

- GEISSNER, D., 1963: Neue Untersuchungen in den Reiflinger Kalken an der Typlokalität Großreifling (Enns). Kurzfassungen zu den Vorträgen anlässlich der Jahresversammlung der Pal. Ges. in Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1963: Bericht 1962 über Aufnahmen zwischen dem Hengstsattel und St. Gallen (Blatt 4953/1 u. 2). — Verh. Geol. B. A., H. 3, A. 63.
- RIMSATTE, J., 1957: Über die Eigenschaften der Glimmer in den Sanden und Sandsteinen. — Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, 6, Heidelberg, 1—49.
- TROMMSDORF, V., 1963: Über Lamprophyre aus den nördlichen Kalkalpen (Ehrwaldit). — T. M. P. M., III. Folge, VIII, Wien, 281—325.

Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpaten

VON SIEGMUND PREY

Mit 1 Tafel

Im Jahre 1963 hatte der Verfasser Gelegenheit, an Exkursionen in die Karpaten teilzunehmen, und zwar im Mai anlässlich einer Arbeitstagung der Tektonischen Kommission der Karpaten-Balkan-Assoziation in Smolenice (nördlich Preßburg), sowie im September am Kongreß dieser Vereinigung in Warschau und Krakau. Neben mündlichen Erläuterungen und eigenen Beobachtungen steht für die polnischen Karpaten ein ausführlicher Exkursionsführer neben einigen Publikationen zur Verfügung. Manches von dem, was gezeigt worden ist, dürfte auch für Alpengeologen von Interesse sein. Daher mögen ein kurzer Überblick, die Beobachtungen an den Aufschlüssen und schließlich einige besonders interessante Forschungsergebnisse, sowie Vergleichsmöglichkeiten zwischen Ostalpen und Westkarpaten Gegenstand der folgenden Abhandlung sein. Zur Ergänzung wurde auch einige neuere Literatur verwertet.

I. Überblick über die Geologie der Westkarpaten

Grundlage dieses Überblickes sind für den tschechoslowakischen Anteil vor allem Arbeiten von D. ANDRUSOV (1959, 1960—1963, 1960), M. MAHEL (1960) und A. MATEJKA & ZD. ROTH (1956 u. a.) und für den polnischen Teil von M. KSIAZKIEWICZ (1960—1963) und ST. WDOWIARZ (1963). Es sei auch auf die neue, zum Kongreß erschienene Arbeit über die Stratigraphie der polnischen Karpaten (F. BIEDA, S. GEROCH, L. KOSZARSKI, M. KSIAZKIEWICZ & K. ZYTKO, 1963) hingewiesen. Die Stratigraphie der tschechoslowakischen Karpaten ist in den bisher erschienenen Bänden von D. ANDRUSOV (1958, 1959), auch mit Berücksichtigung benachbarter Gebiete, ausführlich dargestellt.

ST. WDOWIARZ (1963) unterscheidet an tektonischen Einheiten am Außenrande bei Przemyśl zunächst eine Innenzone des Vorlandes mit bedeutenden tektonischen Komplikationen, die vorwiegend aus jungtertiären Schichten, aber auch ein wenig Flysch und Jura besteht. Daran schließt sich in

der selben Gegend die Rand- oder Außenzone der Karpaten an, die wegen ihres tektonischen Stils auch als „Zone der tiefen Falten“ („zone des plis profonds“) bezeichnet wird. Als eine Fortsetzung derselben wird die „Externzone“ in Rumänien angesehen. Es handelt sich um einen komplexen und heftig gefalteten Randstreifen des Gebirges, der aus Flysch von der Art der höheren Decke, aber auch aus miozänen Schichten besteht (M. KSIAZKIEWICZ, 1960—1963). Dieser Autor scheidet allerdings die Innenzone des Vorlandes in seinem Kärtchen nicht aus. Auch die Parallelisierungen mit Rumänien stimmen mit denen von WDOWIARZ nicht ganz überein.

Die nächsthöhere Decke ist die Skole-Decke, die westlich vom Dunajec beginnt und sich gegen Südosten bis nach Rumänien fortsetzt. Sie ist eine Flyschdecke, bestehend aus wenig Unterkreide, cretacischen Inoceramenschichten, Eozän und Krosno-Schichten. Die oft engen Falten und Schuppen werden auch „Skibas“ genannt. Zwischen den Flüssen Dunajec und Wisloka trägt sie transgressiv auflagernde Reste von Torton. Die bisher nachgewiesenen Mindest-Überschiebungsweiten betragen bis zu 15 km (Bukowina).

Es folgt darüber die Subsilesische Decke mit einem stratigraphischen Umfang von der Unterkreide bis ins Alttertiär. Sie unterscheidet sich aber wesentlich von den umgebenden Flyschdecken durch die vor allem in der Oberkreide und im Paläogen verbreitete Foraminiferenfazies. D. ANDRUSOV (1960) nennt sie auch „Friedecker Einheit“. Als jüngste sind Krosno-schichten vorhanden. Sie ist in Schlesien und nach Osten bis in die Gegend von Sanok verbreitet, wo sie verschwindet. Die Überschiebungsweite muß die bisher nachgewiesenen 20 km (ZD. ROTH, 1964) weit übersteigen.

M. KSIAZKIEWICZ (1956, 1960—1963) vergleicht sie mit dem Helvetikum der Ostalpen; der Verfasser folgt ihm darin (S. PREY, 1960). D. ANDRUSOV (1960—1963) hingegen scheidet sie in seinem Kärtchen mit verschiedenen Signaturen aus. Aber auch die Steinitzer Einheit in Mähren bis zur Waschbergzone in Niederösterreich wird mit der Subsilesischen Einheit vereinigt. Der Verfasser (S. PREY, 1960) hat bereits für eine Abtrennung der Waschbergzone plädiert und diese zu begründen versucht.

Darüber liegt vor allem in Schlesien und Ostpolen die Schlesische (Silesische) Decke mit einer mächtigen und häufig an klastischem Material reichen Folge von Flyschsedimenten mit einem Umfang von Oberjura bis ins Oligozän. Die jüngsten Anteile, die Krosno-Schichten sind vor allem in der sogenannten „Zentralen Depression“ in Ostpolen weit verbreitet. Die Überschiebungsweite beträgt, wie das Fenster von Żywiec (Saybusch) beweist, mindestens 30 km.

Die Zone von Dukla-Užok zieht etwa aus dem Bereich der Wisloka gegen Südosten. Hier verschwindet sie nämlich unter der Magura-Decke. Sie ist durch die Inoceramenschichten der Kreide eher der Magura-Decke verbunden, aber die darüberliegenden Hieroglyphen-, Menilit- und Krosno-schichten zeigen engere Beziehungen zur Schlesischen Decke. Sie ist vor allem tektonisch gut individualisiert und am Nordrand, wo sie auf die Schlesische Decke aufgeschoben ist, stark gestört.

