

# Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten

Von S. PREY

Mit 1 Abbildung

Im Herbst des Jahres 1959 hatte ich Gelegenheit, an der Tagung der Polnischen Geologischen Gesellschaft in *Zakopane* teilzunehmen, bei der die Ergebnisse langjähriger Forschung der polnischen Geologen in der *Tatra* und dem nördlich anschließenden *Podhale*-Flyschgebiet vorgeführt wurden. Auf Exkursionen hatte man die Möglichkeit, den *Podhale*-Flysch eingehender kennenzulernen (Führung: *GOLAB, HALICKI, RADOMSKI*). Anschließend an die Tagung konnte ich noch einen flüchtigen Überblick über die Schichtserien und den Bau der *Hohen Tatra* gewinnen und lernte in den folgenden Tagen unter Führung von Herrn Doz. Ing. KR. *BIRKENMAJER* einige schöne Profile in der Klippenzone der *Pieninen* in der Gegend von *Szczawnica, Czorsztyn-Niedzica* und südlich *Krempace* kennen. Ferner erhielt ich noch einen gewissen Einblick in die wichtigsten Serien der Schlesischen Decken bei *Lanckrona, Andrychow-Targanice, Kozoy* und *Istebna* unter Führung der Herren *BIRKENMAJER, RADOMSKI* und *UNRUG*, denen allen ich sehr zu Dank verpflichtet bin!

Wenig später war Herr Doz. *BIRKENMAJER* auch in Wien, um einen Vortrag über die Klippenzone in Polen (im Rahmen der Geologischen Gesellschaft) zu halten — eine Arbeit darüber erscheint im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt — und nahm an kurzen Exkursionen in die Klippenzone von *St. Veit* bei Wien (Führung Herr Dir. Dr. R. *JANOSCHEK*), *Gresten* und *Pechgraben* bei *Großraming* (Führung S. *PREY* und A. *RUTTNER*) teil. An Hand von Literatur konnten die persönlichen Eindrücke noch ergänzt werden. Einige wichtigere Schriften sind am Schluß der Arbeit angeführt.

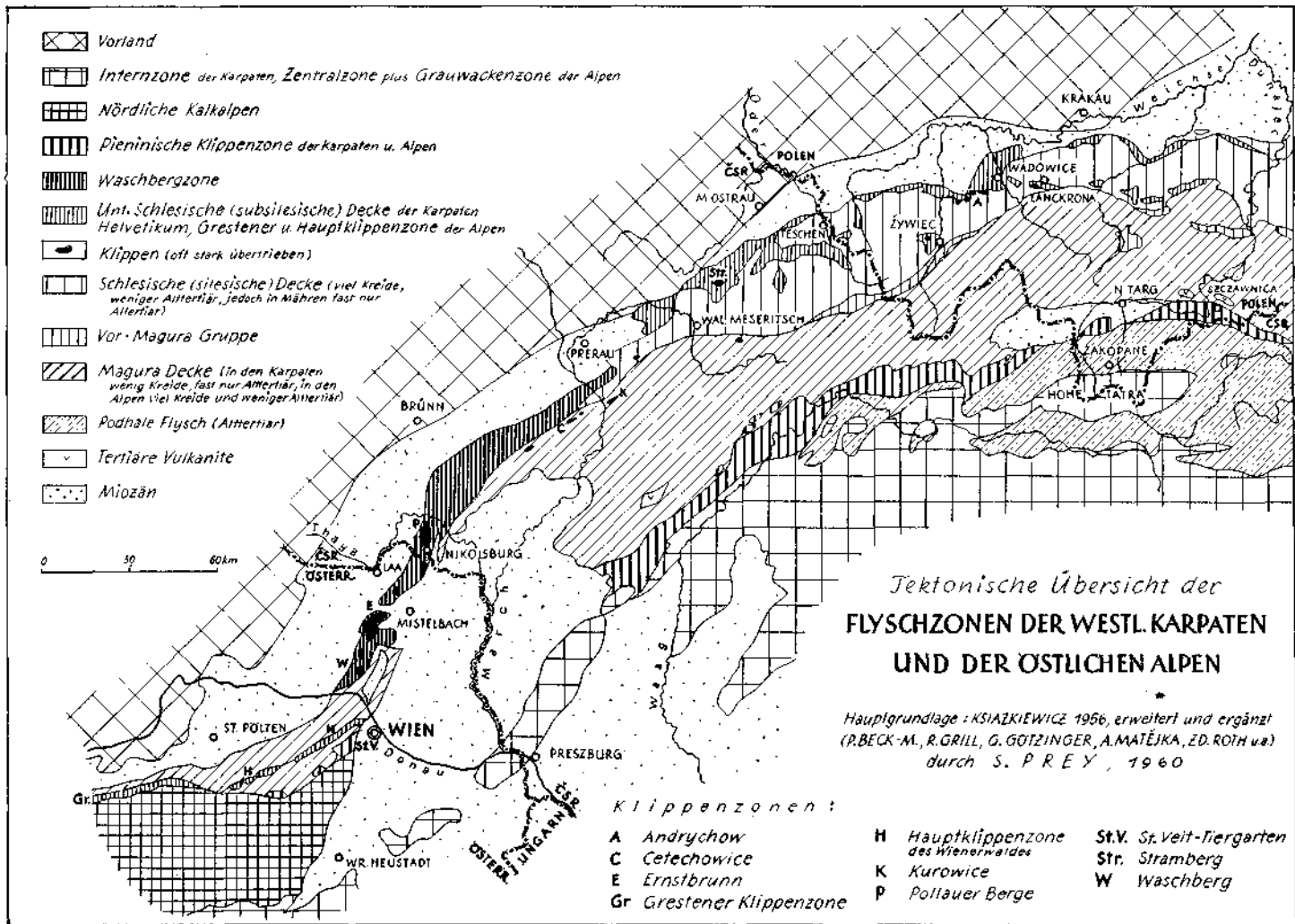
Ein geologischer Überblick soll die Ordnung der Einheiten in den polnischen Karpaten skizzieren, woraus wiederum einige Gesichtspunkte resultieren, die für die tektonische Stellung insbesondere unserer ostalpinen Klippenzonen von Belang sind.

## Geologische Skizze der Karpaten in Polen im Raume *Zakopane-Neumarkt (Novy Targ)* und südwestlich von *Krakau*

### Die *Hohe Tatra*

Im südlichsten Teile Polens taucht unter dem Flysch das Grundgebirge der *Hohen Tatra* auf. Diese hebt sich als etwa 60 km langes und mit den höchsten Gipfeln bis über 2600 m aufragendes Gebirge über das hügelige Flyschvorland, das in der Landschaft *Podhale* nur Höhen von rund 1000 m erreicht. Erst die nördlich davon gelegene *Magura*-Zone erreicht wieder ein wenig größere Höhen (höchster Gipfel: *Babia gora, 1725 m*).

Auf dem in größeren Teilen aus Granit und kristallinen Schiefen bestehenden Grundgebirgskern der *Hohen Tatra* transgrediert die untere Trias. Die Sedimentfolge dieser sogenannten „hochtatrischen“ Serie (*Seria wierchowa*) besteht aus Trias, Jura und Unterkreide, von denen die Kalke des obersten Jura und der tieferen Unterkreide am auffälligsten hervortreten. Die Gesteine sind stark ge-



faltet, aber nicht metamorph. Man unterscheidet etliche tektonische Einheiten, von denen einige auch einen Kristallkern besitzen.

Über dieses Hochatrikum ist mit nordfallender Schubfläche die Sedimentserie der „subtatrischen“ Decken (Seria reglowa) mit nordvergenger Schubrchtung überschoben und am Nordrand der Tatra angehäuft worden. Hier tritt die Trias etwas stärker hervor, die durch einen mächtigen bunten Keuper gekennzeichnet ist und im mittleren Gebirgsabschnitt breiteren Raum einnimmt. Ferner sind — vor allem zu beiden Seiten dieses Abschnittes — Jura und Unterkreide ziemlich mächtig entwickelt. Metamorphose fehlt auch hier.

### Der Podhale Flysch

Dieses in jüngerer Zeit zu einer breiten Antiklinale aufgewölbte Deckengebirge der Hohen Tatra bildet das Grundgebirge, auf dem der Podhale Flysch transgrediert. Ein Erosionsfenster von subtatrischen Gesteinen unter dem Flysch ist schon seit UHLIG bei D r u z b a k i bekannt. Die aus der Kartenskizze nur zum Teil ersichtliche Verbreitung des Podhale Flysches ist beträchtlich. Nördlich der Hohen Tatra ist er rund 15 km breit, in westöstlicher Richtung aber reicht er aus der Gegend von S i l l e i n (Žilina) bis über das Gebiet des H e r n a d hinaus und bildet auch noch einen Streifen zwischen der Hohen und Niederen Tatra. Er bedeckt eine Fläche von etwa 460 km<sup>2</sup>.

Die Transgressionsbildungen sind Breccien, Konglomerate und Sandsteine, ferner auch Nummuliten- und Lithothamnienkalke. Sie beginnen im höheren Miozän. Das klastische Material stammt hauptsächlich aus den Serien der Tatra, insbesondere der subtatrischen Decken. Der eigentliche Podhale Flysch darüber wird im wesentlichen ins Obereozän gestellt und reicht wahrscheinlich noch ins Unteroligozän hinein.

