus, der in der Form von Osteokollen, Pseudomyzelien, oder Konkretionen von verschiedener Grösse und Form vorkommt. Grössere Konkretionen bis 20 cm \varnothing befinden sich in den mittelpleistozänen Lössen, während in den jüngeren ihre Grösse wesentlich kleiner ist. Zur grösseren Konzentration des CaCO_3 kommt es bei den B-Horizonten (Unterboden) der fossilen Böden. Weiter gibt es makro- und mikroporige Lössе. Durch grössere Porosität zeichnen sich die jüngeren Lössе aus, während die älteren mehr gesetzt sind. Für die Lössе ist säulige Absonderung charakteristisch.

Die Lösslehme kommen hauptsächlich in den Randteilen der Tiefebene an den Kontakten mit den Gebirgen vor. Grössere räumliche Verbreitung haben sie in dem Ausläufer der Tiefebene in der Umgebung von Topolčany und Bánovce nad Bebravou. Durch ihren Gesamtcharakter ähneln sie den Lössen (stellenweise enthalten sie auch feine Bruchstücke der Gesteine), jedoch unter dem Einfluss der lokalen Bedingungen sind sie karbonatfrei geworden (K. Žebera 1958).

Mineralogische Zusammensetzung der Lössе ist ungleichartig. Sie enthalten sog. geerbte und sekundäre Mineralien. Die geerbten Mineralien weisen auf das Muttersediment, aus dem sich die Lössе entwickelten, hin. Grösstenteils handelt es sich um die Mineralien der schweren Fraktion, nach welchen der grösste Teil des Materials aus der Umgebung, aus den fluvialen Sedimenten und nahen Gebirgen stammt. Ein typischer Beispiel in dieser Hinsicht ist der Lösskomplex auf der Hochterrasse der Donau, wo die Assoziation der Schwermi-neralien in den Aufschlüssen Búč, Vojnice, Mužla, Štúrovo usw. auf das Abwechseln und auch auf gegenseitige Verlagerung der Donauassoziation und der Assoziation des Zusammenflusses Žitava — Nitra hinweisen.

Für die zeitliche Bestimmung der Entwicklung der Lösssedimente sind die Faunareste sowohl in den Lössen selbst als auch in den paläolithischen Siedlungen behilflich, die von der Verbreitung in den oberpleistozänen Lössen der Mammutfauna mit *Mammuthus primigenius* (Blum.), d. h. dem Komplex

der kälteliebenden Lebewesen zeugen. Diese Ergebnisse ergänzen auch die Untersuchungen der Molluskenfauna, die — wie Ložek (1964) anführt — eine eigenartige autochthone Fauna bilden, die sich von der fossilen und rezenten Fauna auffallend unterscheidet. Neben der terrestrischen Fauna, besonders in manchen Aufschlüssen der mittleren Stufe der Donau und an der Basis des Lösskomplexes, befindet sich das Gemenge von der terrestrischen und limnischen Assoziationen, d. h. die sog. Sumpflösse.

Interessant sind die Ergebnisse des Studiums der geochemischen Prozesse in den Lösskomplexen (Vaškovská 1963) von dem Trnava-Hügelland. Die Fossilböden besitzen hohen Gehalt an Lettenfraktion und sichtbar höheren Koeffizient der Mikroaggregation, als die Löss. Zum Beispiel in dem Aufschluss Zamarovce hat der Fossilboden einen höheren Koeffizient der Mikroaggregation als 22 %, der hangende Löss weniger als 13 %. Ähnlich ist es auch in Mnešice. Der Löss W_3 besitzt einen K. der Mikroaggregation weniger als 13 %, und der Koeffizient der Mikroaggregation der Fossilböden (PK-II und PK-III) ist 20–24 %. Ähnliche Situation ist auch in weiteren Aufschlüssen.

Die bisher durchgeführte Untersuchung zeigt, dass sich die Lösssedimente in kalten klimatischen Bedingungen entwickelten, grösstenteils wurde das Material am ähnlichen Wege gebracht, wozu die physikalische Verwitterung behilflich war; die postsedimentären Prozesse gaben ihnen die heutige Form.

Überwiegender Teil der Löss und der Lösslehme in der Donautiefenebene stammt aus der Würmeiszeit (Žebera 1958). Sie sind auf der Mittelterrasse und auf den Hügelländern abgelagert. Seltener sind die Löss der Risseiszeit. Bekannt sind sie aus den Aufschlüssen Moravany, Vlčkovce, Mnešice bei Nové Mesto nad Váhom, Komjatice, Milanovce u. ä., auf den Hügelländern und auf der Hochterrasse bei Vrable. Vereinzelt sind die Lössvorkommen in der Mindeleiszeit (Mnešice).

Die Fossilböden sind hauptsächlich an die Lösskomplexe der Hügelländer und der Terrassen gebunden. Im Gehängelöss kommen sie selten vor (Aufschluss Modrany) und nur schwach sind sie in den Flugsanden entwickelt. Die Fossilböden waren nicht an allen Stellen gleich entwickelt. Am besten sieht man es im unteren Váh-Gebiet zwischen Trenčín und Piešťany. Weiter kam es an manchen Stellen zur Erosion der oberen Glieder des Oberbodens (A-Horizont) und es erhielten sich bloss die unteren Glieder (Vlčkovce, Milanovce usw.), oder es kam zu ihrer Störung durch die Kryoturbation (in der Umgebung von Marcelová, Komjatice).

Im Gebiet der Donautiefenebene kann man einige Typen und Subtypen der Fossilböden unterscheiden, deren Entwicklung während des Quartärs verlief: *Roterden*, *Braunroterden*, *Rotbraunerden*, *Schwarzerden*, *Braunerden*, usw. (siehe auch Ložek — Smolíková 1965).

Als Fossilböden, die teilweise auch während des ältesten Quartärs entstanden, betrachten wir die *Roterden*, die ausschliesslich auf den Hügelländern häufig

vorkommen. Sie liegen auf den Pont-, Levant- und Sarmatsedimenten meist mit kontinuierlichem Übergang, nur stellenweise (SW von Belá na Dubníku) sind sie resedimentiert. In ihrem Hangenden kommen am häufigsten Löss (Komjatice, Milanovce), diluviale Sedimente (Čermáň), oder Sumpfsedimente (W von Milanovce) vor. Der Kontakt mit den Lössen ist gewöhnlich ausgeprägt, uneben, oft auf die Erosion hindeutend (die Sonde Komjatice — Ziegelwerk). Die Mächtigkeit der Roterde schwankt zwischen 2—4 m, maximal 20 m (die Bohrung NO von Šrobárovo; es handelt sich um Resedimentation). Im Bodenprofil herrscht rote bis dunkelrote Farbe mit mehreren Farbtönen vor. *Humus* ist sehr schwach entwickelt, oder überhaupt fehlt.

Die Roterden enthalten zahlreiche Lettenteilehen, sind fest, plastisch, mit feinbröckeliger Struktur. Weiter sind in ihnen Eisen-Mangan-Konkretionen in Erbsengrösse und kalkige Lösskindel (bis 5 cm) zerstreut, obwohl ihre Grundmasse nicht kalkig ist. Stellenweise kommt es zur grösseren Konzentration von CaCO_3 , so dass sich ein Konkretionshorizont bildet. Chemische Zusammensetzung der Roterde aus den Aufschlüssen Čermáň und Komjatice ist folgend: SiO_2 (65—68 %), Al_2O_3 (12—15 %), Fe_2O_3 gegen 5 %, Ca bis 4 %, Mg bis 3 %, TiO_2 bis 1 %, P_2O_5 (0,14—0,20 %), MnO (0,12—0,18 %), K_2O bis 3 %, Na_2O bis 1 %, FeO (1—2 %). Den Pollenanalysen nach (E. Planderová) hat man Sporen der Schwämme, Gattung *Corylus*, *Pinus silvestris* und Pflanzentypen NAP festgestellt. In der Sonde Komjatice wurde auch *Castanea*, Familie *Myriaceae* und auch Coniferen des Typus *Taxodiaceae* festgestellt.