Als eine Fortsetzung wird weiter im Westen die Prä-Magurazone angesehen, die aber teilweise sich stark verändert, besonders in der Ausbildung

des Alttertiärs. Etwas verschieden ist auch die Auffassung der in den Fenstern unter der Maguradecke (z. B. Mszana Dolna) aufgeschlossenen Serien: ST. WDOIARZ und D. ANDRUSOV zählen sie zur Prä-Maguraeinheit, M. KSIAZKIEWICZ aber zur Schlesischen Decke.

Die Haupteinheit des Flysches der Westkarpaten ist aber die Maguradecke. Sie erreicht im Meridian von Krakau über 40 km Breite, dünnt aber gegen Südosten rasch aus. Über die weitere Fortsetzung ist man geteilter Meinung. In Mähren ist sie rund 50 km breit und in einige Teildecken gegliedert (von außen nach innen: Rača-, Bystrica- und Weißkarpateneinheit). Die Kreide besteht hauptsächlich aus Inoceramenschichten, jedoch wird in Mähren eine mergelige Kreide von der Fazies der Puchower Mergel und spurenweise Unterkreide (Hluker Schichten) als zum Verband gehörig angenommen. Darüber folgt mächtiges Paläogen. Der größte, bisher im Tal der Wisłoka nachgewiesene Überschiebungsbetrag wird mit 35 km angegeben. Einige Fenster beweisen Überschiebungsbeträge bis über 25 km.

Weiter innen im Gebirge erstreckt sich dann die Pieninische Klippenzone (Innere Kl.) auf ca. 500 km Länge von Wien bis zum Massiv von Marmaros. Ein in mehrere Serien auflösbares Mesozoikum bildet tektonische Schollen, die von weicheren Gesteinen, die zum geringeren Teil von Jura bis Mittelkreide der Klippenserien, zum größeren aber von teils in Foraminiferenfazies, teils in klastischer, oft flyschähnlicher Fazies entwickelten Oberkreide-Alttertiärgesteinen umhüllt werden. Die Tektonik ist äußerst kompliziert. Auch Trümmer hoch- und subtratischer Gesteine beteiligen sich am Aufbau (D. ANDRUSOV, 1960).

Innerhalb der Klippenzone beginnt ein in Aufbau und Stil von den äußeren Gebirgsteilen völlig verschiedenes Gebirgsland, die Zentralkarpaten (D. ANDRUSOV, 1958, 1959, 1960; M. MAHEL, 1960 u. a.). Die kristallinen Kerngebirge bestehen aus kristallinen Schiefern und granitischen Gesteinen, die eine bewegte Geschichte und oft mehrmalige Metamorphosen hinter sich haben. Von D. ANDRUSOV (1958) werden sie eingehend beschrieben. Sie werden von größtenteils mesozoischen Sedimentserien umhüllt. Über dieses autochthone Mesozoikum (Hochtatrikum) sind die Križnadede und darüber die Chočdecke überschoben, die in mehr minder großen Erosionsresten erhalten sind (subtratische Serien). Im Süden gibt es im Slowakischen Karst mächtig entwickelte Dachsteinkalke, auch Hallstätter Fazies ist bekannt. Während in den tieferen Decken Alb-Cenoman transgredieren, gibt es in den höheren Decken höhere Oberkreide von der Art der Gosauschichten. Der fertige Deckenbau wird hauptsächlich von eozänen, vielleicht z. T. auch oligozänen Sedimenten überlagert (Paläogen der Zentralkarpaten). Danach wurde das Ganze nur mehr in große Faltenwellen gelegt.

Im Jungtertiär schließlich erfolgte die Bildung zahlreicher Einbruchsbecken, ein Vorgang, der vor allem am Rande des Pannonischen Beckens von lebhaftem Vulkanismus begleitet war. Auch in Polen bildeten sich Becken mit limnischen Ablagerungen (Tone, Lignite, Sande und Schotter), die ins Torton gestellt werden, wie etwa die Becken von Nowy Targ (Neumarkt), oder Nowy Sącz (Neu-Sandec). Jungen Vulkanismus gibt es aber auch im Bereich der pieninischen Klippenzone und dem angrenzenden Rand der Maguradecke in der Gegend von Krosienko in Polen. Er ist aber älter als die Becken und steht etwa an der Wende Oligozän — Miozän (K. BIRKENMAJER, 1960).

II. Bericht über die Exkursionen

1. Die Exkursion in die tschechoslowakischen Karpaten

Von Smolenice aus wurden einerseits metamorphe Serien des Grundgebirges besichtigt, wo leicht metamorphe paläozoische Gesteine, und zwar tonige oder psammitische Gesteine mit Einlagerungen mergeliger Schiefer bis Lydite und auch von Crinoidenkalken von den granitischen Gesteinen des Preßburger (Bratislava) sowie des Moderner (Modrá) Massivs oft intensiv kontaktmetamorph verändert worden sind (B. CAMBEL).

Andererseits wurde ein Einblick in die Serien der Křižnadecke, in geringerem Maße auch der Chočdecke gewonnen. Erstere besteht bei Kuchyná aus wenig Keuper und Rhät, darüber dunklen bankigen Kalken, die oft feinsandig und auch knollig und hornsteinführend sind, Kieselkalken und Lagen von Crinoidenkalken des Unterlias (Kalksbürger Schichten), dann Crinoidenkalken von Hierlatztypus, die in den Dogger hineinreichen (Vilser Kalk), und schließlich grauen Malmkalken. Lokal war eine Breccie aus Liaskomponenten in einer dem Dogger-Crinoidenkalk entsprechenden Einbettungsmasse zu sehen.

Die höhere Chočdecke beginnt mit einer mächtigen Permserie aus braunroten meist sandigen Tonschiefern und Sandsteinen, auch Breccien mit kristallinen Komponenten, ferner Melaphyren und Tuffen. In schwarzen Tonschiefern bei Sološnica wurde eine Perm-Sporenflora bestimmt. Im Hangenden folgen rote Schiefer und schließlich Werfener Schichten mit *Naticella costata*. Die Landschaft der Trias der Chočdecke gleicht derjenigen des kalkalpinen Wienerwaldes.

Ein Detail beleuchtet die Stellung des Paläogens der Zentralkarpaten: Der Muschelkalk etwa NW Sološnica ist verkarstet und mit Terra rossa durchsetzt; darüber transgrediert oberes Untereozän mit grünlichgrauen sandigen Breccien.

Bei der nun folgenden mehrtägigen Exkursion wurde zunächst die Flyschzone gequert, aber nur wenige Punkte besichtigt. So wurden mitteleozäne Schichten der Weißkarpaten-Einheit bei Louka (etwa NNW Myjava) in Form grünlichgrauer Mergel mit wenigen dünnen Sandsreinbänken gezeigt. Die in meiner Probe enthaltene Sandschalerfauna ist uncharakteristisch; Dendrophryen dominieren.