Der P o d h a l e F l y s c h wird im polnischen Gebiet in drei Komplexe gegliedert: unten die Zakopaner Schichten, darüber die Schichten von Chocholow und oben die Schichten von Ostrysz. Fazielle Veränderungen sind bekannt. Hauptgesteine sind dunkelgraue tonige oder auch tonmergelige Schiefer und glimmerige, kalkig gebundene Sandsteine, die häufig Hieroglyphen, gradierte Schichtung (graded bedding), Dünnschichtigkeit (Lamination), Schrägschichtung u. dgl. zeigen. Die Entstehung der Flyschsedimente, die von RADOMSKI besonders genau untersucht worden sind, wird im Sinne von KUENEN durch Trübströme (turbidity currents) erklärt. Erscheinungsbilder untermeerischer Gleitungen sind öfter zu beobachten und manchmal auch in bestimmten Horizonten über größere Strecken nachweisbar.

Auf Grund von Beobachtungen an Hieroglyphen, Schrägschichtung und Abnahme der Korngrößen in bestimmten Richtungen konnte eine Transportrichtung des Sedimentmaterials hauptsächlich von Westen nach Osten gefunden werden, aber auch andere Richtungen kommen untergeordnet vor. Das Material stammt nicht aus der Tatra sondern überwiegend von einem bis jetzt nicht bekannten Ursprungsgebiet etwa im Westen oder Südwesten.

Mikrofaunen sind in den Schiefeln sehr spärlich und dürftig. Die Alterseinstufung erfolgte auf Grund von Nummulitenfunden in größerklastischen Lagen durch F. BIEDA.

Das Flyschgebiet nördlich der Hohen Tatra bildet im Großen eine Mulde, die noch gestört ist, insbesondere in der Nähe des Nordrandes. Bei manchen Erscheinungen herrschte übrigens auf der Exkursion nicht volle Einigkeit, ob sie auf tektonische Vorgänge oder untermeerische Gleitungen zurückzuführen sind. Der

Nordrand gegen die Klippenzone ist auf jeden Fall eine sehr bedeutende Störung. Am linken Ufer des Biały Dunajec bei Szarflary wurde bei der Exkursion eine Stelle gezeigt, wo gestörter Podhale Flysch unmittelbar an hellgraue, stellenweise rötliche foraminiferenreiche Mergel des Cenomans der Klippenzone angrenzt.

### Die Pieninische Klippenzone

Die Pieninische Klippenzone ist bekanntlich eines der eigenartigsten Elemente im Karpatenbau. Sie erreicht im polnischen Raume eine ungefähre Breite von 4 bis 5 km, während ihre Länge insgesamt einige hundert Kilometer beträgt!

Ich konnte einige wichtige Punkte dieses überaus interessanten Gebirgsteiles auf polnischem Gebiet sehen. Einzelheiten können in der demnächst im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, erscheinenden Arbeit von KR. BIRKENMAJER (Krakau), sowie in dessen anderen einschlägigen Arbeiten (1958, 1959) nachgelesen werden.

Mit Ausnahme der Klippe von Haligowce, die auch Trias enthält und mit hochtatriscen Serien verglichen wird<sup>1)</sup>, bestehen die Schichtserien der Klippenzone fast ausschließlich aus Gesteinen des Jura und der Kreide. Die eingehende Bearbeitung der letzten Zeit ergab noch viel weitgehendere Komplikationen, als schon zu UHLIGS Zeiten bekannt waren. So konnten an Hand von bezeichnenden Abweichungen in der Schichtfolge eine Anzahl verschiedener Serien unterschieden werden. Die Unterschiede beziehen sich nicht nur auf die Jura-Unterkreidebildungen, deren Sedimentation ununterbrochen bis ins Cenoman und untere Turon anhält, sondern auch auf die als „Klippenmantel“ abtrennbaren Schichtfolgen, die hauptsächlich der Oberkreide, zum Teil aber auch dem Alttertiär angehören. Zur Erläuterung ein Beispiel: In der Serie von Czorszyn ist das Tithon-Berrias als eine Folge von Calpionellenkalken, Brachiopodenkalk und Crinoidenkalk entwickelt und das Valangien darüber als mergelige „Globigerinenschichten“, wogegen in der Serie von Niedzica in diesem ganzen Zeitraum hauptsächlich nur roter Knollenkalk zum Absatz gelangte.

Die Ablagerungsräume der Klippengesteine müssen ursprünglich nördlich derjenigen der hochtatriscen Serien gelegen gewesen sein, diejenigen der subtatriscen Serien südlicher als die der hochtatriscen.

Im Turon beginnt dann in der Klippenzone die unruhige Sedimentation des Klippenmantels. So kamen z. B. im Turon Flyschbildungen zum Absatz. Etwas jünger sind u. a. die klastischen Schichten von Uphawa und im Obersenon wurden die klastischen, zum Teil grobklastischen, flyschartigen Jarjuta Schichten mit teils exotischem, teils aus den Klippenserien stammendem Sedimentmaterial gebildet, denen in anderen Serien wiederum die vorwiegend roten „Puchower Mergel“ als Foraminiferenfazies gegenüberstehen. Letztere gehen nach oben in rote Mergel mit Sandsteinbänkchen über, die der obersten Kreide angehören.

Zur Zeit des Paleozäns entstand ein komplizierter (Iaramischer) Falten- und Überschiebungsbau, über den die Transgression klastischer Serien des Paläogens, beginnend im Untereozän, hinwegging. Sie werden als Maguraserien bezeichnet. In der Klippenzone selbst sind diese Absätze von Maguraschichten allerdings durch weitere tektonische Vorgänge wiederum zerstört worden und blieben nur in einzelnen Resten von der Abtragung verschont.

<sup>1)</sup> Im Waagtal bei Manin gibt es Serien, die ebenfalls als hochtatriscen gelten, während eine Serie bei Kostelec subtatriscen Charakter hat.

Die außerordentlich komplizierten Strukturen der Klippenzone — die einzelnen Serien wurden übereinandergeschoben, verfaltet, zerrissen und miteinander verknüpft — lassen auf eine sehr wesentliche Raumverkürzung schließen. Die Reste transgressiven Paläogens deuten eine Verbindung zwischen den Maguraserien und dem Podhale Flysch an.

Der Nordrand der Klippenzone ist heftig geschuppt. Für das Vorhandensein tiefgreifender Störungszonen spricht das häufige Aufdringen von Andesiten in Gängen, Lagern u. dgl. in der Nähe des Nordrandes der Klippenzone oder in den unmittelbar anschließenden Randteilen der Maguradecke im Gebiete von Szczawnica und Czorsztyn, die auch Kontakterscheinungen verursacht haben. Ihre Entstehungszeit ist oligozän-aquitän.

Die Geländeformen zeigen in bekannt bezeichnender Weise das Hervortreten von Härtingen aus Jura- und Unterkreideschichten zwischen sanfter geböschten Flächen aus weicheren Gesteinen, wie Aalen-Flysch, Kreidemergel u. a.

Gleiche Grundzüge des Baues der Klippenzone in den Westkarpaten kommen auch in der Auffassung von ANDRUSOV (1960) zum Ausdruck. Im Vlára-Tal sah ich gelegentlich einer Exkursion (1960) Teile der Klippenzone steil aufgefaltet unter Eozän der Maguradecke. A. MATEJKA und ZD. ROTH (1956) betrachten hier die Kontakte zwischen Eozän und Klippenzone als stratigraphisch, aber tektonisch überarbeitet.

### Die Flyschzone

Im Norden der Klippenzone wird im polnischen Raum die Flyschzone rund 60—70 km breit, wovon meist mehr als die Hälfte auf die Maguradecke entfällt. Am Südrand steht nur Alttertiär an<sup>\*)</sup>, während am Nordrand auch Kreide in der Ausbildung der Inoceramenschichten zum Vorschein kommt. Die große Masse der Maguradecke besteht aus alttertiären Flyschablagerungen, unter denen mächtigere Sandsteinpakete, wie (stellenweise) der Ciezkwitzer Sandstein oder der weit verbreitete Magurasandstein eine bedeutende Rolle spielen.

An der Stirn der Maguradecke wird vor allem im schlesischen Gebiet eine dünne Schuppe aus wenig Oberkreide- und viel Paläogenflysch als Vor-Magurazone abgetrennt.

Der Schlesische Raum ist gut charakterisiert durch größere Breitenentwicklung der in mehrere Teileinheiten gliederbaren Schlesischen (Silesischen) Decke, die durch verbreitete und mächtige Kreideentwicklung ausgezeichnet ist. Sie erreicht im Gebiet von Teschen (Cieszyn) fast 40 km Breite.