Die *fossilen Braunroterden* kommen in der Donautiefenebene häufiger vor, als die Roterden. Sie sind auf den Hügelländern bekannt und neuerdings wurden sie von J. Harčár (1966) auch auf der Hochterrasse (Mindel) im Žitava-Flusstal in der Umgebung von Vrable festgestellt. Auf den Hügelländern sind sie auf den diluvialen Sedimenten (Čermáň), oder auf den Sumpfsedimenten (W von Milanovce) entwickelt. In ihrem Hangenden kommen gewöhnlich Löss vor. Die Mächtigkeit der Rotbraunerden ist 2—3,5 m. Sie besitzen feinbröckelige bis knollige Struktur. Die Berührung mit dem hangenden Löss ist ziemlich ausdruckslos, man beobachtet Frostwirbel bzw. Frostkeile (0,50—1,20 m), die mit dem hangenden Löss, bzw. mit den Krusten des CaCO_3 (Aufschluss Čermáň) ausgefüllt sind. Auch beobachtet man in ihnen tiefe, fast durch den ganzen Boden reichende Trockenrisse, die mit dunklerem Boden, oder durch amorphen CaCO_3 ausgefüllt sind.

Im Braunrotboden beobachtet man ausgeprägtere Differenziation der Bodenhorizonte. Der A-Horizont ist dunkler, enthält wahrscheinlich mehr Humus, als der B-Horizont, in dem sich zahlreiche, bis 30 cm im \varnothing grosse CaCO_3 -Konkretionen und mit dem Bodenmaterial ausgefüllte Maulwurfshaufen befinden. Ähnlich wie in dem roterdigen Boden, sind auch im braunroten Boden feine Eisen- und Mangan-Konkretionen zerstreut.

Fossile Rotbraunerden befinden sich im Löss des Mittelpleistozäns (Komjatice — Ziegelwerk). Ihre Mächtigkeit beträgt gegen 0,80—1,50 m. Sie sind rotbraun,

wobei die braune Farbe vorherrscht. Beachtenswert ist die Anwesenheit der Lösskindel CaCO_3 inmitten des B-Horizontes und der Maulwurfshaufen. Diesen Bodentypus hat man nicht eingehender untersucht.

Die Roterden sind ein zonaler Typus der Fossilböden (Veklič 1961). Unter dem Namen „Krasnocvetnyje parody“, oder „skifskije gliny“ hat man die Roterden von Ukraine, Priazovi, Moldau usw. beschrieben, wo auf ihnen die Lösskomplexe der Dnepr- (Riss-) Eiszeit abgelagert sind. An manchen Stellen enthalten da die Roterden zusammen mit den Resten der pliozänen Vertebratenfauna (*Hyparione*) auch zahlreiche Reste der Vertreter der Gattung *Elephas* (*Archidiskon*). Auf Grund dieser paläontologisch-stratigraphischen Kriterien manche Autoren (Bondarčuk 1958; Zamorij 1953; Veklič 1961; Nikiforová-Rengarten-Konstantinová 1965 usw.) setzen die Bildung der Roterde auch im ältesten Pleistozän — Eopleistozän voraus.

Im Gebiete der Westkarpaten kann man als homologe Äquivalente der Roterde obere Horizonte der *terra rossa* betrachten, die — wie Ložek — Smolíková (1962) zeigen — sich gleichfalls während des ältesten Pleistozäns bilden konnten; als homologe Äquivalente der braunroten und rotbraunen Fossilböden kann man *terra fusci*, die sich auf dem Travertin bildet, betrachten. Die Frage der zeitlichen Eingliederung der rotbraunen und braunroten Fossilböden in der Donautiefebene wird weitere Untersuchung beanspruchen.

Die *fossilen Schwarzerden* sind Böden in verschiedener Entwicklungsstufe, von den schwach humosen in den Anfangsstadien, über die karbonatische Schwarzerde in die degradierte Schwarzerde mit braunem basalen B-Horizont (Ložek — Smolíková 1965). Die Mächtigkeit dieser Fossilböden ist ziemlich veränderlich. Sie weisen erhöhten Gehalt an Lettenteilchen im humosen Horizont aus, der scheinbar wenig kalkig ist. Illuvialer Horizont zeichnet sich durch die Anwesenheit von kleinen CaCO_3 -Konkretionen aus. Häufig sind auch die Maulwurfshaufen. Die Böden wurden gewöhnlich von der Kryoturbation betroffen (Marcelová). Die Schwarzerden befinden sich in den Lösskomplexen, weniger auf den fluvialen Sedimenten, die Auenschwarzerden auf der Mittel-terrasse der Donau und selten auch in den Flugsanden.

Aus dem Löss entwickelte *fossile Braunerden* (*Braunlehm*) zeichnen sich durch weniger ausgeprägte *Humusakkumulation* (Ložek — Kukla 1961), sind hellbraun, entwickeln sich auf dem Löss, Lösslehm und Flugsand. Gewöhnlich besitzen sie wenig ausgeprägtes Bodenprofil und ähnlich ist auch die Bodenstruktur wenig ausgeprägt. Sie entwickelten sich in humiden Bedingungen unter der gleichmässigen Pflanzendecke, in der sich immer auch Bäume befanden (Smolíková — Ložek 1965).

Die Entwicklung der Fossilböden in der Donautiefebene auf verschiedenen Typen des Reliefs und durch sie gebildeten Sedimente weist auf die Reihenfolge der Änderungen der klimatischen Bedingungen von den warmen feuchten, warmen trockenen in die kühleren ariden und kühleren humiden während des Quartärs hin.

Dem Relief der Donautiefenebene, der Deformation der Flussterrassen, der Entwicklung des Flussnetzes und der Raumverteilung der quartären Sedimente nach kann man einige Abschnitte mit der Äusserung der *jungen Tektonik* bestimmen.

Zu der Senkung, resp. Biegung kam es im SW Teil der Donautiefenebene auf dem Gebiet der Insel Žitný ostrov. Die Biegung dieses Abschnittes ist durch die Senkung des vorneogenen Liegenden begleitet (Buday 1960). Der Beginn der Senkungen fällt ins Pannon. Da bisher die Frage der Grenze Tertiär — Quartär und auch der Anwesenheit der altpleistozänen Sedimente noch offen ist (Janáček 1966), kann man nicht sagen, ob es sich da um stetige Fortsetzung der Senkungen aus dem Neogen, oder um Wiederbelebung der Bewegungen im Quartär nach bestimmter Unterbrechung handelt. Am Anfang war das Zentrum näher zu Kleinen Karpaten, worauf grössere Mächtigkeit der fluvialen Schotterande in der Umgebung von Vojka in der Richtung gegen Klátov hindeutet. Am Ende des Pleistozäns und im Holozän hat es sich in der Richtung in die Umgebung von Komárno überschoben. Mit der Senkung der Insel Žitný ostrov hängt auch die Senkung der pleistozänen Nitra und Žitava im Abschnitt Aňala — Chotín zusammen (Lukniš — Bučko 1953).

Intensivere *relative Hebung* beobachtet man auf den Hügelländern. Diese waren jedoch im Zeitabschnitt des ältesten Quartärs tektonisch relativ stabil, wovon die Entwicklung der Roterde zeugt. Zu intensiveren Bewegungen kam es wahrscheinlich während der Mindel- bis Risseiszeit. Ein markanter Beweis der Hebungen ist die Veränderung des Wasserlaufes des Flusses Žitava, der ursprünglich während des älteren Pleistozäns im Tal Paríž floss und in dem Fluss Hron mündete und erst später, während des Mittelpleistozäns dieses Gebiet verliess und jetzige Richtung einnahm (Harčár 1964).

Auf junge Hebungen weist auch die terrassenförmige Anordnung der fluvialen Sedimente und die Reduktion ihrer Mächtigkeiten auf der linken Seite der Donau im Abschnitt Komárno — Štúrovo hin. Das Gebiet der Insel Žitný ostrov ist auch in der Gegenwart seismisch aktiv (Čepek 1938).