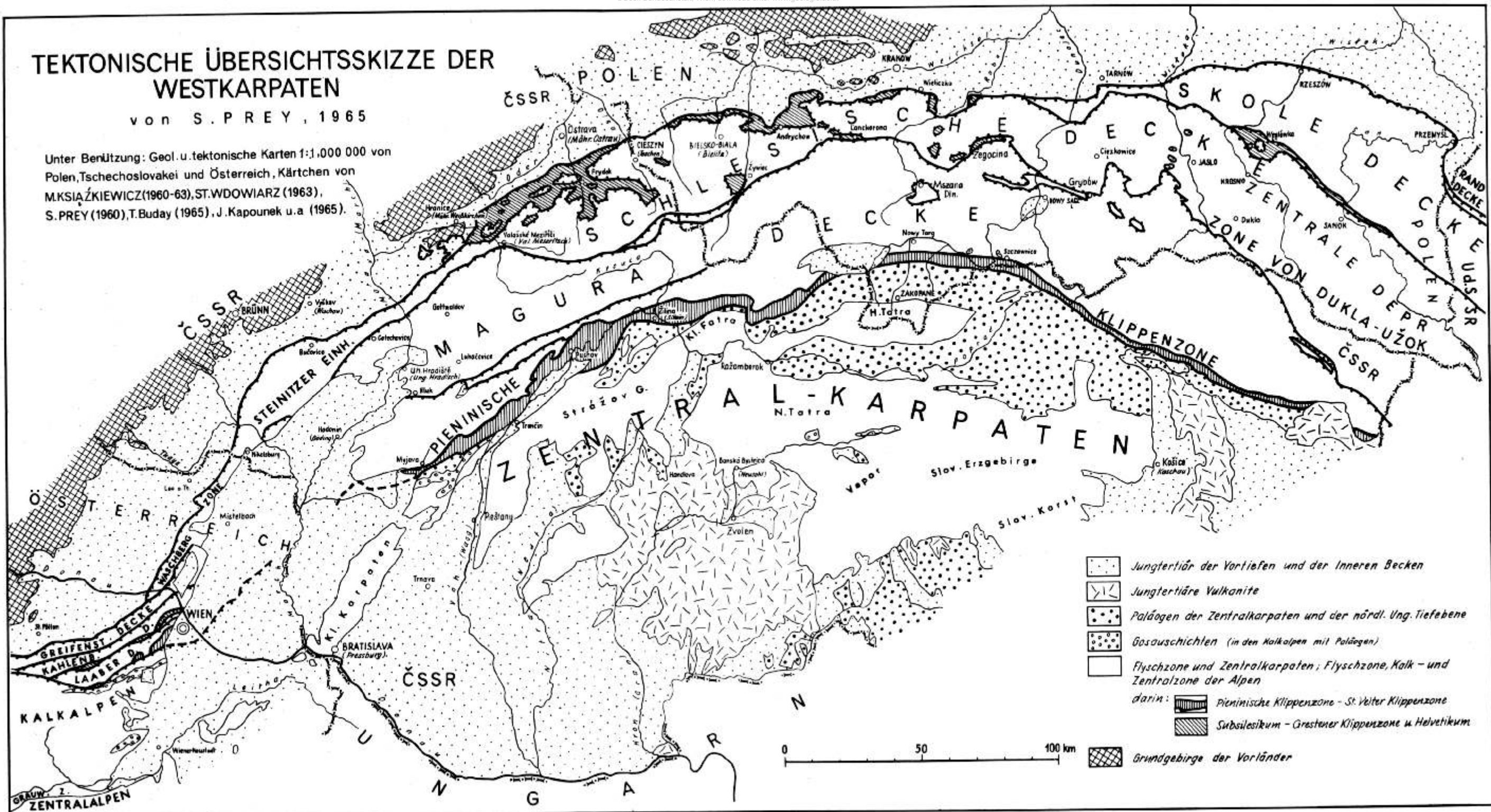
Als zweite wurde die Lokalität Hluk (Gegend von Uh. Hradiště — Ungarisch Hradisch) besucht, die mir schon von einer früheren Exkursion bekannt war. Man findet dort häufig die lebhaft roten Senonmergel, die unserem Helvetikum gleichen, von den tschechoslowakischen Geologen aber mit den Puchover Mergeln der Pieninischen Klippenzone verglichen werden. In einer Baugrube auf der Hügelkuppe sah man heftig gestörte und verruselte sandige Kalkbänke mit grauen Mergellagen und schwarzem mylonitischem Material aufgeschlossen. Diese Unterkreide schien uns sehr manchen Gesteinen der Schlesischen Unterkreide, aber auch Unterkreideserien des Ostalpen-Flysches zu gleichen. Sie werden Hluker Schichten genannt. Unsere Schlammprobe erbrachte nichts Bemerkenswertes.

Bei Srířlky (ca. 20 km WNW Ung. Hradisch) schließt ein großer Steinbruch paleozäne Solaňer Schichten auf. Es sind grobbankige Sandsteine, oft mit konglomeratischen Lagen an der Basis, und Lagen grünlichgrauer bis schwärzlicher Tonschiefer. Die in unserer Probe enthaltene Foraminiferenfauna bestand

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSSKIZZE DER WESTKARPATEN

von S. PREY, 1965

Unter Benützung: Geol. u. tektonische Karten 1:1.000.000 von
 Polen, Tschechoslowakei und Österreich, Kärtchen von
 M. KSIĄŻKIEWICZ (1960-63), ST. WDOWIARZ (1963),
 S. PREY (1960), T. Buday (1965), J. Kapounek u. a. (1965).



aus z. T. auch großwüchsigen Sandschalern und ganz wenigen Kalkschalern (Globigerinen, *Anomalina grosserugosa*); wichtig ist *Rzehakina epigona*. Mit diesen Schichten befindet man sich schon fast am Außenrand der Maguradecke.

Der Maguradecke außen vorgelagert ist die Steinitzer (Ždánice) Einheit. Von dieser wurde ein Aufschluß bei Brankovice (10 km E Bučovice) gezeigt: wenig verfestigte hellbraune Sandsteinlagen wechseln mit dünnen Tonmergel-lagen. Das Sediment ist durchaus molasseartig.

Am Außenrande der Maguradecke kommen ebenfalls Klippen vor. Diejenigen von Cetechovice (ca. 5 km NE Střílky) sind mit den grobklastischen So-laňer Schichten engstens verbunden und diese wiederum in rote Tone des Paleozäns gebettet. In den bankigen grauen bis bunten, teilweise etwas hornsteinführenden, im oberen Teil auch marmorartigen Kalken ist Oxford nachgewiesen durch reichere Faunen. Ähnliche Kalke kommen auch in den umgebenden Brec-cien als Komponenten vor. Von Dr. ZD. ROTH wurde die — sehr plausible — Deutungsmöglichkeit als Olistolithen angedeutet.