Hier sah ich im Gebiet von Kozý Unterkreideserien mit sandigen Kalken, Kalksandsteinen (die bisweilen feinspätig glitzern), Bänken von zum Teil fleckigen hellen Mergelkalken und grauen oder grünlichgrauen Schieferlagen, die den neocomen Serien des Wienerwaldes und des Gebietes von Rogatsboden stark gleichen. Darüber liegen die Elgoter (Lgota-) Schichten mit ihrem steten Wechsel von grauen kieseligen Sandsteinbänken und meist schwarzen Schiefnern, die unverkennbar unserem Gaultflysch entsprechen, obgleich diese Schichten viel weniger glaukonitreich sind, als unsere glasigen Glaukonitquarzite („Olquarzite“).

Ein Horizont von Radiolarienhornsteinen vermittelt zu den hangenden Godulaschichten. Sie bestehen nördlich Lanckrona aus roten, lagenweise auch grünen schiefrigen Tonmergeln und sind sichtlich Äquivalente unserer bunten Schiefer, nur sind die bei uns so bezeichnenden dünnen Sandkalk- und

<sup>\*)</sup> In neuester Zeit wird auch ein Vorkommen von Inoceramenschichten der Oberkreide am Südrand der Maguradecke bei Neumarckt (Nowy Targ) gemeldet.

Kalksandsteinbänken dort eine Seltenheit. Diese bunten Schichten vertreten teilweise den Godulasandstein, der mich tatsächlich sehr an unsere Cenomansandsteine (Reiselsberger Sandsteine) erinnerte. Dagegen scheinen die obercretacischen Istebna-Schichten mit ihren mächtigen Sandsteinbänken in dieser Form in Österreich nicht vertreten zu sein. Von den Inoceramenschichten, die nach übereinstimmender Aussage verschiedener Autoren eher unseren höheren Oberkreideflyschschichten entsprechen, konnte ich leider keinen Aufschluß sehen.

Die Istebna-Schichten setzen sich aus der Oberkreide noch in das Alttertiär fort, das darüber noch mit weiteren Schichtfolgen gut vertreten ist.

Unter der Schlesischen Decke erscheinen nun in Halbfenstern und Fenstern die Schichten der Sub-Schlesischen (Sub-Silesischen) Decke. Bei Lanckrona sah ich Grodischter Sandstein und dunkel gefärbte tonig-feinsandig-kieselige Gaize-Schichten der Unterkreide, die überlagert werden von bunten Mergeln der Oberkreide und des Alttertiärs. (Diese konnte ich allerdings wegen ungünstiger Aufschlußverhältnisse nicht sehen.) Sie entsprechen, was schon M. KSIĄZKIEWICZ (1956, 1956 a) ausgesprochen und in weiteren Arbeiten auf Grund von Mikrofaunen immer mehr erhärtet hat, der Buntmergelserie bzw. dem Helvetikum unserer ostalpinen Flyschzone. In der Gegend von Andrychow-Targanice konnte ich mich aber selbst von der Helvetikumähnlichkeit der Hülle der dortigen (äußeren) Klippen überzeugen. Als Hülle von hellem Tithonkalk waren dort helle foraminiferenreiche Mergel des Campans aufgeschlossen, die sehr an die „Pattenauer Mergel“ des ostalpinen Helvetikums erinnern. Ganz ähnlich gehen sie auch hier in ein wenig dunkler gefärbte Mergel des Maestricht über. Weitere Beziehungen zu unserem Helvetikum zeigen sich auch darin, daß über diese Mergel ein Paleozän mit dunklen braungrauen glaukonitführenden sandigen Mergeln und detritären organogenen Kalken transgrediert. An anderen Stellen sind überdies auch Nummulitenkalke bekannt. Alles das bekräftigt also die schon zitierte Meinung von KSIĄZKIEWICZ. Es sei hinzugefügt, daß auf diese Zusammenhänge auch schon R. NOTH (1951) hingewiesen hat, und zwar auch auf Grund von Mikrofaunen GRZYBOWSKIS, WICHERS, HILTERMANN'S und von Angaben von KSIĄZKIEWICZ. Auch UHLIG'S Fauna von Wołaluzańska gehört hierher. Für unsere Vergleiche muß auf die Verbindung dieser Schichten mit Klippen besonders hingewiesen werden.

Die festgestellten Überschiebungsweiten der einzelnen Flyschdecken sind ziemlich bedeutend. Im Norden sind sie mindestens 16 km auf Miozän (Torton) überschoben, das die bekannten Salzlager, z. B. von Wieliczka, enthält.

Oligozäne Schichten sind in den Deckenbau noch mit einbezogen, wie die bekannten Krosno-Schichten. Jüngeres Miozän hingegen liegt schon darauf. So erfüllen limnisch-fluviatile Serien aus Sanden, kohleführenden Tonen und Konglomeraten, die ins Torton und Sarmat gestellt werden, das weite Becken von Neumarkt (N. Targ). Sie sind noch schwach gestört. Pliozäne Schichten haben nur geringe Verbreitung.

Einige Gesichtspunkte, die für Vergleiche wesentlich zu sein scheinen

1. Der Gebrauch des Begriffes „Flysch“. Von den polnischen Geologen werden alle Schichten als „Flysch“ bezeichnet, die einen Großteil jener Merkmale aufweisen, die von Ph. H. KUENEN (vgl. S. DZULYNSKI, M. KSIĄZKIEWICZ u. Ph. H. KUENEN, 1959) als charakteristisch für eine Entstehung durch Trübströme (turbidity currents) angegeben werden, und zwar ohne Rücksicht

auf Alter oder tektonische Stellung. So wird — abgesehen von dem bekannten Kreide-Tertiärflysch der eigentlichen Flyschzone — beispielsweise in der Klippenzone von einem Turonflysch und auch von einem Aalen-Flysch gesprochen.

Ganz anders ist der eingebürgerte Gebrauch in den Ostalpen, denn hier ist der Begriff „Flysch“ ein stratigraphisch-tektonischer Begriff geworden, der allerdings auch mit der Voraussetzung einer ziemlich bestimmten Fazies verknüpft ist und für eine Einheit gilt, die der „Molasse“ gegenübersteht, welche in der Hauptsache Sedimente umfaßt, die in einem neuen, im Obereozän neu gebildeten Meerestrog zum Absatz gekommen sind. Sie füllt die oligozän-miozäne Vortiefe der Alpen, im wesentlichen das Alpenvorland und reicht bis in das ältere Pliozän hinauf. In den Ostalpen würde daher höchstwahrscheinlich der Podhale Flysch als eine „innere Molasse“ bezeichnet werden, wie es ja öfter schon mit dem Innaltertiär geschehen ist — eine Vergleichsmöglichkeit, die sich jedenfalls anbietet.

Aus dieser verschiedenen Definition könnten bei Vergleichen Mißverständnisse entstehen.

Vielleicht läßt sich dieses Dilemma der verschiedenen Gebrauchsweisen desselben Begriffes dadurch abschwächen, daß man „Flysch“ als *Faziesbegriff* anwendet und besser von „Flyschfazies“ spricht. Denn sicherlich zeigen auch Teile der Molasse der Ostalpen Flyschfazies, wie etwa die Tonmergelstufe (Rupel) in Vorarlberg, aber der Großteil der Molasse läßt Flyschfazies vermischen. Es würde eine heillose Verwirrung entstehen, wollte man bei uns auf einmal z. B. von „Rupelflysch“ und „Chattmolasse“ sprechen, die in derselben Schichtfolge unmittelbar übereinanderliegen. Ferner müßte man Teile der Gosauschichten der Ostalpen zweifellos als Flysch ansprechen, andere Teile wieder nicht. Das Problem der Flyschfazies in den Gosauschichten hat lange Zeit die tatsächlich grundlegende Trennung von kalkalpiner Oberkreide (Gosau) und Flysch verschleiert und auch zu Überlegungen über Verbindungen der Ablagerungsräume geführt. Heute geben uns die Schichtgliederungen, Mikrofaunen und Schwermineralspektren genügend Anhaltspunkte für eine Unterscheidung von Gosau und Flysch. Jedenfalls sind die Ostalpengeologen froh, schon im Namen auch die großtektonische Stellung der Schichten gekennzeichnet zu haben, wie sie in unserem Gebrauch dieser Begriffe begründet ist. Es muß allerdings zugegeben werden, daß in den Karpaten, die viel weniger übereinandergeschoben sind als die Alpen, die Meereströge vielfach in das Deckenland eingreifen und dort keine so gute Scheidung möglich ist.

Die Begriffe von Flysch überkreuzen sich in den Alpen auch ein wenig, denn in der Schweiz reicht der Flysch bis ins tiefe Oligozän hinauf, während im bayerisch-österreichischen Alpenvorland die Molassesedimentation schon mit Basis Oligozän beginnt. J. CADISCH (1953) spricht sich dafür aus, man möge mit Flysch nur kretacisch-tertiäre alpin-orogene Bildungen bezeichnen. Diese Unterschiede sind aber nur unbedeutend.

2. Für tektonische Vergleiche dürfte die Feststellung Gewicht haben, daß südlich der pieninischen Klippenzone der Karpaten nur eozäner Flysch ansteht und daß die in der Klippenzone vorkommenden Kreideschichten, auch wenn sie Flyschhabitus zeigen, mit solchen der normalen Flyschzone nichts zu tun haben.