Die Analyse des bisher bekannten Materials über die Raumverbreitung und lithologische Zusammensetzung, den Charakter der physikalisch-geologischen Prozesse weist auf bestimmte Differenziation der Entwicklung einzelner Teile der Tiefenebene hin. Im ältesten Quartär (Villafranchien) verlief in der Donautiefenebene (im Gebiete der Hügelländer) die Bildung und Resedimentation der Roterde, was davon zeugt, dass wenigstens ein Teil des Gebietes damals tektonisch relativ stabilisiert war. Die Reste der fluvialen Sedimente sind aus dem Tal des jetzigen Baches Paríž auf dem Hron-Hügelland, wo ursprünglich der Fluss Žitava floss, bekannt (Harčár 1964). Vorläufig ist ihre Anwesenheit auf der Insel Žitný ostrov nicht eindeutig festgestellt. In welchem Ausmaß die Sedimentation des Löss verlaufen konnten, ist problematisch, da

die klimatischen Bedingungen auch während der maximalen Entwicklung der Gletscher wahrscheinlich für die physikalische Verwitterung nicht günstig waren.

Am Ende des *ältesten und zu Beginn des Mittelpleistozäns* fing allmählich die Tieferosion an, das Formieren der Täler. Während des Mittelpleistozän verlief die Formierung der Hochterrasse. Mit dem Antreten der Vereisung steigt die Aridität des Klimas, der Prozess der physikalischen Verwitterung wird stark, die Tätigkeit des Windes und die Sedimentationen des Löss auf den Hügelländern, die sich infolge der späteren Denudationsprozesse in situ nur wenig erhielten. In der Interglazialzeit *Mindel — Riss* verstärkt sich die Tiefenerosion. Auf den Hügelländern verläuft die Bildung der diluvialen Sedimente, weiter die Bildung von verschiedenen Varianten der braunroten Fossilböden. Ähnlich auch auf der Hochterrasse. Die dritte Eiszeit (*Riss*) ist mit fluvialen Sedimenten der Mittelterrasse, für welche verdoppelte Sedimentation charakteristisch ist, belegt. Wahrscheinlich gehört hierher auch ein Teil der Schotterande auf der Insel Žitný ostrov. Weiter ist sie mit den Lösssedimenten belegt: in der Umgebung von Moravany bei Piešťany (Ambrož — Ložek — Prošek 1951; Pelíšek 1953), Hradlo — Búdy (Ložek — Tyráček 1960), in Vlčkovce (Bárta u. Koll. 1962), Mnešice (Kukla — Ložek — Bárta 1962) und in Aufschlüssen: Trnava, Levice, Komjatice, Milanovce usw.

Jüngeres Pleistozän. *Riss — Würm* ist besonders durch die Entwicklung von verschiedenen Varianten der Fossilböden (Rot- und Braunerden) charakterisiert, u. zw. sowohl auf den Hügelländern als auch auf der Mittelterrasse. Ihre zeitliche Eingliederung ist durch die archäologischen Funde des Moustérien-Bereiches (Banka bei Piešťany, Mnešice) und durch die Faunafunde [mit den Leitarten *Helicigone banatica* (Rosm.)] belegt. Hieher gehören auch tiefere Lagen der begrabenen Moore auf der Insel Žitný ostrov. Während des Zeitabschnittes *Riss — Würm* kam es zur weiteren Tiefenerosion, worauf die Beziehung der Mittel- und Niederterrasse im Abschnitt Komárno — Štúrovo hinweist. Während der letzten Glazialzeit (*Würm*), so, wie während der vorherigen kam es zur Veränderung der geographischen Bedingungen. Auf den Gebieten der Hügelländer und auch auf der Mittelterrasse sind drei Horizonte der Würmlösse wahrnehmbar. Zwischen dem I. und II. Lösshorizont beobachtet man ausgeprägten Fossilboden, der von ziemlich langer Besserung der klimatischen Bedingungen zeugt (Interstadial W_{-2} — Gottweik). Im Interstadial W_{2-3} — Paudorf, das zwischen dem angehäuften Löss des II. und III. Horizontes war, besitzt der Fossilboden nur kleine Mächtigkeit. An den Lösshorizont W_1 , fossilen Bodenhorizont W_{1-2} bis in die Hälfte des W_2 -Horizontes sind die Szelet-Kulturen gebunden, die mit einer Blattspitze mit der flachen Retusche belegt sind. Die Funde des Gravetiens sind aus den Lagen des Interstadials W_{2-3} und auch aus dem Lösshorizont W_3 bekannt (Bárta 1966).

An den Hängen der Hügelländer verlief während der Würmeiszeit abwechselnd die Solifluktion und Flächenspülung.

In den Tälern der Nebenflüsse, sowie im Donautal selbst (Komárno — Štúrovo) und im oberen Teil der Insel Žitný ostrov verläuft der oberpleistozäne, fluviale Zyklus der fluvialen Sedimente, die die Niederterrasse und Flussbettfüllung der Talauen darstellen. Weiter zeichnet sich das Würmglazial in der Donautiefenebene durch abwechselnde Bildung der Flugsande.

Das Spätglazial und Holozän zeichnet sich im Gebiet der Donautiefenebene in den Anfangsphasen durch lokale Verlagerung der Flugsande, Tiefenerosion der oberpleistozänen fluvialen Sedimente und Bildung der gegenwärtigen Talaue, in wärmeren Phasen durch bodenbildende Prozesse aus.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

SCHRIFTTUM

- [1] Bárta J., 1957: Pleistocénne piesočné duny a ich paleolitické a mezolitické osídlenie. Slovenská archeológia, V/1: 5—41, Bratislava. — [2] Bárta J., 1965: Die Slowakei in der älteren und mittleren Steinzeit. Vydav. SAV, Bratislava. — [3] Bárta J. a kol., 1962: Vlčkovce — sprašový profil a jeho paleolitické industrie. Slovenská archeológia X/2, Bratislava. — [4] Bárta J., Kukla J., Ložek V., 1962: Das Lössprofil von Nové Mesto im Waagtal. E. G. 12: 73—91, Taf. 2. — [5] Bondarčuk V. G., 1958: Genetični tipi ta stratigrafija četvertičnih vikladiv Ukrajinskoj RSR. Geol. žurn. No 1, Kiev. — [6] Buday T., 1960: Přebled vývoje neogénu Západních Karpát. Čas. pro min. a geol., Praha. — [7] Čepek L., 1938: Tektonika Komárenské kotliny a vývoj podélního profilu čsl. Dunaje. Sborník SGÚ XII, Praha. — [8] Dlabač M., 1960: Poznámky ke vztahu mezi tvarem povrchu a geologickou stavbou Malé dunajské nížiny. Geol. práce, Zoš. 59, Bratislava. — [9] Halouzka R., 1964: Zpráva o mapování kvartérnych usadenín v Podunajskej nížine. Zprávy o geol. výskumoch, Bratislava. — [10] Halouzka R., 1966: Príspevok ku geomorfologickej regionalizácii JV časti Podunajskej nížiny. Sjazdový sbor. Geogr. čas. SAV, Bratislava. — [11] Harčár J., 1963: Niektoré poznatky o geologicko-geomorfologickom vývoji územia východne od Hurbanova v období kvartéru. Geol. práce, Zoš. 64, Bratislava. — [12] Harčár J. — Schmidt Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. Geol. práce, Zprávy 34, Bratislava. — [13] Hromádka J., 1956: Orografické třídění Československé republiky. Sbor. čsl. spol. zem., Praha. — [14] Horniš M., 1956: Petrograficko-technologický výskum štrkopieskov Váhu. Geologické práce, Zošit 24, Bratislava. — [15] Horusitzky H., 1897: Jelentés az 1896-ik évi felvéteröl. Évi jelentése 1896-ról, Budapest. — [16] Horusitzky H., 1900: Komárom város környékének hidrográfiai es agrogeologiai viszonyai. Évi jelentése 1899-éről, Budapest. — [17] Janáček J., 1966: Zprávy o geologickom výskume pre vodné dielo na Dunaji. Manuscript; Geofond, Bratislava. — [18] Janšák Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. Zemepisný sbor. SAV, Bratislava. — [19] Krippel E., 1963: Vývoj rastlinnej pokrývky počas kvartéru na Slovensku. Geol. práce, Zoš. 64, Bratislava. — [20] Kukla J. — Ložek V., 1961: Losses and Related Deposits. Survey of Czechoslovak Quarternary. Czwartrzed Európy srodkowej i wschodniej I. Práce Inst. Geol., Warszawa. — [21] Ložek V., 1963: Eine Lössserie mit roten fossilen Bodenbildungen bei