Ebenfalls am Außenrande der Maguradecke bei Bilavka (bei Bystrice n. Hostiněm — Bystritz am Hostein) stehen sehr grobe Konglomerate mit zahlreichen, oft dichtgepackten und gelegentlich über kubikmetergroßen Blöcken von rötlichen und grünlichen Graniten, verkittet mit einem sandig-tonigen Bin-demittel an. Schmale Einschaltungen von rotem Ton und braunem Sandstein wurden beobachtet. In der Umgebung finden sich wiederum die roten Tone des Paleozäns.

Hier liegt zwischen dem Deckenrand der Karpaten und dem Grundgebirge des Vorlandes oft nur sehr wenig Helvet. Die südlicher gelegene Vortiefe mit Helvet streicht unter die Decken hinein. Die tortonische Vortiefe liegt weiter nördlich.

Ein Abstecher führte uns auch in den Kulm des Karpatenvorlandes bei Opátovice (S Hranice — Mähr. Weißkirchen). In einem großen Steinbruch werden die sehr harten feinkörnigen bis grobkörnigen, bisweilen auch etwas konglomeratischen Sandsteine, die mit harten schwarzen Tonschiefern wechsellagern, abgebaut. Auch mittel- bis oberdevonische dunkelgraue kalzitklüftige Kalke wurden bei Černotín (SE Mähr. Weißkirchen) gezeigt, über denen Helvet (Karpatische Serie) transgrediert. Spalten des Kalkes sind mit geröllführendem Tegel erfüllt. Konglomerate des Helvets enthalten viel Kulm-Gerölle.

Dann ging es wiederum ins Gebirge in das subsilesische und Silesische Decken-land der Gegend von Frenštát (Frankstadt). Die interessante Morphologie dieser Gegend beruht auf dem Gegensatz der größtenteils weichen und leicht ausräumbaren Schichten des Subsilesikum — vorwiegend die senonen Friedecker Mergel —, die in den Tallandschaften anstehen, zu den härteren Gesteinen der Unterkreide und des oberen Malm der Schlesischen Decke, die die Berge aufbauen und als Deckschollen dem Subsilesikum aufliegen. Dazu gehört auch der berühmte Malm-Riffkalk von Stramberk (Stramberk). Bohrungen haben be-wiesen, daß äußerst flache Überschiebungen mit bedeutenden Verschuppungen mit dem Jungtertiär vorliegen. Der Untergrund mit dem Flözführenden Ober-karbon wurde in Tiefen zwischen 400 und 700 m erbohrt.

Über Frýdek-Místek (Friedeck-Mistek) wurde das Tal der Ostra-vica erreicht. In diesem war etwa 5 km SSE Mistek die Überschiebung der Schlesischen Decke auf die subsilesischen Friedecker Mergel aufgeschlossen. Letz-tere sind ziemlich dunkelgraue feinsandige Mergel mit feinkörnigen Sandstein-

lagen. Unsere Probe erbrachte (wohl wegen der tektonischen Beanspruchung) eine schlecht erhaltene Kalkschalerfauna mit vielen Globigerinen und Gumbelinen; dazu wenige andere Formen, darunter *Bolivinoidea draco*. Die überschobenen Grodischer (Hradiště) Schichten sind schwarze Schiefer mit wenigen Einschaltungen sandiger Kalkbänke und einiger dunkelgrauer schwach kieseliger Sandsteinbänke (bis 40 cm), die ebenfalls stark gefaltet und tektonisch beansprucht sind. Wir erhielten daraus eine ebenfalls nur schlecht erhaltene Kalk- und Sandschalerfauna der Unterkreide.

Die weitere Fahrt durch das Ostravica-Tal gegen Süden vermittelte einen Eindruck von der riesigen Mächtigkeit der Kreideschichten dieses Gebietes, insbesondere der sandsteinreichen Godula- und Istebnaschichten. Erstere bauen den höchsten Berg dieser Gegend, die Lysá hora (1325 m) auf. Nördlich der Paßhöhe bei Konečná liegen darauf noch bunte Schiefer, Cíezkowicer Sandstein, dunkle Eozänschiefer und Menilit- und Krosnoschichten (A. MATEJKA & ZD. ROTH, 1952). Die Paßhöhe bezeichnet auch den Überschiebungsrand der Maguradecke, an dem in Nachbarschaft bunter Schiefer und Sandsteine der Solaner Schichten auch Klippen von Oberjurakalken liegen (A. MATEJKA & ZD. ROTH, 1949). Im Tal der Kysuca wurde ein Aufschluß im Paläogen der Rača-Einheit der Maguradecke gezeigt mit einer Folge von reichlich grünlichen, schwärzlichen oder auch dunkelbraunen Schiefen mit teils härteren, teils auch weichen Sandsteinbänken (selten über 2 m mächtig). Weiterhin wurde die Bystrica-Einheit gequert, die hier bis zur Klippenzone reicht; die Weißkarpaten-Einheit fehlt hier.

An der Kysuca, nördlich ihrer Mündung in den Waag-Fluß, gibt es prachtvolle Aufschlüsse in den mesozoischen Serien der Klippenzone. Besonders interessant ist der über den Tithonkalken folgende Abschnitt, weil sich hier über plattige dichte aptychenführende Hornsteinkalke des Neocoms, etwas hornsteinführende Mergelkalke des unteren Alb und graue gelegentlich auch bunte Mergel des Oberalb-Cenoman ein Übergang bis in die dunkelroten Mergel des Unterturon vollzieht. Das höhere Turon ist flyschartig entwickelt. Etwas südlicher, bei Povážsky Chlmec stehen grobe Konglomerate und Blockschichten mit Kalken, Porphyren, Porphyriten, Graniten, ältercretacischen Mergelschollen u. a. als Komponenten an. Das Alter dieser Upohlav-Schichten wurde durch Mikrofaunen der in diese übergehenden flyschartigen Serien als Santon-Campan bestimmt. Nicht weit von hier liegt im Waagtal der größere Ort Žilina (Sillein).

Die Fahrt führte weiter an den Nordrand der Kleinen Fatra. Hier liegen in der Gegend der Vrátna dolina und des Berges Rozsutec mit seinem sägezahnähnlichen Profil über dem Kristallin zuerst die autochthone mesozoische Hüllserie, darüber die Krížnadecke (Untertrias bis Neocom-Cenoman) und schließlich die Chočdecke mit reichlich Triasdolomiten, in die das genannte Tal eine wilde Schlucht gegraben hat. Am nördlichen Ausgang desselben transgrediert darüber das zentralkarpatische Paläogen mit dem eozänen Sulover Konglomerat. Scharf ist die Grenze gegen die nördlich angrenzende Pieninische Klippenzone, die hier steil auf das Paläogen südwärts aufgeschoben ist. Sehr typisch ist die Morphologie dieser Zone, wenn man sie vom Sattel Rovné sedlo überblickt.