3. Auch in der Maguradecke gibt es Kreide praktisch nur am Nordrand, während die Hauptmasse der Decke bis zur Klippenzone aus Alttertiär besteht.

4. Die Eozäntransgression ging auch über den Klippenraum hinweg.

5. Die Tatsache ist altbekannt, daß sich die Kreideflyschserien des schlesischen Raumes weitgehend mit solchen der alpinen Flyschzone in Beziehung bringen lassen, ebenso das Eozän der karpatischen Flyschzone mit dem des Wienerwaldes (weiter westlich ist ja bis jetzt kein Eozän in der ostalpinen Flyschserie sicher bekannt \*).

6. Unter den schlesischen Flyschdecken kommen mit dem Helvetikum der ostalpinen Flyschzone vergleichbare Serien hervor, die bemerkenswerterweise öfter mit Klippen verbunden sind.

#### Skizze des Kenntnisstandes über die Flyschzone bei Scheibbs und im Wienerwald

Für diejenigen Leser, die mit der Geologie der Flyschzone im Wienerwald und der westlich anschließenden Region nicht vertraut sind, sei hier eine kurze Charakteristik gegeben nach dem Stande der letzten Veröffentlichungen.

Die Flyschzone im Wienerwald stellt G. GÖTZINGER (1954) folgendermaßen dar: Man kennt Unterkreide, Oberkreide und Eozän. In der Unterkreide läßt sich ein tieferes Stockwerk mit mehr kalkig-sandigen Gesteinen und Schiefen von einem höheren mit zum Teil bunten Schiefen, quarzitischen Sandsteinen u. dgl. unterscheiden. In der Oberkreide ist die Fazies reich differenziert. Im Norden herrschen die sandreichen Altlenbacher Schichten, weiter südlich die mergelreicheren Kahlenberger Schichten und die wiederum sandreicheren gleichalten Sieveringer Schichten. Auch das darüberliegende Eozän zeigt einen Faziesübergang von den im Norden herrschenden Greifensteiner Sandsteinen über die Übergangsfazies der Gablitzer Schichten zu den viel feinsandigeren Laaber Schichten, die den Südtel einnehmen.

Bezüglich der Tektonik unterscheidet GÖTZINGER im Norden die Greifensteiner Teildecke, südwärts anschließend die Kahlenberger Teildecke und ganz im Süden die Laaber Teildecke. Am Nordrand der letzteren verläuft die langgestreckte, aber sehr schmale „Hauptklippenzone“ des Wienerwaldes mit Flysch-Unterkreide, Klippen von Tithon-Neocomkalken, exotischen Blöcken und bunten Schiefen (darunter solche mit Mikrofaunen der Oberkreide!).

Im Süden, schon ganz nahe dem Alpenrand, liegen bei St. Veit und im Lainzer Tiergarten Klippen von jurassischen Gesteinen mit einer Hülle von Kreide- und Eozängesteinen, die meist als „Klippenhüllflysch“ bezeichnet werden. Starke Schuppungen, die sich aus den Klippen auch in die Eozängebiete hinein fortsetzen, sind häufig feststellbar. Eine noch nicht geklärte Sonderstellung nehmen die bunten und mit Sandsteinbänken ausgestatteten Kaumberger Schichten im südlichen Wienerwald ein. Fossilbelegt ist nur Oberkreide.

In der Flyschzone bei Rogatsboden (Gebiet von Gresten-Scheibbs) gilt die auch im Westen gültige Gliederung (S. PREY, 1957). Über dem mehr mergelig-sandigen und auch Mergelkalkbänke führenden Neocomflysch liegt Gaultflysch mit schwarzen Schiefen und Glaukonitquarziten, dunklen Kalksandsteinen u. ä. Darüber folgt der cenomane (Reiselsberger) Sandstein, der vermutlich teilweise durch bunte Schiefer vertreten wird, die außerdem ein ge-

\*) Neuerdings werden kleine Teile der Feuerstätter Decke im westlichen Teil der ostalpinen Flyschzone ins Alttertiär gestellt [M. RICHTER, Z. deutsch. geol. Ges., Bd. 108, Jg. 1956, Hannover 1957].



schlossenes Niveau über den Sandsteinen einnehmen. Übergänge leiten zu der aus Mergeln, Schiefeln und Kalksandsteinbänken bestehenden Zementmergelserie über. Ein weiterer Horizont mit bunten Schiefeln vermittelt zu der aus Schiefeln, Mergeln, Kalksandstein- und Mürbsandsteinbänken bestehenden Mürbsandstein-führenden Oberkreide, die hier mit einem mächtigeren Sandsteinpaket beginnt. Die Mürbsandstein-führende Oberkreide reicht bis in das älteste Paleozän. Jüngere Bildungen sind bisher nicht aufgefunden worden und überhaupt im westlicheren Flysch noch nicht nachgewiesen.

Unter der Flyschdecke taucht als tiefere Decke die Buntmergelserie auf, die dem Helvetikum weiter im Westen entspricht und sich von ihm nur durch ein wenig abweichende Fazies unterscheidet. Es ist eine bunte Mergelfazies mit nur wenigen klastischen Einschaltungen, die vom obersten Alb bis ins Obereozän reicht. Buntmergelserie bildet auch die Hülle der am Südrand der Flyschzone verlaufenden Klippenzone, die man am besten als „Grestener Klippenzone“ anspricht. Im Süden davon ist noch Flysch nachweisbar. Unmittelbar schließt im Süden die Nordfront der Kalkalpen an. Die Aufschuppung der Molasse von Rogatsboden ist eine spezielle Erscheinung, die hier nicht zur Debatte steht.

Eine Diskussion der unterschiedlichen Auffassungen von der Flyschgliederung im Wienerwald und weiter im Westen folgt (Seite 209).

### Betrachtung über die österreichischen Flysch- und Klippenzonen im Vergleich zu den polnischen Karpaten

Kurze Exkursionen können natürlich — auch wenn man Literatur zu Hilfe nimmt — schwerlich zu gut gesicherten Vergleichen führen. Aber sie regen zu Gedanken an, die mit der Zeit auf ihre Stichhaltigkeit geprüft werden können. Im gegenständlichen Fall erhalten diese Gedanken eine Stütze durch die einleitend erwähnten Exkursionen mit BIRKENMAJER.

### Die Klippenzone von St. Veit und dem Lainzer Tiergarten bei Wien

Abgesehen von der schon erwähnten Führung durch Herrn Direktor R. JANOSCHEK kann auf die neue eingehende Bearbeitung dieses Gebietes (R. JANOSCHEK, H. KÜPPER, E. J. ZIRKL, 1956) hingewiesen werden, die sich auch auf die vorhergehenden wichtigen Arbeiten von F. TRAUTH (1929) stützt.

Es wurden weitgehende Vergleichsmöglichkeiten zwischen den hiesigen Juraserien und denen der Piemonten festgestellt. Die Unterkreide, mit Ausnahme des Neocoms, ist allerdings nicht sicher belegt (steckt sie in bunten Mergeln?). Die Klippenhülle ist — soweit sichere Nachweise vorliegen — hauptsächlich cenoman, doch könnten in den Schichten mit uncharakteristischen Sandschaler-Mikrofaunen auch ältere oder jüngere Schichtglieder stecken. Höhere Oberkreide oder gar Tertiär werden aber auf Grund des Faunencharakters sehr unwahrscheinlich. Ferner ist auffallend, daß die seinerzeit von A. F. TAUBER (1940) entdeckten Sandsteine der Oberkreide in der Flyschserie kein Äquivalent besitzen und daß der im Süden gelegene Flysch des Hörndlwaldes mit seinen Pikriten einen fremdartigen Eindruck macht. Diese Hinweise sollen besagen, daß bisher kein sicherer, den eigentlichen Flyschserien stratigraphisch und petrographisch genau entsprechender Kreideflysch südlich des St. Veiter Klippenraumes nachgewiesen ist. Mit dem Eozän scheint die Sache anders zu liegen.

Es soll nämlich die Aufmerksamkeit auf die merkwürdige Grenzziehung des Laaber Eozäns am Westrand des Klippenraumes von St. Veit und Lainzer Tiergarten, wie sie in der geologischen Karte der Umgebung von Wien zum Ausdruck kommt, gelenkt werden, weil sie auf transgressive Auflagerung des Eozäns im Klippenraum hinzuweisen scheint, analog den Verhältnissen in den Karpaten.

Überhaupt müßte auch dem Verband des Alttertiärs mit den Kreidesequenzen des Wienerwaldflysches mehr Aufmerksamkeit geschenkt werden. Schon das Bild der Verteilung von Kahlenberger und Sieveringer Schichten in der geologischen Karte einerseits, die ich nach meinen Erfahrungen weiter im Westen lieber als Altersfolge denn als Gleichalt und nur faziell verschieden betrachten möchte<sup>3)</sup>, und dem Alttertiär andererseits, könnte in diesem Sinne interpretiert werden. Und daß an der Wende Kreide—Alttertiär tektonisch ziemlich viel passiert sein muß, geht allein schon aus dem radikalen Umschlag der Schwermineralspektren (G. WOLETZ, 1950) hervor, wo die granatreichen Spektren der Kreide plötzlich von zirkonreichen des Alttertiärs abgelöst werden. Es muß sich also das Sedimentliefergebiet wesentlich verändert haben. Die Diskordanz zwischen Paleozän—Eozän und den älteren Schichten ist auch im Helvetikum mit Ausnahme der Buntmergelserie weit verbreitet. In der Schweiz kann die Transgression des Eozäns stellenweise bis in die Unterkreide hinabgreifen. Ob und wo dieser bei uns so scharf faßbare Umstand in den Karpaten ebenfalls (vielleicht verschleiert) Geltung hat, muß noch dahingestellt bleiben.