Milanovce im Nitra — Tal. SGV Anthropozoikum, Praha. — [22] Ložek V., 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpravy ÚÚG Praha, sv. 31, Verlag der ČSAV, Praha. — [23] Lukniš M., 1962: Die Reliefentwicklung der Westkarpaten. Wissenschaftliche Zeitschrift der Martin-Luther univ. Halle-Wittenberg. [24] Lukniš M. — Bučko Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geogr. čas. V/3—4, Bratislava. — [26] Matula M., 1964: Faciálna analýza v inžiniersko-geologickom výskume riečnych náplavov. SGV — řada HG, Praha. — [27] Minaříková D., 1963: Sedimentárno-petrografické rozborý kvartérnych sedimentov Podunajskej nížiny. Manuscript; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [28] Mišík M., 1947: Použitie ťažkých minerálov pre stratigrafiu a paleogeografiu Malej Dunajskej nížiny. Geol. sbor. VII/1 Bratislava. — [29] Nikiforova K. V. — Rengarten N. V. — Konstantinova A. S., 1965: Antropogenovyje formácii juga evropejskoj časti SSSR. Bjul. kom. po izuč. četvert. perioda, No 30. Moskva. — [30] Pécsi M., 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulása. Földrajzi monografiák, Budapest. — [31] Pelíšek J., 1953: Spráše dolního Pováží. Geol. sbor. III/1, Bratislava. — [32] Pelíšek J., 1963: Charakteristika vátých písků Slovenska. Geol. práce, Zoš. 64, Bratislava. — [33] Prošek F. — Ložek V. — Ambrož V., 1952: Mladý pleistocén v okolí Moravan u Piešťan nad Váhem. Anthropozoikum I, 53—142, Praha. — [34] Prošek F. — Ložek V., 1954a: Sprášový profil v Bance u Piešťan (Západ. Slovensko). Anthropozoikum III, Praha. — [35] Sabol A. — Baňacký V. — Harčár J., 1965: Neue Kenntnisse über den Einfluss der tektonischen Bewegungen auf die quartäre Entwicklung der Slowakischen Niederungen. Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava. — [36] Smolíková L. — Ložek V., 1962: Zur Altersfrage der mitteluropäischen Terra calcis. E. G. Band 13, S. 157—177. — [37] Smolíková L. — Ložek V., 1965: Strati-grafičeskoje i paleoklimatičeskoje značeniye četvertičnych iskopajemych počv srednej Evropy. Bjull. kom. po izuč. četvert. perioda, No 30, Moskva. — [38] Seneš J. — Buday T. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej mape ČSSR 1:200000, list Nové Zámky—Čalovo. Bratislava. — [39] Vaškovská E., 1964: Zpráva o litologickom výskume spráší Západných Karpát. Zprávy o geol. výskumoch, Bratislava. — [40] Vaškovský I., 1964: Zpráva o kvartérno-geologickom výskume Podunajskej nížiny. Zprávy o geol. výskumoch, Bratislava. — [41] Vaškovský I. — Žebera K., 1967: Kvartér Západných Karpát in Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, Nakl. ČSAV, Praha. — [42] Veklič M. F., 1961: Iskopajemyje počvy v četvertičnych (antropogenovyh) otloženijach jugo-zapadnoj časti Ruskoj ravniny. Četvert. period, 13, 14—15 (VI. INQUA): 87—106, 3. Kiev. — [43] Zamorij P. K., 1953: Červonoburi glini pivdnja URSS. Nauk zap. Kiivsk. un-tu, t. XII, vyp. 2, Kiev. — [44] Žebera K., 1936: Československo ve starší době kamenné (Die Tschechoslowakei in der älteren Steinzeit). ÚÚG, Nakl. ČSAV, 221 s., tab. 1—88. Praha.