Östlich des Sattels führt das Zázrivatal zur Orava und diese zum Waag, östlich um die Kl. Fatra herum. Hier liegt das Paläogen der Zentralkarpaten auf der Krížnadecke, die hier aus Triasdolomit, Keuper, sandigem Lias,

Radiolariten und bunten Kalken des Tithon-Neocom besteht. Darunter liegt die autochthone Hüllserie mit Dolomit, Keuper, Rhät, dunklen fleckigen Mergelschiefern mit sandigen Kalkbänken des Lias-Dogger, Hornsteinkalken des Oberjura-Neocom (plattige Neocomkalke ziemlich dunkelgrau) und Schiefern des Alb. Im Oravatal ist der liegende Granit aufgeschlossen. In dieser Gegend bewirken postpaläogene Querstörungen eine ansehnliche Versetzung der Strukturelemente gegen Süden. Erosionsreste der Chočdecke bilden klotzige felsige Berge. Im Waagtal oberhalb der Mündung der Orava gibt es in Zusammenhang mit denselben Störungen ostvergente Falten.

Weiter östlich liegt zwischen der Hohen Tatra im Norden und der Niederen Tatra im Süden der weitläufige paläogenerfüllte Liptauer Kessel (Liptovska kotlina). Die Niedere Tatra, die überquert wurde, zeigt etwa denselben Aufbau, wie die Kl. Tatra.

Das Grantal kommt von Osten durch eine heftig gestörte Zone, die sogenannte Kraklova-Zone im Gran-Synklinorium, eine Zone, an der das Vepor-Gebirge nach Norden vorgeschoben worden ist. In der genannten Zone treffen wir wiederum die selben Einheiten, wie bisher, allerdings ist das Mesozoikum der Kríznadecke leicht metamorph geworden. An der Straße bei Malaska stehen stark tektonisierte graue feinserizitische Kalkschiefer mit kompakteren Kalkschieferbänken des unteren Jura an. Den Keuper und Triasdolomit im Liegenden konnten wir nicht sehen. Über dieser Serie liegt ein mächtiges Paket der Chočdecke, die in mehrere Teileinheiten gegliedert werden kann. In der mittleren Teildecke ist an der Basis auch Karbon (glimmerige Schiefer, schwarze Sandschiefer, Arkosen) und auch roter Permsandstein vorhanden.

Von Banská Bystrica (Neusohl) führt die Fahrt über Žiar nach Handlova und Novaky durch ein Gebiet, in dem reichlich Vulkanite, vor allem rhyolithische und andesitische Tuffe, Agglomerate und Laven mit meist limnischen Bildungen wechsellagern. Man unterscheidet drei vulkanische Zyklen (M. KUTHAN, 1963). Die Süßwasserschichten z. B. des Beckens von Handlova führen Kohlen, sie sind Torton-Sarmat (V. CECHOVIC, 1962). Die mehr minder sandigen Tone der kohlenführenden Formation waren Anlaß zu bedeutenden und ausgedehnten Rutschungen, die von L. SNOPEK (1963) eingehend untersucht worden sind.

Bei der Querung des Strážov Gebirges wurde auch das Kristallin berührt, auf dem wiederum mesozoische Serien aufliegen. Ein sehr schönes Profil an einem neuen Güterweg im Gebiet des Belankatales beginnt mit Untertriasquarzit und Triasdolomit, darüber Keuper mit roten Schiefern und grünlichen Quarzitlagen. Das Rhät besteht aus dunklen dünnbankigen, teils sandigen, teils crinoidenführenden Kalken, im Lias herrschen schwarze Mergelschiefer mit seltenen Einschaltungen gelegentlich in Gruppen auftretender flaseriger Kalkbänke oder Crinoidenkalken. Im Dogger liegen in den schwarzen Mergelschiefern Bänke von flaserigen Kieselkalken, Kieseltonen und Spongiolithen und im höheren Teil sandige Kalkbänke mit grobsandigen, weiter oben sogar feinkonglomeratischen Basallagen, die nach oben immer feinkörniger werden und in Kieselmergel übergehen und zwischen diesen Bänken auch dünnbankige Spongiolithlagen. Besonders bemerkenswert sind in den feinkonglomeratischen Lagen neben Quarzgeröllen solche von dunklen Dolomiten, wie sie im Pennin und Unterostalpin der Alpen ebenfalls reichlich vorkommen! Weiter im Hangenden folgt noch Radiolarit und mergelig-kalkiges Neocom. Die Schichtfolge des Jura ist fossilbelegt.

Über dieser autochthonen Serie liegt wiederum Krížna- und Chočdecke.

In der Klippenzone wurde im Waagtal kurz die Manin-Klippe besucht, ferner die Upohlav-Schichten bei Nošice (NE Puchov). Es sind Konglomerate mit zahlreichen Gesteinsfragmenten aus der Klippenzone und Geröllen von Graniten, Porphyren u. ä. Sie gehen nach oben in flyschartige Schichten aus Mergelschiefern mit Sandsteinbänken (bis 1 m) über. Durch eine bedeutende Störung getrennt, grenzen daran cenomane Mergelschiefer mit durchschnittlich bis 2 dm mächtigen Kalksandsteinbänken mit einer Fauna mit kümmerlichen Kalk- und Sandschalern, großen Dendrophryen und *Thalmaninella ticinensis* (eigene Probe), die zur Manin-Serie gehören.

Ferner wurde die Klippe von Dolný mlyn (in der Gegend von Waag-Neustadt — Nové Město n. Váh.) angesehen, mit einem Profil der Czorsztyn-Serie, überlagert von vorwiegend roten, durch reiche Foraminiferenfaunen ausgezeichneten Mergeln des Cenoman-Turon (Skizze davon in E. SCHEIBNER, 1963).

2. Die Exkursion in Polen

Für diese Exkursionen stand dem Verfasser ein ausgezeichnete und viele Details mitteilende Exkursionsführer neben den eigenen Beobachtungen am Aufschluß zur Verfügung.

a) Die Exkursion in den Westteil der polnischen Karpaten

Erstes Ziel war das Gebiet von Wadowice. Bei der Fahrt sieht man den Rand der Schlesischen Decke durch Hügelszüge markiert.

Die Klippen von Targanice südlich Andrychów hat der Verfasser schon einmal besucht (S. PREY, 1960). Im Bett und am Ufer des Baches Targaniczanka stehen südlich von grünlichen Senonmergeln mit *Reussella szajnochae* grobkörnige sandig-glaukonitische organodetritische Kalke mit Lithothamnien und Discocyclinen an, die von grauen organodetritischen Mergeln begleitet werden; Paleozän-Untereozän (unsere Probe von damals enthält eine Mikrofauna mit u. a. Globigerinen, Globorotalien und kleinen Nummuliten). Mit einer Lücke liegt darunter Campan in Form grauer, nach unten etwas heller werdender Mergel mit einem nach unten zunehmenden Gehalt an Hornsteinknollen (unsere Probe enthält zweikielige Globotruncanen ex gr. *lapparenti* und *arca*, *Globotruncana globigerinoides*, Globigerinen, Gümbelinen, *Pseudotextularia elegans* u. a.). Diese Mergel überlagern ursprünglich transgressiv, jetzt aber mit tektonischen Kontakten untertithonische Hornsteinkalke in Form von Klippen. An der Grenze wurden Reste eines Transgressionskonglomerates mit Granit- und Hornsteinsplittern gezeigt, die uns aber dort wenig überzeugend erschienen sind. Der ganze Komplex gehört zur subsilesischen Einheit, die wenig weiter südlich von der Silesischen Decke überschoben wird.