Untersuchungen über den Verband des Alttertiärs mit seiner Unterlage wären also sehr wünschenswert. Übrigens gibt es weiter im Westen auch Anzeichen für schwache Diskordanzen innerhalb der Oberkreidesequenzen.

### Zur Grestener Klippenzone

Wie liegen nun nach unseren Erfahrungen die Verhältnisse in der „Grestener“ Klippenzone?

Die Jura-Neocomserien sind leider noch viel zu wenig genau erforscht, um detaillierte Vergleiche mit der pieninischen Klippenzone in Polen zuzulassen. Bekanntermaßen aber zeigen die Klippenserien der Grestener Klippenzone mit denen von St. Veit-Tiergarten viele Übereinstimmungen, jedoch fand BIRKENMAJER auch Abweichungen. Auffällig anders ist aber auf alle Fälle die Klippenhülle. Denn während im St. Veiter Klippengebiet nur Cenoman sicher nachgewiesen ist und eventuell auch ein wenig ältere oder jüngere Bildungen dabei sein könnten, reicht die Hülle der Grestener Klippenzone vom obersten Alb bis in das Alttertiär hinauf, und zwar fast ausschließlich in bunter Mergelfazies. Sie gehört zum Ablagerungsraum des Helvetikums. Die von mir bisher vertretene und im Anschluß daran auch von R. JANOSCHEK (1956) zum Ausdruck gebrachte Meinung, daß die Klippenhülle in St. Veit die selbe Buntmergelserie sei, wie in Gresten, möchte ich also zugunsten einer Trennung ändern, sofern weitere Forschungen die hier gemachten Voraussetzungen auch wirklich bestätigen. Eine der wichtigsten Tatsachen ist aber die, daß im Gebiete der Grestener Klippenzone — im Gegensatz zu der von St. Veit — noch echter Kreideflysch mit gleicher stratigraphischer Gliederung, wie in der eigentlichen Flyschzone, auch südlich

<sup>3)</sup> Teile der in der geologischen Karte der Umgebung von Wien als Kahlenberger Schichten ausgeschiedenen Gesteine scheinen mir eher meiner Mürbsandsteinführenden Oberkreide zu entsprechen, was bei den Sieveringer und Altenglbacher Schichten noch mehr zutrifft. Vielleicht kommt auch der Basissandstein der Mürbsandsteinführenden Oberkreide von Rogatsboden wenigstens stellenweise im Wienerwald vor.

der Klippenzone vorhanden ist, und zwar nicht nur auf Vorkommen am Südrande der Klippenzonen beschränkt, sondern sogar in größerer Verbreitung, wie die Flyschfenster innerhalb der Kalkalpen von Brettl (A. RUTTNER 1959, 1960), Windischgarsten (S. PREY, A. RUTTNER u. G. WOLETZ 1959), sowie das Halbfenster von Grünau (S. PREY 1953) zur Genüge beweisen.

### Folgerungen

Die eben skizzierten Unterschiede, sowie die räumliche Lage unserer österreichischen Klippenzonen lassen also folgenden Schluß zu: Die St. Veiter Klippenzone ist, ihrer Lage am Südrand der Flyschzone entsprechend und anscheinend ohne normalen Oberkreideflysch noch weiter im Süden, am ehesten die Fortsetzung der pieninischen Klippenzone der Karpaten, entsprechend der allgemein verbreiteten Meinung. Hingegen hat die Grestener und die Hauptklippenzone sichtlich eine andere Stellung, nämlich innerhalb der Flyschzone!

Das geologische Kartenbild der östlichen alpinen Flyschzone bringt dieses gegenseitige Verhältnis klar zum Ausdruck: Südlich St. Pölten biegt der gegen Ostnordost verlaufende Nordrand der Kalkalpen in auffallender Weise scharf nach Osten und an diesen Rand streichen nun die Falten und tektonischen Einheiten der Flyschzone im Winkel heran und tauchen unter die Kalkalpen hinab. In den genannten Fenstern kommen sie dann nochmals zum Vorschein. Die Hauptklippenzone des Wienerwaldes und noch mehr die Grestener Klippenzone sind also weiter nördlich innerhalb der Flyschzone gelegene tektonische Elemente. Während also für die St. Veiter Klippenzone die Parallelisierung mit der Pieninischen Klippenzone der Karpaten höchstwahrscheinlich zurecht besteht, bietet sich für die Grestener Klippenzone und die ihr äquivalenten Elemente unbedingt ein Vergleich mit den äußeren Klippen der Karpaten im schlesischen Raum an, die mit den subsilesischen Serien verbunden sind. Die Gleichsetzung von Helvetikum und den subsilesischen Serien wurde bereits von M. KSIĄZKIEWICZ (1956) und im Anschluß daran von S. PREY (1957) ausgesprochen und durch Augenschein gefestigt (siehe Seite 202).

Es mag hier noch betont werden, daß sich die verbreitete Meinung, daß die Klippenzone das stratigraphisch Liegende des Flysches sei (z. B. J. TERCIER 1936), nicht bewahrheitet hat.

Mit Hilfe weiterer Untersuchungen müßte nun versucht werden, den Gedanken zu überprüfen, daß der St. Veiter Klippenzone eine grundsätzlich andere tektonische Stellung eingeräumt werden muß, als der Grestener Klippenzone. Eine genaueste Prüfung des Flyschrahmens der St. Veiter Klippenzone hätte zu klären, ob tatsächlich im Süden kein normaler Oberkreideflysch vorkommt und ob die Serien des Klippengebietes an den nördlich gelegenen Flysch angepreßt, oder gar auf ihn aufgeschoben sind. Nach flüchtiger Kenntnis eines Profils von Auhof über den Hackenberg zum Lainzer Tor des Tiergartens, wo von Norden nach Süden (vom Liegenden ins Hangende) Buntmergelserie, verschuppt mit Gaultflysch, darüber Zementmergelserie, dann mürbsandsteinführende Oberkreide (Hackenberggipfel) und schließlich wahrscheinlich alttertiäre bunte Tone beobachtet wurden, entsteht der Eindruck, daß die Klippenserien eher auf dem nördlicheren Flysch liegen, welche Ansicht auch R. JANOSCHEK unterstützt (mündl. Mitt.). Im Falle, daß die St. Veiter Klippenserien unter dem Flysch liegen würden, müßten in der Umgebung tiefere Glieder des Flyschprofils nachweisbar sein, wie

das bei A u h o f am Rande der Hauptklippenzone auch tatsächlich der Fall ist.

Im Zuge solcher Neuuntersuchungen müßte auch die sicher sehr schwierige Trennung der verschiedenen Elemente der Klippenhülle und die Klärung der Stellung der Kaumberger Schichten versucht werden.

Die Gleichsetzung der St. Veiter Klippenzone mit der Pieninischen der Karpaten sowie der Grestener und Hauptklippenzone mit den äußeren Klippen in Schlesien hat selbstverständlich Konsequenzen für die Reihung der Ablagerungsräume. Der Flyschtrog käme also in die Mitte zwischen den Ablagerungsräumen der St. Veiter bzw. pieninischen Klippenzone und dem der Grestener und Hauptklippenzone bzw. des Helvetikums zu liegen. Südlich des pieninischen Raumes wäre dann kein normaler Oberkreideflysch mehr zu erwarten. Eine Deutung des Flysches im Sinne von KUENEN durch turbidity currents in der Trogtiefe läßt außerdem die Annahme etwaiger trennender Schwellen weniger notwendig erscheinen. Nur die Klippenserien müssen zeitweise aus dem Meere geragt haben, denn es sind Geröllschüttungen von dort in den Hüllgesteinen bekannt. Komplizierend wirken die tektonischen Vorgänge an der Wende Kreide-Tertiär und die Transgression des Alttertiärs sowie noch spätere tektonische Bewegungen.

In der alpinen Flyschzone ist die Auflösung der Tektonik und Paläogeographie sehr erschwert durch den heftigen Zusammenschub, das großartige Deckengebäude und im Gefolge davon das weite Vorpellen der nördlichen Kalkalpen bis weit über die Flyschzone. Schon die geringe Breite der alpinen Flyschzone im Vergleich zu der der Karpaten spricht deutlich genug. In den Karpaten liegt vieles nebeneinander, was in den Alpen übereinander liegt. Das beste Beispiel ist die Hohe Tatra, deren Serien nur von den subtratischen überschritten worden sind, während die offensichtlichen Äquivalente der Tatra im Semmeringgebiet unter mehreren Decken begraben waren und metamorph geworden sind. Und gerade in den Karpaten zeigt es sich deutlich, daß die Pieninische Klippenzone doch ein selbständiges Bauelement ist, das wohl Beziehungen zur Tatra aufweist, ihr aber nicht völlig entspricht. Vielleicht wäre das auch zu berücksichtigen, wenn man einen Vergleich mit den unterostalpinen Serien sucht, dieser aber nicht so richtig gelingen will. Immerhin muß aber auch dem Ablagerungsraum der unterostalpinen Couches rouges eine ähnliche Position südlich des Kreideflysch-Troges eingeräumt werden.