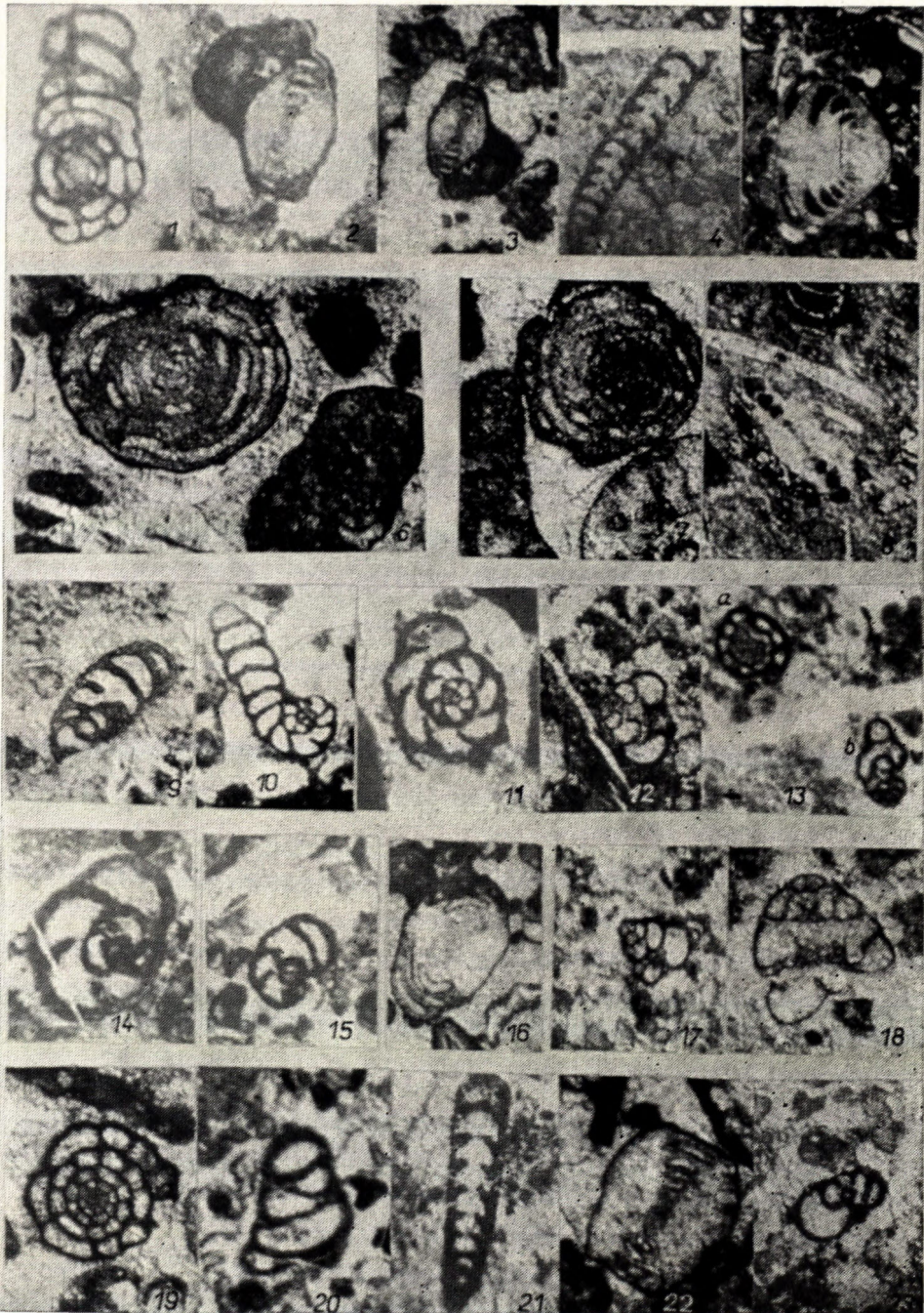
GEOLOGICKÉ PRÁCE — ZPRÁVY 42

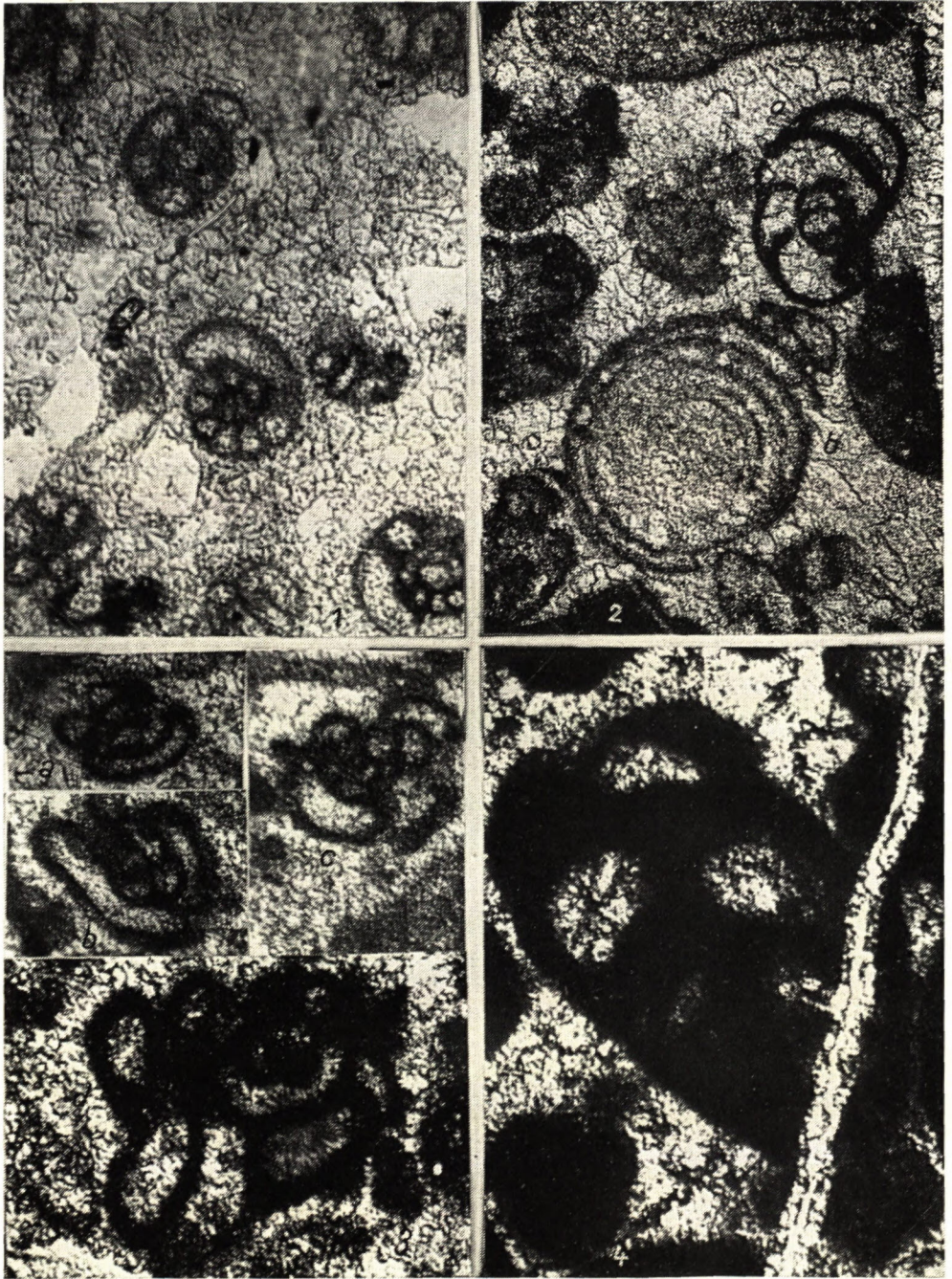
**Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1967**

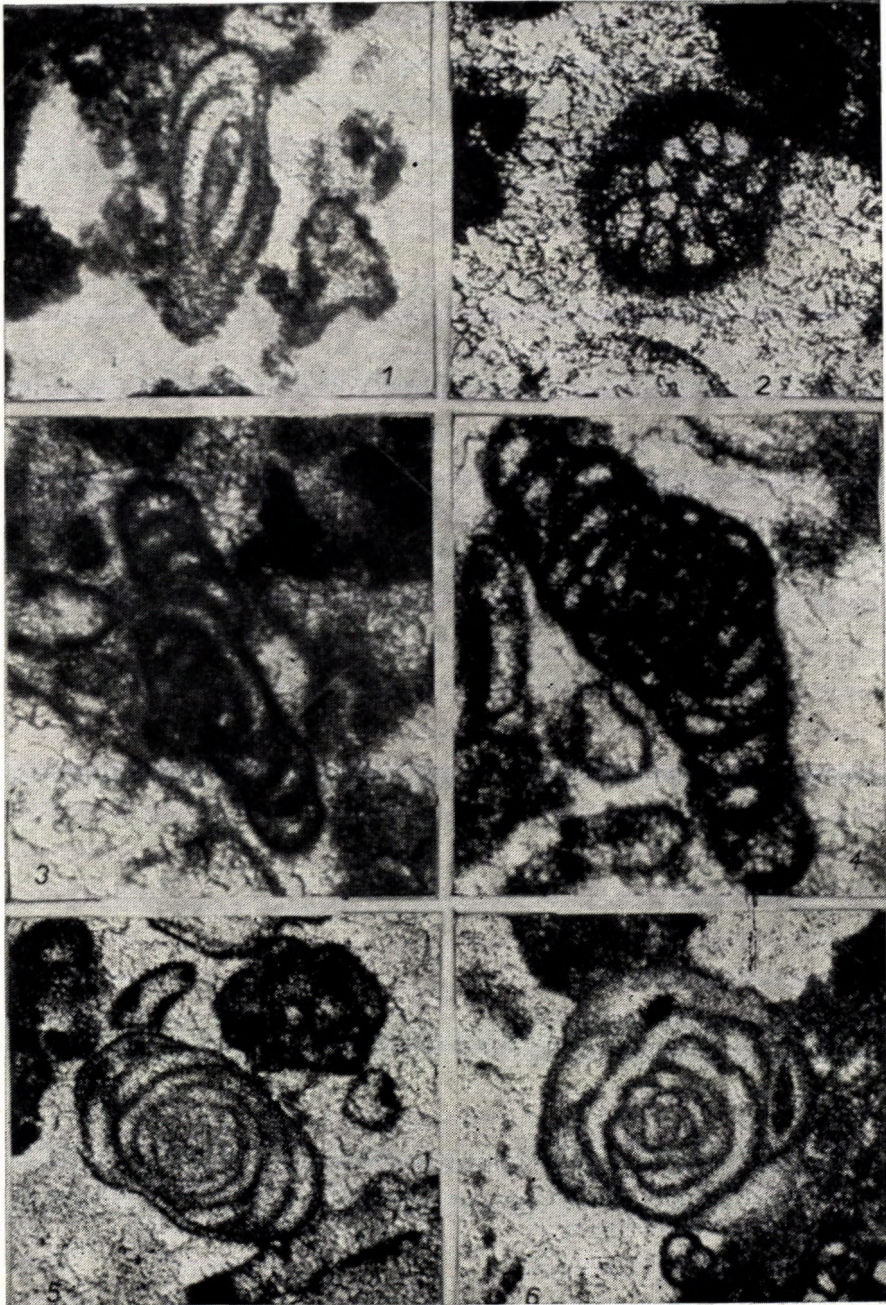
Vedecký redaktor Dr. Ondrej Samuel, CSc.