Ein zweiter Punkt lag in diesem Raume östlich Andrychów. Hier liegen über hornsteinführenden Mergeln des Campans 1,80 m glaukonitischen Kalksandsteins und darüber sandige Kalkbänke mit sandigen Mergellagen und Kalke mit Lithothamnien, Bryozoen, auch Nummuliten und Discocyclinen. Die Mergel enthalten eine an Globigerinen reiche Mikrofauna. Im Verbands derselben Scholle liegt dieses oberste Mitteleozän auf einer Linse von Tithonkalk, die auf mylonitischem Granitgneis aufruht. Die Schichtfolge dieses Gebietes ist also außerordentlich lückenhaft.

Bei Bukowiec (etwa 4 km W Andrychow) stehen in einem Graben östlich der Terrassenfläche des Sola-Flusses grünliche fleckige Mergel mit sehr seltenen und dünnen sandigen Bänkchen an, die eine Fauna des Unter- bis Mitteleozäns mit vielen Globigerinen, *Globorotalia aragonensis*, *Gl. crassata* u. v. a. enthält. Auch dieses Gestein gehört ins Subsilesikum.

Die Fahrt ging nun nach Bielsko-Biala (Bielitz) und von hier etwa 5 km nach Südwesten in das Tal von Kamienica, wo die tiefsten Teile der Schlesischen Kreide anstehen: die Unteren Teschener (Cieszyn) Schiefer sind dunkelgraue oder dunkelbräunlichgraue mergelige Schiefer mit vereinzelt dünnen groben quarzitischen Sandsteinbänken; auch dunkle bituminöse Kalklinsen kommen vor. Einstufung ins Tithon. Die Sandschalerfauna unserer Probe ist kümmerlich (u. a. Trocholinen).

Darüber folgen die Teschener Kalke (Tithon-Berrias), von denen ein höheres Niveau gezeigt wurde. Sandig-detritische Kalkbänke, oft mit Hieroglyphen an den Unterseiten, wechsellagern mit dünnsschichtigen grauen Kalkmergeln mit Fucoiden. Ab und zu gibt es dichte kieselige Kalklagen. Im Hangenden befindet sich ein interessanter Horizont, der Blöcke von Unteren Teschener Schiefer, aber auch konglomeratistische Kalke enthält und mithin auf kräftige Erosion hinweist.

Die Oberen Teschener Schiefer, die hauptsächlich das Valanginien repräsentieren, sind dunkelgraue Schiefer mit kalkigen Sandsteinplatten. Die Fauna unserer Probe bestand aus kümmerlichen Sandschalern und viel Radiolarien.

Sehr eindrucksvoll waren die großen Steinbrüche von Góleszów, die etwa 8 km östlich Cieszyn (Teschen) nahe der tschechoslowakischen Grenze gelegen sind. An einer Steinbruchwand von schätzungsweise 200 m Länge und etwa 25 m Höhe stehen die Teschener Kalke an. Gleichmäßig über die Länge der Wand verfolgbar sind dünnere und dickere detritische, oft echinodermenspätige Kalkbänke, manche davon mit gradierter Schichtung, mit Hieroglyphen und im Hangenden oft Übergängen in die grauen und gelegentlich grünlichen Schieferzwischenlagen. Man fand hier nicht selten Ammoniten und Aptychen (Berrias).

Im Tal der Weichsel (Wisla) ist ein mächtiges Profil der Schlesischen Kreide aufgeschlossen.

Zunächst stehen im großen Steinbruch von Wisla Oblaziec mittlere Teile der unteren Godulaschichten an: schwarze und grünlichgraue Schiefer, gelegentlich graue Mergellagen und zahlreiche etwas kieselige feinkörnigere oder gröberkörnige Sandsteine mit gradierter Schichtung, Glimmer und meist auch Glaukonit (meist unter 1 m, aber auch bis ca. 3 m). In Lagen kommen bis faustgroße Exotica, an anderen Stellen dünne Tonbrockenlagen, fast immer aber Pflanzenhäcksel vor. Im Hangenden des Profils schalten sich grobbankige Sandsteine mit Konglomeratlinsen ein. Es wurden in diesen Schichten bereits vereinzelt zweikielige Globotruncanen gefunden.

Etwa 2 km weiter südlich sind im Steinbruch Wisla mittlere Godulaschichten als dickbankige, z. T. grobe Sandsteine mit dünnen dunkelgrauen bis grünlichgrauen Schieferlagen, die öfter dünne dünnsschichtige sandige Bänkchen enthalten, gezeigt worden. Die Sandsteine führen auf Schichtflächen oft Glimmer und Pflanzenhäcksel, ferner an den Unterseiten grobe Hieroglyphen.

Noch weiter im Süden zeigte ein Aufschluß im Tal der Malinka obere Godulaschichten, bestehend aus mäßig groben, oft schichtigen Sandsteinen mit

Glimmer und Pflanzenhäcksel, meist auch Glaukonit, die in feinkörnigere übergehen, aber auch konglomeratistische Lagen enthalten können. Die Schieferlagen zwischen den Sandsteinen sind wiederum grau bis grünlichgrau.

In der Gegend der Mündung der Malinka in die Wistula vollzieht sich der Übergang der Godulaschichten in die Istebna-Schichten. Diese selbst sind durch den Reichtum an grobbankigen Konglomeraten und Grobsandsteinen und das Fehlen von Glaukonit gekennzeichnet. Schieferlagen treten stärker zurück. Ofters sind Anzeichen submariner Rutschungen zu finden, so z. B. an der Czarna Wiselka, wo dunkle Geröllmergel, von denen welche auch Toneisensteinknollen enthalten, vorkommen.

Somit umfaßt die ganze Schichtfolge der Godula- und Istebnaschichten einen Zeitraum vom Cenoman bis ins Paleozän.