### Zur Parallelisierung der Flyschserien

Zur Unterstützung meiner eigenen, in dieser Schrift schon mitgeteilten Eindrücke zu diesem Thema kann auch auf Literatur hingewiesen werden. Von älteren Schriften sei nur K. FRIEDL (1922, 1930) erwähnt, der bereits den Vergleich des Wienerwaldflysches mit dem beskidischen Flysch der Karpaten gezogen hat. Gewisse Unstimmigkeiten beruhen auf der damals noch ungenügend bekannten Stratigraphie des Karpatenflysches. Eine der neueren Arbeiten ist die von K. SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA u. M. KŚIAZKIEWICZ (1937). Obzwar diese Autoren im Großen zu einer ähnlichen Auffassung gelangt sind, bedürfen doch einige Einzelheiten einer gewissen Korrektur. So ist z. B. nicht richtig, daß die Inoceramenschichten des Wienerwaldes auch die alb-cenomanen Godulaschichten vertreten. Die bunten Schiefer und cenomanen (Reiselsberger) Sandsteine der westlicheren alpinen Flyschzone sind recht genaue Äquivalente der Godulaschichten der Karpaten und die Zementmergelerde, bzw. die Kahlenbergerschichten des Wienerwaldes entsprechen den Istebna- bzw. Inoceramenschichten der Karpaten dem Alter nach. Die Übereinstimmung ist also besser, als die genannten polnischen

Autoren angenommen haben. Etwas anderes ist, daß der Nachweis dieser Godulaschichten im Wienerwald selbst noch aussteht. Dabei ist eine Erklärungsmöglichkeit die, daß diese wenig widerstandsfähige Schichtgruppe durch tektonische Vorgänge entfernt worden ist, eine andere aber, daß sie einer Abtragung unter leicht diskordant übergreifenden höheren Schichten erlegen ist. In den Karpaten sprechen AL. MATEJKA und ZD. ROTH (1949) von einem schwach diskordanten Übergreifen von Istebna Schichten über Godulaschichten in der Gegend von Wallachisch Meseritsch. Andererseits ist in der westlicheren alpinen Flyschzone sicher ein Übergang von den bunten Schiefen in die hangende Zementmergelserie nachzuweisen; dort kann ein Fehlen also nur mit tektonischen Ursachen begründet werden. Der Frage nach dem Vorhandensein von Diskordanzen in den Serien der alpinen Flyschzone begegnet man also auch hier. Ich selbst halte im Wienerwald eine Diskordanz für die weitaus wahrscheinlichste Erklärungsmöglichkeit.

Zur Parallelisierung von Altlenbacher und Istebna Schichten einerseits und Kahlenberger und Inoceramenschichten andererseits kann ich mich angesichts meines geringen Einblickes in die schlesischen Schichtfolgen nicht recht äußern. Aber es ist doch offensichtlich so, daß auch im Wiener Raum die sandreicheren Schichten im Norden liegen, analog den Verhältnissen in Schlesien. Die Ordnung ist also auch eine ähnliche. Wenn man kleine Faziesänderungen mit einer Zunahme des Sandreichtums von Südwesten nach Nordosten in Rechnung stellt, dann ist die Übereinstimmung eine noch bessere. Und es erübrigt sich, eine nicht existierende Verbindung zwischen den Kahlenberger Schichten und den Puchower Mergeln zu suchen, wie es SKOCZYLAS-KSIAZKIEWICZ versuchten.

Trotzdem möchte ich lieber nicht die Greifensteiner Teildecke des Wienerwaldes als ein Äquivalent der Schlesischen Decke von den übrigen Teildecken als Äquivalenten der Maguradecke der Karpaten abtrennen, denn die laufenden Übergänge zwischen den Greifensteiner Schichten im Norden und den Laaber Schichten im Süden sprechen dagegen. Sollten meine auf Grund gesicherter Ergebnisse in der alpinen Flyschzone zwischen Scheibbs und Salzburg und auch in Vorarlberg geäußerten Gedanken über die Beziehungen der Schichten der Oberkreide zueinander, nämlich daß die Altlenbacher Schichten und Sievinger Schichten, entsprechend der Mürbsandsteinführenden Oberkreide, jünger sind, als die eigentlichen Kahlenberger Schichten und daß die Mürbsandsteinführende Oberkreide leicht diskordant zum Teil bis nahe der Oberkreidebasis eingreift, einer Überprüfung standhalten, wird man ja weiter sehen. In der westlicheren Flyschzone schließe ich aus einem drastischen Dünnerwerden der Zementmergelserie gegen Norden auf eine solche Diskordanz unter der Mürbsandsteinführenden Oberkreide. Der Effekt täuscht ein Versanden der Zementmergelserie gegen Norden vor, wie M. RICHTER und G. MÜLLER-DEILE (1940) angenommen haben. Könnten nicht bei den Istebna Schichten Schlesiens ähnliche verschleierte Effekte vorliegen?

In etwas späterer Zeit hat ferner noch G. GÖTZINGER (1945) zu den Analogien zwischen den mährischen Karpaten und dem Wienerwald Stellung genommen, allerdings fast nur in bezug auf das Alttertiär. Es wurden der Greifensteiner Sandstein des Wienerwaldes dem Ciezkowicer Sandstein der Karpaten und die Laaber Schichten den oberen Hieroglyphenschichten, bzw. den Zliner Schichten gleichgesetzt. Das gegenseitige Lageverhältnis der Greifensteiner Sandsteine zu den Laaber Schichten, das in Mähren das einer Überlagerung der letzteren über die ersteren ist, konnte im Wienerwald bisher (Erläuterungen 1954) noch nicht ganz

geklärt werden, aber es könnte wohl sein, daß eine solche Überlagerung, durch Schuppung verschleiert, vorliegt. Auch 1947 wird dieser Problembereich noch einmal kurz gestreift.

In Übereinstimmung mit den anderen Autoren wurde daher auch im Kärtchen der gesamte Wienerwaldflysch der Maguradecke der Karpaten gleichgesetzt. Bezüglich der Oberkreide werden weitere Forschungen zukünftig noch ein klareres Bild erstellen helfen.

Das Zwischenstück zwischen Polen und Österreich, der mährische Raum, scheint noch manche Unklarheiten zu bergen. Das betrifft zwar nicht die Maguradecke, wohl aber den unter den Namen „Subbeskidische Zone“ oder „Steinitzer Deckenserie“ bekannten äußeren Streifen. Im tektonischen Kärtchen wurden die Grenzen von ZD. ROTH übernommen, der einen Teil des äußeren Streifens als Fortsetzung der Schlesischen Decke zeichnet. Das ist plausibel, wenn man bei AL. MATEJKA (1949) liest, daß die seinerzeit als subbeskidisch gedeuteten Schichten bei WALL. M E S E R I T S C H in Wirklichkeit K R O S N O Schichten und das stratigraphisch Hangende der Schlesischen Decke sind. V. POKORNY (1947, 1950) rechnet ebenfalls die über den eozänen Njemtschitzer Schichten gelegenen Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandsteine zu den Krosno Schichten. Deshalb offenbar zeichnet M. KSIĄZKIEWICZ (1956) den Streifen bis in den Steinitzer Wald nach Süden als silesisch und als ein Gebiet, das praktisch nur aus den jüngsten Schichten der Schlesischen Decke besteht. Er hat in seinem Kärtchen einen äußeren Streifen dieser Zone im südlichsten Teil als subsilesisch (sichtlich in weitem Sinne! Vgl. Seite 211) abgetrennt. Die Meinung, daß ein äußerer Streifen zur subsilesischen Einheit gehören müsse, teilen auch MATEJKA und ROTH.

In diesem von KSIĄZKIEWICZ in der Gegend von N I K O L S B U R G ausgeschiedenen Streifen subsilesischer Serien sind wir aber in die selbe Einheit gelangt, die im österreichischen Teil R. GRILL (1953) als „W a s c h b e r g z o n e“ bezeichnet hat. Er betont mit dem Sondernamen auch ihre Sonderstellung. Hauptgesteine dieser Zone sind die Auspitzer Mergel, die höchstwahrscheinlich ins höhere Oligozän bis Burdigal gehören und die außer den bekannten Juraklippen (Leiser Berge, Staats u. a.) auch kleine Vorkommen von Kreide- und Alttertiärgesteinen sowie exotisches Material umschließen.