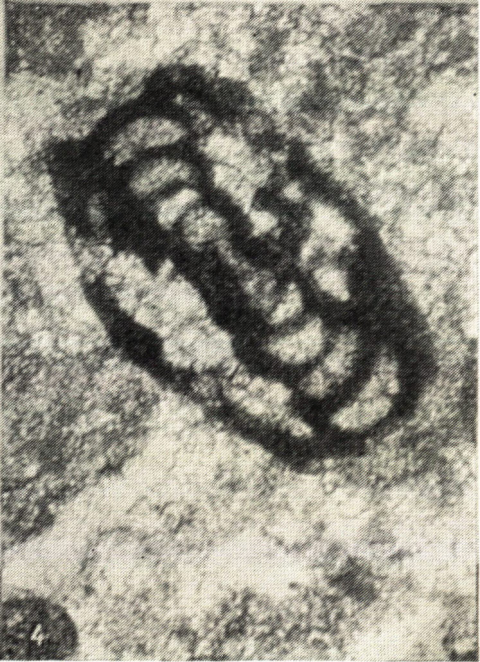
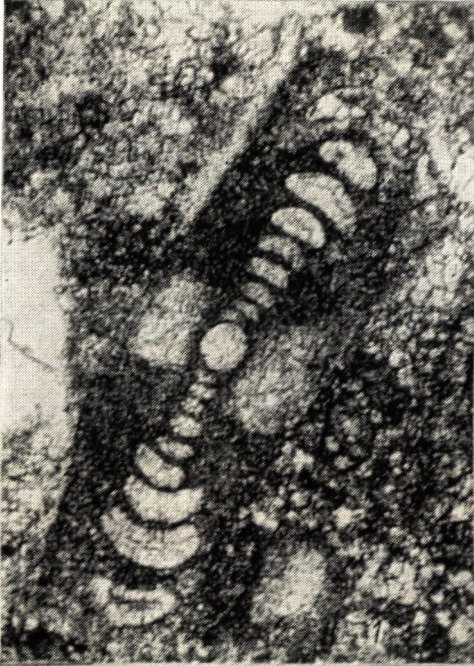
**Pov. 1084/I-1966-VO. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom
garmond Extended. AH 15,52. VH 15,94—K-03*71221**