Nach Überschreitung einer Wasserscheide ist in dem zum Einzugsgebiet der Sola gehörigen Janoskatal bei Kamesznica der weitere Teil der Schichtfolge der Schlesischen Decke aufgeschlossen. Die oberen Istebnaschichten bestehen hier aus dunklen, oft rostig anwitternden Mergelschiefen mit Sandsteinlagen und Sideriteinschaltungen, die seinerzeit auch zu Bergbau Anlaß gegeben haben. Sie liegen über den Sandsteinen, Konglomeraten und Schieferen. Ein schmales Band bunter Schiefer trennt die schwarzen Schiefer von dem Komplex der Cieżkowicer Sandsteine mit verschiedenenkörnigen, z. T. konglomeratistischen Sandsteinen, aber auch Siltsteinen mit exotischem Material und dunklen Schieferen mit Pflanzenhäcksel. Darüber liegen dann die sogenannten Hieroglyphenschichten, nämlich dunkle, rostig-dunkelbraun anwitternde mergelige Schiefer mit einigen dünnen Sandstein- und Sideritbänken. Sie werden schließlich überlagert durch graue, grüne und stellenweise auch rote Schiefer mit seltenen dünnen Sandsteinbänken, deren Mikrofauna wegen des Auftretens von *Cyclamina amplexans* ins Mitteleozän gestellt wird. Mit anscheinend tektonischer Diskordanz liegen darüber Krosnoschichten.

Über diese Folge überschoben ist zunächst die Prä-Magura-Einheit, die hier in mehrere Einheiten unterteilt werden kann. Davon sahen wir nur die „Kreide mit Biotit“ im Straßenanschnitt bei Konikow (im Bereich der erwähnten Wasserscheide). Es sind fein- bis mittelkörnige Sandsteine aus Quarz, Feldspat, Muskowit, Biotit, Glaukonit u. a., die als Bänke mit dunkelgrün-grauen Schieferen wechsellagern und die als eine Abart der Inoceramenschichten aufgefaßt werden (Senon). Ungleichkörnige glimmerige Sandsteine wurden außerhalb des genannten Ortes gezeigt, die zu den Krosnoschichten dieser Einheit gehören. Über der Prä-Maguraeinheit folgt mit langhinziehendem steilerem Rand die Maguradecke.

Leider wurde statt eines weiteren Profils im Stirngebiet der Maguradecke ein anderes, allerdings ebenfalls sehr interessantes Objekt gezeigt, ein Teschenitgang in Teschener Kalken bei Lipowa (nördlich Zywiec — Saybusch). Er ist konkordant in die Kalkbänke eingeschaltet.

Die weiteren Schichtglieder der Schlesischen Kreide wurden im Bach bei Lipnik (6 km E Bielsko-Biala — Bielitz) besichtigt. Tiefer stehen Grodischter (Grodziszczce) Schichten an: schwärzliche Schiefer mit dünnen Bänken von grauen sandigen Mergelsteinen oder hellen kalkigen Sandsteinen, selten Lagen von Fleckenmergel. Es handelt sich um eine schiefrige Ausbildung der genannten Schichten (Hauterive — unt. Barrême?). Im Hangenden folgt noch eine obere Abteilung mit hauptsächlich schwarzen Mergelschiefen mit Kalkbänken und mergeligen Sideritbänken, aber ohne Sandsteine.

Ihr Hangendes bilden die Wernsdorfer (Wierzowice) Schichten. Schwarze kalkfreie oder kalkarme rostig anwitternde harte Schiefer enthalten einige dünne Sideritbänkchen (und agglutinierende Foraminiferen). Im Hangenden mehren sich die dünnen Bänkchen feinkörniger Sandsteine. Bekannt ist die reiche von UHLIG beschriebene Cephalopodenfauna von Lipnik, die eine Einstufung ins Barrême — Apt — eventuell Unteralt ermöglicht. Das hangende Schichtglied sind dann die Elgoter (Lgota) Schichten.

Weit hinter dem Nordrand der Schlesischen Decke taucht im Fenster von Żywiec das Subsilesikum wieder auf. In der Nähe, im Bach von Lesna bei Lipowa ist ein interessantes Profil aufgeschlossen. Von Ost nach West sah es folgendermaßen aus: zuerst Sandsteine bis Konglomerate mit mitteleozänen Nummuliten, die gefolgt werden von einer mächtigeren Serie von grünlichen Mergeln mit dünnen Bänken von Glaukonitsandsteinen; die Mergel sind oft heller und dunkler gebändert, auch braune Lagen wurden beobachtet. Unsere Probe enthält eine reichere Fauna mit Globigerinen, Acarininen, einigen Sand- und wenigen Kalkschalern. Nach einigen hundert Metern beginnen mit steilstehendem tektonischem Kontakt heftig gefaltete schwarze Schiefer mit ziemlich seltenen dünnen Sandstein- und Sideritbänkchen. Sie sind Unterkreide und werden zum Subsilesikum gerechnet, jedoch dürfte auch eine Zuordnung zum Silesikum nicht auszuschließen sein, wie in einer Diskussion auch zugegeben wurde. Es folgen auch Äquivalente der Elgoter Schichten, nämlich schwarze Schiefer mit kieseligen Sandsteinbänken (beide zusammen ca. 150 m breit). Ebenfalls plötzlich stehen braungraue sandige Friedecker (Frydek) Mergel mit einigen krummschaligen Sandsteinbänken (Senon, subsilesisch, mit Globigerinen, Globotruncanen u. a.) an, anschließend grüne Schiefer mit etwas Radiolarienhornstein, der mit denen im Liegenden der roten Godulaschichten verglichen wird. Alles ist stark gestört und tektonisch beansprucht durch die folgende Überschiebung der Unteren Teschener Schiefer der Schlesischen Decke, bestehend aus schwarzen Schiefen mit dünnen, braun anwitternden sandigen Bänkchen, die den im Profil vorher beobachteten und dort als subsilesisch aufgefaßten außerordentlich ähnlich sind. An der Basis der Schlesischen Decke gibt es übrigens auch Klippen von sandigen Doggerkalken.

Etwa 8 km SSW Wadowice wurde bei Kaczyna der Übergang der Elgoter (Lgota) Schichten in die bunten Godulaschichten vorgeführt. Die Elgoter Schichten sind schwarze und graue dunkel gefleckte Tonschiefer mit dünnsschichtigen sandigen, oft kieseligen Einschaltungen und Bänken von Quarziten mit glimmerigen, auch pflanzenhäcksselführenden Schichtflächen. Sie werden überlagert von harten kieseligen graugrünen und weicheren dunkelgrauen Schiefen mit feinkörnigen Bänken von Kieselmergeln und Quarziten und diese wieder von braunroten und grünlichweißen Schiefen mit dünnen kalkigen Sandsteinbänkchen, die schließlich einer Folge von roten, lagenweise grünen harten oder auch weicheren Mergeln und Mergelschiefen mit nur gelegentlich vorkommenden kalkigen Sandsteinbänkchen Platz machen. Im Hangenden derselben kommen noch geringmächtige Godulasandsteine vor, die in Lesesteinen zu sehen waren. In den roten Mergeln wurden Faunen mit charakteristischen Globotruncanen des Turon beschrieben. Die Schichten unmittelbar im Liegenden der roten Schichten werden als Äquivalente des sonst an dieser Stelle vorhandenen Radiolarienhornsteins angesehen.