Eine Überprüfung ergibt aber, daß nur wenig Beziehungen zwischen der Waschbergzone und dem Helvetikum, bzw. den ihm gleichgestellten subsilesischen Serien Schlesiens erkennbar sind. Vor allem die Kreide, die im Helvetikum sehr charakteristisch ist, zeigt in der Waschbergzone mit ihren grauen und grünlichen Mergeln und den häufig glaukonitführenden Sandsteinen auffallende Ähnlichkeiten mit der Kreide im Untergrund der Molasse im österreichischen und bayerischen Alpenvorland (F. ABERER 1957). R. NOTH (1951) fand in der Kreide der Waschbergzone *Ataxophragmium variabile*, das in der böhmischen Kreide verbreitet, aber bis jetzt weder im Flysch, noch im Helvetikum bekannt ist.

Die tertiären Schichten fallen bei dem Vergleich wenig ins Gewicht, denn die Krosno Schichten sind in den Karpaten weit im Deckenland verbreitet, ja ihr Ablagerungsraum schob sich in der Ostslowakei über die Maguradecke hinweg bis in den zentralkarpatischen Raum vor. (M. KSIĄZKIEWICZ und B. LEŠKO 1959).

Es läßt sich somit begründen, daß die Waschbergzone eine Einheit ist, die der Molasse weit näher steht als dem Helvetikum, und wurde deshalb auch im Kärtchen als selbständiges Element, als eine Art aufgefaltete Molasse von den anderen Decken abgetrennt. Dasselbe gilt selbstverständlich auch für die im Aufbau völlig gleiche Gegend um N I K O L S B U R G mit den Klippen der Falkensteiner und

Pollauer Berge. Wenn J. TERCIER (1936) die Waschbergzone wegen analoger Fazies einer epikontinentalen Sedimentation am Rande der geosynklinalen Fazies der Flyschzone mit dem Helvetikum vergleicht, so ist diese Gleichsetzung sehr großzügig und trägt den heute angestrebten feineren Unterscheidungen nicht mehr Rechnung. Ebenso kann man natürlich, wie es M. KSIĄZKIEWICZ (1956) in seinem Kärtchen getan hat, die Waschbergzone als subsilesisch im wahren Sinne des Wortes ansprechen. Der Begriff „subsilesisch“ wird dadurch aber zu einem ähnlich dehnbaren Begriff, wie etwa „ultrahelvetisch“, in dem auch vielerlei unterzubringen möglich ist. Die Grenzen der Jurafazies, die sowohl hier in der Waschbergzone, als auch in der subsilesischen Zone auftritt, müssen keineswegs mit den Grenzen jüngerer Ablagerungen oder tektonischen Grenzen konform gehen. Bei regionaler Betrachtung tun sie es auch oft nicht. Wenn man etwas vergleichbares in den Ostalpen sucht, kommt am ehesten noch die in jüngster Zeit von R. JANOSCHEK (1959) beschriebene Struktur von Perwang, nördlich Salzburg in Betracht, wo ein Schuppenpaket aus Vorlandkreide, Obereozän und Alttertiär noch nördlich vom heutigen Alpennordrand erbohrt worden ist. Nur die jüngere Geschichte ist abweichend, denn in Perwang sind die tektonischen Bewegungen im Aquitan erloschen, während sie in der Waschbergzone noch bedeutend jünger sind — was auch mit dem später noch zu erwähnenden Jüngerwerden der Hauptüberschiebungen gegen Nordosten zusammenhängen dürfte.

Jedenfalls denke ich einige gute Gründe zu haben, die Waschbergzone gesondert herauszuheben, wie auch GRILL es tut.

Über die bisher etwas problematische Grenzziehung der Decken im tschechoslovakischen Raume hatte ich in allerletzter Zeit (1960) eine mündliche Besprechung mit Herrn ZD. ROTH (Prag). Ich erhielt dort eine Skizze der Deckenzusammenhänge, wie sie sich nach neuesten Ergebnissen darstellen und die von der Grenzziehung bei M. KSIĄZKIEWICZ (1956) abweichen. Auch ist die dort zum Ausdruck gekommene Auffassung ein wenig anders, als in dem von D. ANDRUSOV (1959) abgedruckten Kärtchen. Mit ROTHS liebenswürdiger Erlaubnis benütze ich seine Hinweise. Demnach endet nach einem Bericht von E. MENČIK und V. PEŠL (1955) die Schlesische Decke knapp südlich der March. Die Subsilesische Einheit am Außenrand der Karpaten endet nordöstlich dieser Stelle, so daß keine ununterbrochene streichende Verbindung zwischen dem (schlesischen) Subsilesikum und dem Steinitzer Wald besteht. Es bleibt nun zu erwägen, ob man nun die Steinitzer Serien als subsilesisch auffaßt (im weiteren Sinne), wie das die tschechoslovakischen Geologen bisher auch getan haben, oder sie in Hinblick auf das verbreitete Vorkommen von Auspitzer Mergeln und der Ähnlichkeit der Steinitzer Sandsteine mit Sandsteinen aus den Auspitzer Mergeln der Waschbergzone eben mit der Waschbergzone verbindet. Die letztere Deutung wird im Kärtchen versuchsweise vorgeschlagen. Die Krosnoschichten würden hier demnach bis in die äußersten Falten der Karpaten verbreitet sein.

Zum Alter der jüngsten Deckenüberschiebungen wäre noch folgendes zu bemerken: In T e x i n g (Niederösterreich, südwestlich St. P ö l t e n) erreichte eine Bohrung, die einige Kilometer südlich des Flyschrandes in letzter Zeit niedergebracht worden war, unter Flysch und Buntmergelserie autochthones Burdigal. Wie weit etwa das Helvet noch überschoben sein mag, entzieht sich noch unserer Kenntnis. Es ist am Alpenrand etwa östlich der T r a i s e n noch etwas gefaltet und verschuppt, während es in westlichen Gegenden zumeist nur mehr aufgerichtet zu sein scheint. Nördlich der D o n a u hingegen greift das Untertorton aus dem Inneralpinen Wiener Becken über die Überschiebungen hinweg in das Alpen-

vorland bzw. das Außeralpine Wiener Becken hinaus (R. GRILL 1958), liegt also sichtlich auf dem etwas älteren im Helvet entstandenen tektonischen Gebäude drauf. In Mähren ist die Überschiebung der Steinitzer Serie auf das Karpatenvorland nach V. POKORNÝ (1950) posthelvetisch und vortortonisch. Umso interessanter ist daher die bekannte Tatsache, daß im polnischen Karpatenvorland das Torton noch von Flysch überschoben ist (R. NOTH 1945, M. KSIĄŻKIEWICZ 1956), daß also die Deckenüberschiebung noch jünger ist, als in Österreich und in Mähren. Das Torton ist dort zum Teil als Salzformation entwickelt. Das Sarmat greift im Bereich des Wienerbeckens nur mit dem Untersarmat ein wenig aus dem Becken in den Vorlandbereich über und fehlt in Galizien ganz (R. NOTH 1945). Als limnisch-fluviatile Bildungen haben wir Torton und Sarmat als dem Deckenland bereits auflagernd kennengelernt; sie sind noch schwach gestört. Spuren solcher jüngerer Bewegungen in Form von Bruchtektonik machen sich auch im Wiener Becken bis in jüngste geologische Zeit bemerkbar. Zur selben Zeit wiederum ist in den Südkarpaten das Pliozän bis ins Levantin noch von Faltung betroffen worden (R. NOTH 1945). Die Klärung dieser Phänomene wird noch eine reizvolle Aufgabe sein.

Es wurde der Versuch unternommen, einige Probleme der östlichen alpinen Flyschzone im Zusammenhang mit der Geologie der Karpaten zu beleuchten. Die hier geäußerten Gedanken mögen als Anregung für weitere Forschungsarbeiten dienen.

### Zusammenfassung

Auf Grund von eigenen Beobachtungen in Polen und unter Zuhilfenahme von Literatur werden Gesichtspunkte erörtert, die es wahrscheinlich erscheinen lassen, daß die Klippenzone von St. Veit — Tiergarten bei Wien die eigentliche Fortsetzung der Pieninischen Klippenzone der Karpaten ist, während die Hauptklippenzone des Wienerwaldes und die Grestener Klippenzone ein Äquivalent der äußeren, mit den subsilesischen Serien verbundenen Klippen der Karpaten sein dürfte. Die Subsilesischen Einheiten Schlesiens sind bekanntlich mit dem Helvetikum der alpinen Flyschzone zu vergleichen. Gleichzeitig werden auch andere Fragen beleuchtet, wie etwa Diskordanzen innerhalb der Flyschserien oder die wahrscheinliche Transgression des Alttertiärs. Die Abtrennung der Waschbergzone, als dem Vorland verwandt, von den subsilesischen Einheiten der Karpaten als Äquivalenten des Helvetikums wird begründet. Auf das Jüngerwerden der Deckenüberschiebungen am Gebirgsrande nach Osten wird hingewiesen.