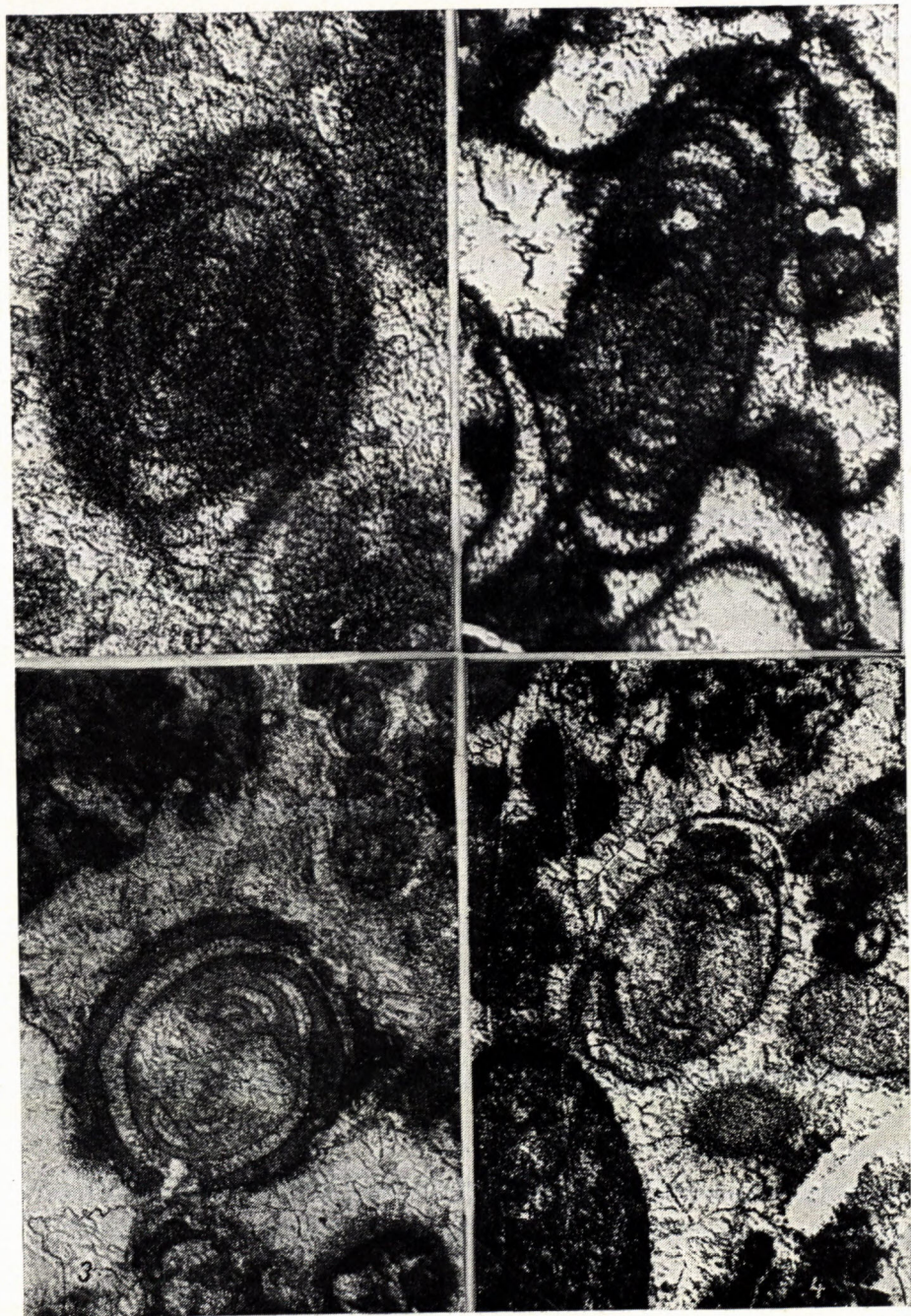
Cena brož. Kčs 20,—

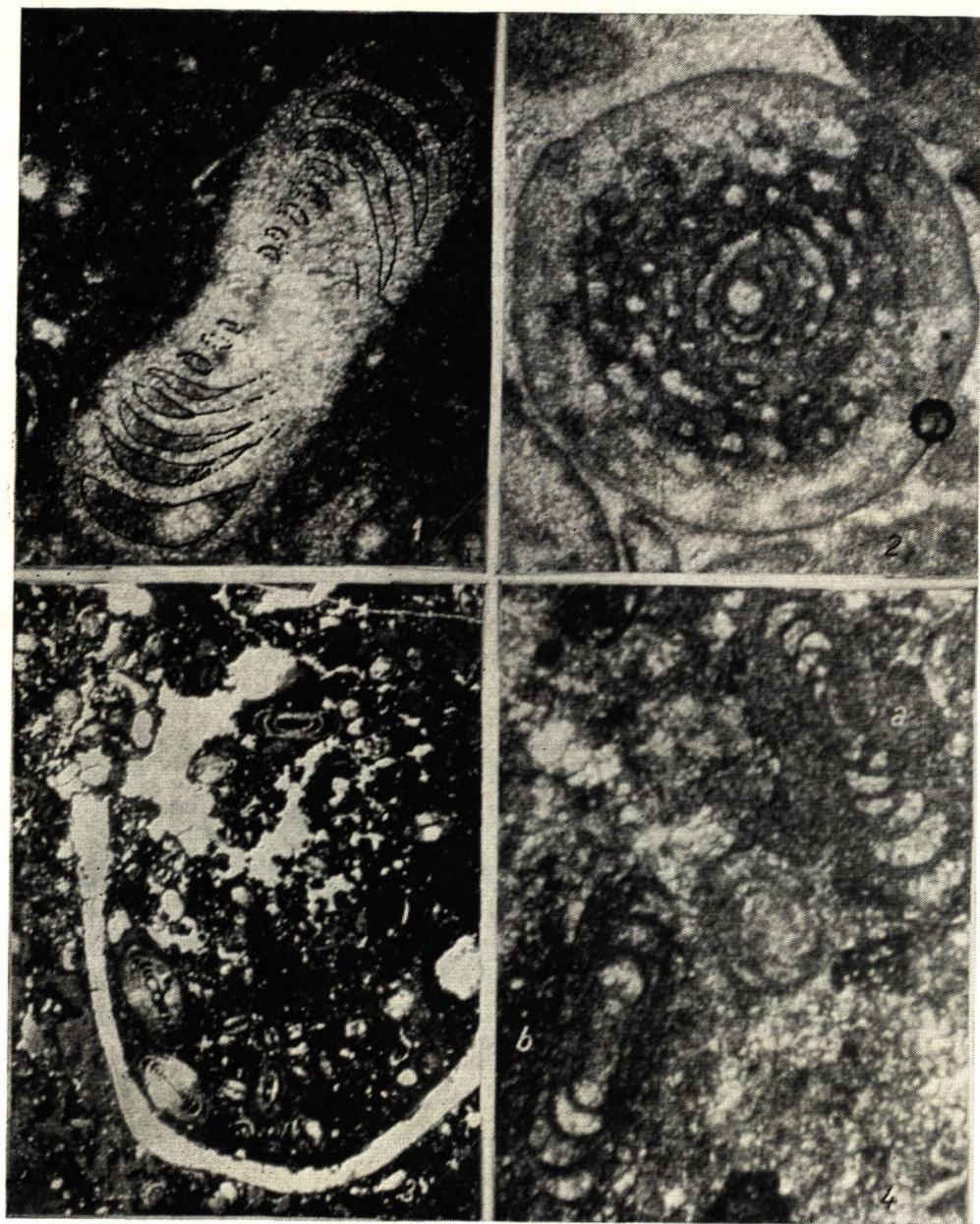


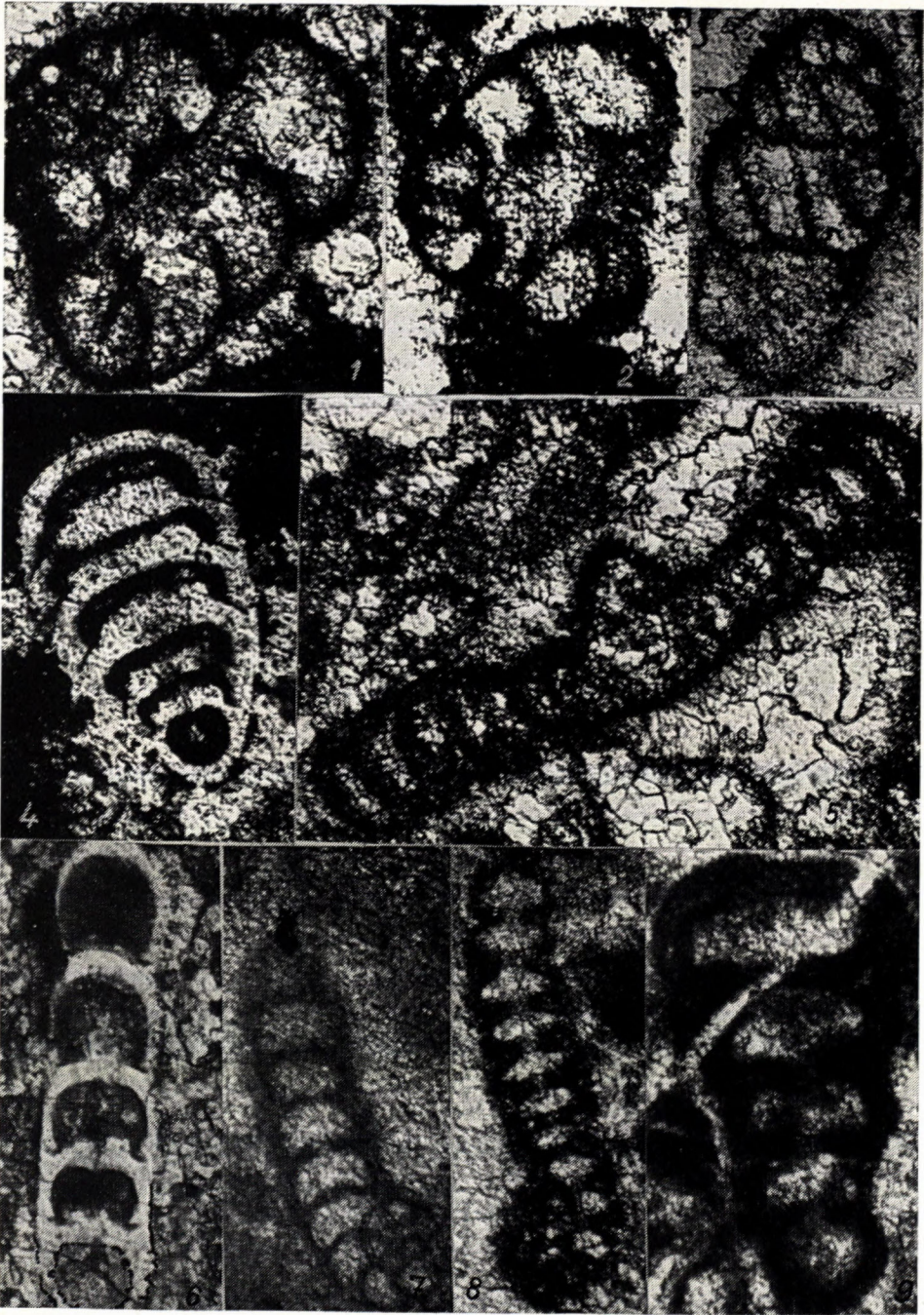












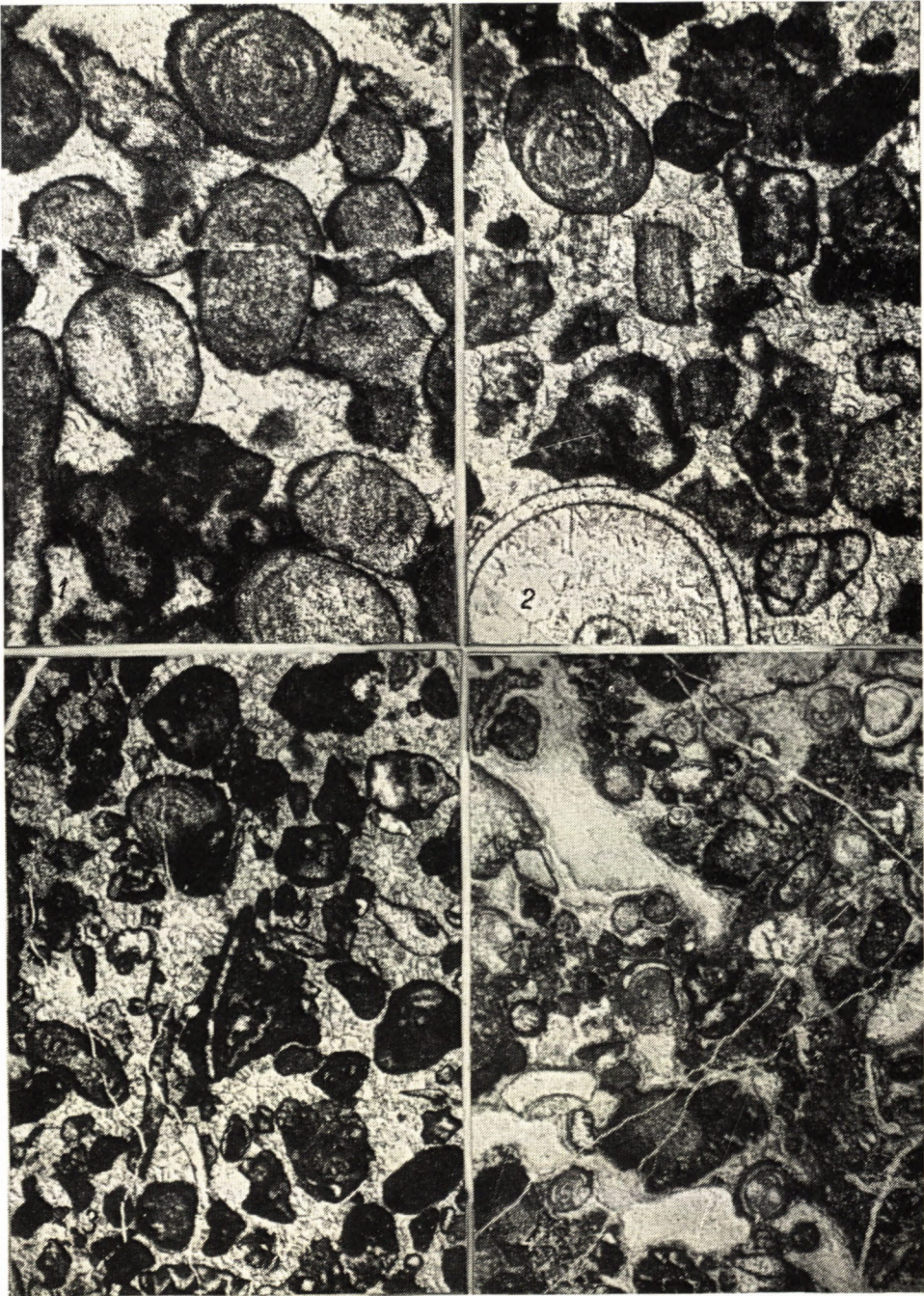




Fig. 1. Disintegration of the upper part of the lava flow with the transition into the overlying hyaloclastite breccia.



Fig. 2. Redeposited hyaloclastites — alternation of the finedetritic and coarse-detritic strata.



Fig. 3. Hyaloclastite flow (1) — sharp contact of the basis of the chaotic hyaloclastite breccia with the underlying fine-detrinitic hyaloclastite sediments.

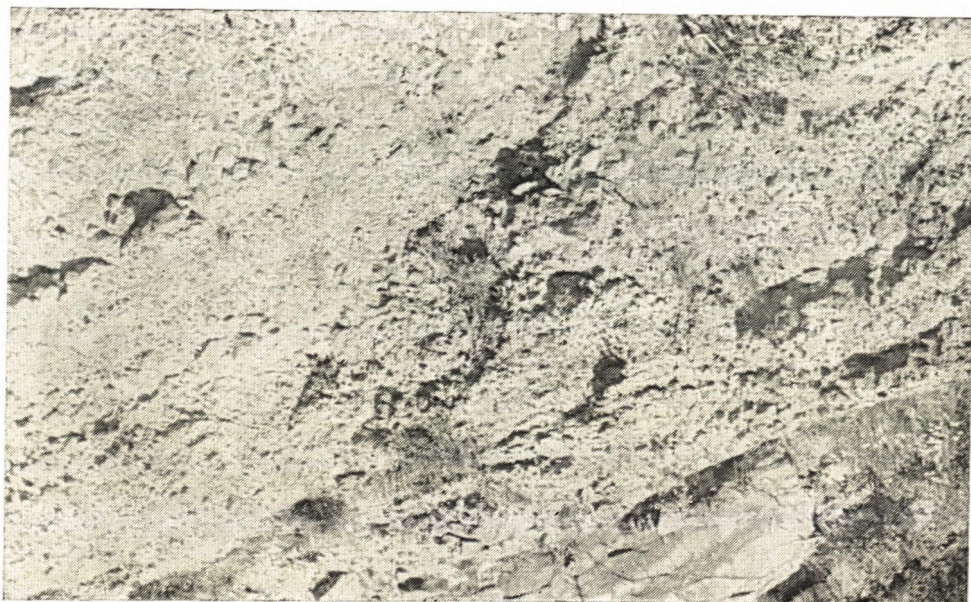