### Literatur

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und Salzburg. Mitt. Geol. Ges., Bd., 50, Wien 1958.
- ACTA GEOLOGICA POLONICA, Vol. VIII, Nr. 3. Polska Akademia Nauk, Komitet geologiczny, Warszawa 1958 (Arbeiten über den Podhale Flysch und das Eozän der Tatra von A. RADOMSKY, KR. GRZYBEK und BR. HALICKI, E. PASSENDORFER).
- ACTA GEOLOGICA POLONICA, Vol. IX, Nr. 2. Polska Akad. Nauk. Kom. geol., Warszawa 1959 (Arbeiten über Spezialfragen aus dem Gebiet der Hohen Tatra).
- ANDRUSOV, D.: Geológia československých Karpat, II. Teil. — Vydav. slov. Akad. vied, Bratislava 1959.
- ANDRUSOV, D.: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. Mitt. Geol. Ges., Bd. 51, Wien 1960.
- BIRKENMAJER, KR.: Przewodnik geologiczny po pieninskim pasie skalkowym. 4 Bände. Wydawnictwa geologiczne, Warszawa 1958.



- BIRKENMAJER, KR.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Jahrb. Geol. B.-A.*, Bd. 103, Wien 1960.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. Verl. Wepf u. Co., Basel 1953.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. und KUENEN PH. H.: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian mountains. *Bull. of the Geol. Soc. of America*, Vol. 70, New York 1959.
- ERLÄUTERUNGEN zur Geologischen Karte der Umgebung von Wien (G. GÖTZINGER, R. GRILL, H. KÜPPER, E. LICHTENBERGER, G. ROSENBERG). *Geol. B.-A.*, Wien 1954.
- FRIEDL, K.: Über die Beziehungen der nordalpinen zur Karpatischen Flyschzone. *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1922.
- FRIEDL, K.: Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. *Mitt. Geol. Ges.*, Bd. 23, Wien 1930.
- GEOLOGISCHE KARTE der Umgebung von Wien. *Geol. B.-A.*, Wien 1952.
- GÖTZINGER, G.: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. *Ber. Reichsamt f. Bodenforsch.*, Jg. 1944, Wien 1945.
- GÖTZINGER, G. und NOTH, R.: Bericht der Arbeitsgemeinschaft Flysch (1947), Karpaten-Vergleichsreise. *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1948, Wien 1950.
- GOLAB, J.: Zarys stosunkow geologicznych fliszu zachodniego Podhala (On the Geologie of the western Podhale Flysch area). *Institut geologiczny, Bull.* 149, Warszawa 1959.
- GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn. *Jahrb. Geol. B.-A.*, Bd. 96, Wien 1953.
- GRILL, R.: Über den geologischen Aufbau des Außeralpinen Wiener Beckens. *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1958.
- JANOSCHEK, R.: Oil exploration in the Molasse basin of western Austria. *Fifth World Petr. Congr.*, Sect. I, Paper 47, New York 1959.
- JANOSCHEK, R., KÜPPER, H. und ZIRKL, E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. *Mitt. Geol. Ges.*, Bd. 47, Wien 1954.
- KOTANSKI, Z.: Profile stratigraficzne serii wierzchowej Tatr polskich (Stratigraphical sections of the High-tatric series in the polish Tatra mountains). *Inst. geol.*, Bull. 139, Warszawa 1959.
- KSIAZKIEWICZ, M.: Geology of the northern Carpathians. *Geol. Rdsh.*, Bd. 45, Stuttgart 1956.
- KSIAZKIEWICZ M.: Jura i Kreda Bachowic (The Jurassic and Cretaceous of Bachowice). *Ann. de la Soc. geol. de Pologne*, Vol. XXIV, Krakow 1956 (a).
- KSIAZKIEWICZ, M. und LEŠKO, B.: On the relation between the Krosno- and Magura-Flysch. *Bull. de l'Akad. polon. des sciences*, Vol. VII, Krakow 1959.
- MATEJKA, A.: Geologická studie z okolí Valašského Mesiříči (Etude géologique dans les environs de Val. M.). *Zbornik stát. geol. ústavu Českosl. Rep.*, Zwázek XVI, Praha 1949.
- MATEJKA, A. und ROTH, ZD.: Předběžné poznámky ku geologii moravskoslezských Bezkid (Preliminary remarks to the Geologie of the Moravo-Silesian Bezkidy). *Sborn. stát. geol. ústavu Českosl. Rep.*, Zw. XVI, Praha 1949.
- MATEJKA, A. und ROTH, ZD.: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. *Pozpravy Ústř. úst. geol.*, Prag 1956.
- MENČIK, E. und PESL, V.: Zpráva o přehledném geologickém mapování východní části Chřibu. *Zprávy o geol. vyzkumech v roce 1954*. Ústř. Úst., Prag 1955.
- NOTH, R.: Die Ölgebiete der Karpaten. *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1945.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. *Jahrb. Geol. B.-A.*, Sonderband 3, Wien 1951.
- POKORNY, VL.: Předběžná zpráva o geologickém mapování na sv. sekci listu Mikulov. *Věstník stát. geol. úst. CSR*, XXII/2, Praha 1947.
- POKORNY, VL.: Zpráva o geologickém a mikrostratigrafickém mapování v okolí Slavkova u Brno. *Věstn. st. geol. úst. CSR*, 25, Praha 1950.
- PREY, S.: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein- und Grünau (O.-Ö.). *Jahrb. Geol. B.-A.*, Bd. 96, Wien 1953.
- PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N.-Ö.). *Jahrb. Geol. B.-A.*, Bd. 100, Wien 1957.
- PREY, S., RUTYNER, A. und WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1959.
- PRZEWODNIK XXXII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatrach i na Podhalu. Warszawa 1959.
- RABOWSKI, F.: Serie wierzchowej w Tatrach zachodnich (High-tatric series in western Tatra). *Inst. geol.*, Prace, Tom. XXVII, Warszawa 1959.
- RICHTER, M. und MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (ÖBB) und der Enns (Oberdonau). *Ztschr. d. dtsh. geol. Ges.*, Bd. 92, Berlin 1940.

- RUTTNER, A.: Geologische Aufnahmen 1958 im Gebiet südlich Gresten. Verh. Geol. B.-A., Wien 1959.
- RUTTNER, A.: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. Verh. Geol. B.-A., Wien 1960.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA, K. und KSIAŻKIEWICZ, M.: Ein Vergleich des Wienerwald-Flysches mit dem Karpaten-Flysch. Bull. de l'Acad. des sciences, Serie A, Krakow 1937.
- STILLE, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Amt f. Bodenf., Hannover 1953.
- ŚWIDZIŃSKI, H.: Stratigraphical index of the northern Flysch Carpathians. Serv. geol. de Pologne, Inst. geol. de Pol., Bull. 37, Warszawa 1948.
- TAUBER, A. F.: Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien. Mitt. Reichsamt f. Bodenforsch., Wien 1940.
- TERCIER, J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. Ecl. Geol. Helv., Vol. 29, Basel 1936.
- TRAUTH, F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitt. Geol. Ges., Bd. 14, Wien 1921.
- TRAUTH, F.: Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. Geol. Ges., Bd. 21, Wien 1929.
- VEITH, E.: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. Neues Jahrb. Geol. und Pal., Abh., Bd. 97, Stuttgart 1953.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. Jahrb. Geol. B.-A., Bd. 94, Wien 1950.
- Z BADAN GEOLOGICZNYCH wykonanych w Tatrach i na Podhalu. Tom V. Inst. geol., Bull. 149, Warszawa 1959 (Kurze einschlägige Arbeiten über die Tatra und Podhale).

## Kurzbericht über die Mesozoikumkonferenz 1959 in Budapest und die Frage des Zusammenhanges der Sedimentationsräume des alpinen und des ungarischen Mesozoikums

Von B. PLÖCHINGER

Zwischen dem 15. und 23. September dieses Jahres hat anlässlich des 90jährigen Bestandes der Ungarischen Geologischen Anstalt in Budapest eine Mesozoikumkonferenz stattgefunden, wobei Gelegenheit war das Mesozoikum Ungarns mit den alpinen Serien zu vergleichen und den Stand der ungarischen Mesozoikumforschung kennen zu lernen.

Ungarn liegt als Zwischengebirge zwischen dem Alpen-Karpatenbogen und den Dinariden und zwar nicht, wie man bisher gerne annahm, als starrer Körper, sondern nach den neuen ungarischen Forschungen als ein bereits im Paläozoikum konsolidierter, den orogenen Vorgängen der alpinen Phasen jedoch noch unterworfen, man kann sagen alpin wiederbelebter, Raum. Die Konsolidierung ist alt, mittelpaläozoisch. Durch sie verminderte sich die Mobilität des Unterbaues. Es konnte kein großer, stetig sinkender Geosynklinalraum werden, wie im alpinen Bereich, sondern es gliederte sich der Raum des ungarischen Zwischengebirges in mehrere Teilgeosynklinalen mit geringerer Senkungstendenz aus (vgl. E. VADASC, Acta Geologica). Allein schon die Verteilung des Mesozoikums und dessen unterschiedliche Ausbildung verweisen auf den Geosynklinalcharakter des ungarischen Raumes.

F. HORUSITZKY, welcher einen Vortrag über die ungarische Trias im Spiegel der Großtektonik hielt, sieht in der Ausbildung des gesamten Ungarischen Mittelgebirges Beziehungen zu den S-Alpen (Menina, Steiner- und Julialpen). Er verweist auf das Auftreten der Seiser-, Campiler- und Buchensteinerschichten, auf die pietra verde-Zwischenlagen im Ladin, auf die Vergleichbarkeit des ladinischen