Fig. 4. Hyaloclastite flow (2) — unconformable contact of the basis of the chaotic hyaloclastite breccia and imprinting of the breccia into the fine-detrinitic sediment.

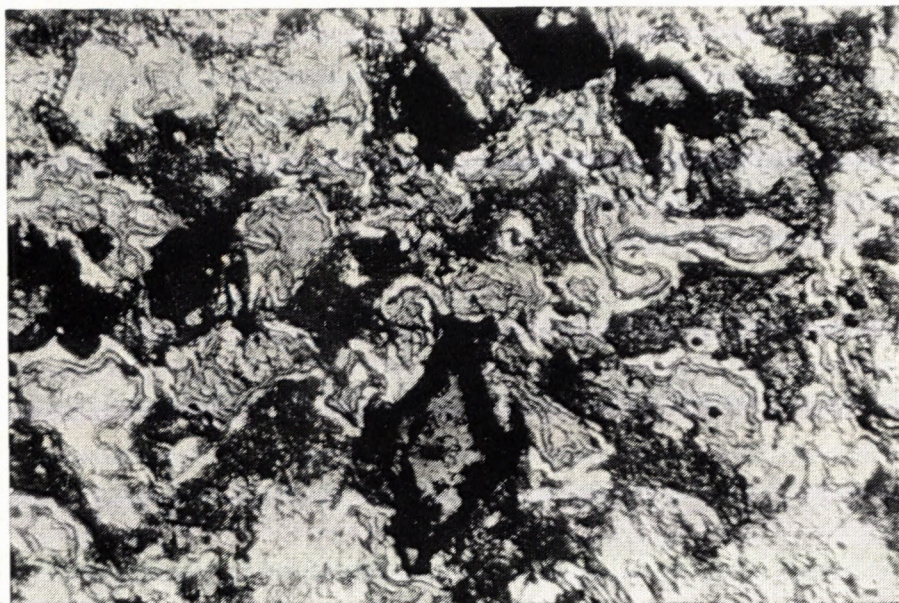


Abb. 1. Kolomorphe Struktur des umgewandelten Pyroxen-Andesits, SE Paradajs beim Teresia Gang. Nickols parallel, vergröss. 90x.

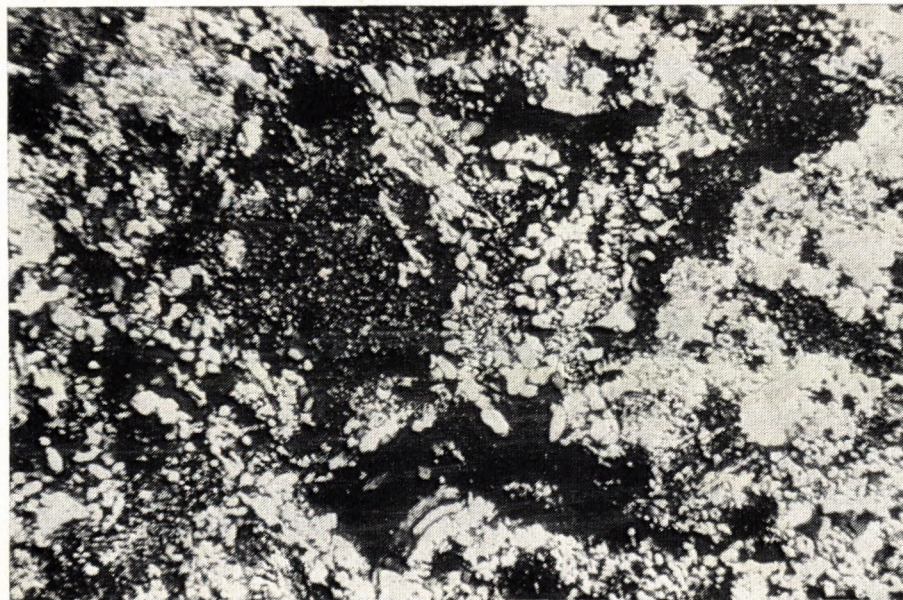


Abb. 2. Kolomorphe Struktur gebildet durch Quarzanhäufungen im umgewandelten Pyroxen-Andesit, SE Paradajs. Nickols parallel, vergröss. 90 x.



Abb. 1. Aufschluss der Lössablagerungen auf der Riss-Terrasse der Donau in Buča.



Abb. 2. Aufschluss der Roterde beim Weg Komjatice-Rastislavice.