Rund 20 km weiter östlich ist dieses Profil dann zwischen Kalwaria und Lankorona schon typisch. In einer steil überkippten Schichtfolge sieht man

von Norden nach Süden zunächst die roten Mergel der Godulaschichten (unsere Probe mit ärmlicher Sandschalerfauna), dann stratigraphisch liegend gebankte grüne, selten rote Lagen enthaltende Radiolarite mit Manganhäuten. In einem Steinbruch in der Nähe sind auch die unter diesen Schichten liegenden oberen Elgoter Schichten mit den „Spongiolithen von Mikuszowice“ aufgeschlossen: graue kieselige Sandsteinbänke mit bläulichem Spongienhornstein, wechsellagernd mit mehr minder kieseligen grauen und grünlichen, oft gefleckten Schiefern. Darunter liegen im stratigraphischen Profil die schwarzen Schiefer der Wernsdorfer Schichten, von denen ich eine Probe mit *Trocholina infragranulata* und *Epistomina colomi* besitze (N Kirche von Lanckorona), und schließlich Obere Teschner Schiefer. Mit überkipptem tektonischem Kontakt schließt sich im Süden das Fenster von Lanckorona an, in dem die liegende Subsilesische Decke wieder aufgefaltet ist. Bunte Senonmergel (kaum sichtbar) umhüllen einen Faltenkern mit dickbankigem grobkörnigem bis konglomeratischem Grodischter Sandstein (mit dünnen dunkelgrauen Schieferzwischenlagen), der eine Barrême-Unterpert-Makrofauna geliefert hat, und sogenannten „Gaize-Schichten“, die aus Sandsteinbänken mit Schwammnadeln und dunklen Schiefern bestehen; sie entsprechen altersmäßig etwa den Elgoter Schichten.

b) Die Exkursion in die östlichen polnischen Karpaten

Die Straße führt von Krakau zunächst nach Osten über (von diluvialen Ablagerungen bedecktes) Jungtertiär des Karpatenvorlandes.

Südlich Tarnow wurden die auf Miozän überschobenen nördlichen Randteile der Skoledecke gezeigt. Am Wege nach Zawada beginnen sie mit schwarzen bis braunschwarzen tonigen Schiefern, die in die Unterkreide gehören und etwa den Wernsdorfer Schichten entsprechen („Schichten von Spas“). Darüber liegen grünlich-hellgraue, lagenweise auch ziegelrote Mergel des Cenoman-Turon. Sie sind durch eine Wechsellagerung mit dem nächst höheren Schichtglied, den Kieselmergeln, verbunden (Aufschlüsse am westlicheren Weg). Die Kieselmergel bestehen aus Bänken heller splittriger Kieselmergel (z. T. mit Fucoiden) und weicheren blaßgrauen Mergeln, dünnen grünlichgrauen Tonmergellagen und ebenfalls dünnen geschichteten, feinkörnigen Kalksandsteinbänken. Die Mikrofauna meiner Probe enthält zweikeilige Globotruncanen, Globigerinen, Gümbelinen, *Stensiöina exsculpta* u. a. Kalk- und Sandschaler. Das Gestein erinnert sehr stark an die dünnbankige Basis der Zementmergelserie, oder die Piesenkopfschichten im Flysch der Ostalpen, unterscheidet sich aber durch die kalkige Mikrofauna. Über diesen folgen die Inoceramenschichten, von denen Mürbsandstein- und Kalksandsteinbänke mit grauen Schieferlagen wenig gut aufgeschlossen waren. Angegeben wird eine Sandschalerfauna von obersenonem Charakter.

Die hier, an ihrem Westende sehr schmale Skoledecke wird im Süden von der Schlesischen Decke überschoben unter Zwischenschaltung eines Streifens der Subsilesischen Decke.

Von hier südwärts fahrend erreicht man die klassische Lokalität Ciężkowice. Hier ist eine Reihe von Sandsteinrippen aus den umgebenden weichen Schiefern herauspräpariert worden. Im Norden sind es zunächst die Sandsteine der unteren und dann der oberen Istebnaschichten, letztere schon danpaleozän. Diese schon paläogenen Sandsteine sind grob, teilweise auch etwas feinkörniger, quarzreich, mürbverwitternd, mit Zeichen submariner Erosion — vielleicht auch Gleiterscheinungen, wie komplizierte Verquickungen von

Sandstein mit Konglomeratlinsen anzudeuten scheinen. Teile enthalten etwas mehr Glimmer und auch Pflanzenhäcksel. Tonbrockenlagen kommen vor. Sie werden überlagert von dunklen und schließlich schmalen bunten Schiefern, ehe einige Rippen des untereozyänen Cieżkowicer Sandsteins mit Schiefern dazwischen einsetzen. Die hellen groben bis konglomeratischen, braun verwitternden Sandsteine zeigen ebenfalls interessante Sedimentstrukturen.

Noch weiter südlich folgen dann in breitem Streifen die unter- bis mittelozyänen Hieroglyphenschichten mit bunten Einlagerungen, die im Hangenden in grüne Schichten des Obereozyäns übergehen. Es folgt der grünliche Globigerinenhorizont, Menilitischen und dickbankige Glaukonitsandsteine, genannt „Magdalena-Sandsteine“. Die gradierten und oben oft in glimmerige, pflanzenhäckselführende Sandschiefer übergehenden Sandsteinbänke liegen in schwärzlichen Schiefern, die dünne Lagen, aber auch einige Meter mächtige Schieferzonen bilden, die nur dünne Glaukonitsandsteinbänke enthalten. Weiter im Hangenden der nunmehr schon zu den Krosnoschichten zählenden und bereits oligozänen Schichten gibt es auch graue Schiefer und graue glimmerige Mürbsandsteine mit Pflanzenhäcksel (die letztere Folge schon südlich Zborowice).

Dem Tal der Biała weiter aufwärts folgend, wird bei Grybów das sogenannte „Fenster von Grybów“ erreicht. Hier wurde im Tal der Strzylawka ein schönes Profil gezeigt, das in den „Schichten von Grybów“ den in den Karpaten verbreiteten Globigerinenhorizont aufschließt. Im Profil stehen im Norden zuerst grünliche und graue Mergel mit feinsandigen Einschaltungen, stark gestört, an, die etwas molasseähnlichen Eindruck machen. Im Süden schließen daran ca. 10 m bankige Mergel mit einigen schichtigen Sandsteinbänken, die im Südteil wieder weicher, mehr grau bis grünlichgrau werden und die reiche Globigerinenfauna des Globigerinenhorizontes enthalten (Obereozyän). Darüber liegen Menilitischen, bestehend aus dunkelgrauen bis braunen Mergeln, die mittelozyän sind. Daraus folgt, daß die steil südfallende Schichtfolge überkippt liegt.

Andere Glieder dieser Serie wurden weiter östlich angesehen, z. B. schwarze Schiefer mit geschichteten, Glimmer und Pflanzenhäcksel führenden Sandstein- und zuweilen hornsteinführenden Eisendolomitbänken, die zu den Menilitischen, und graue geschichtete bis gebänderte Mergel mit geschichteten dünnen Sandsteinbänken, die zu den Krosnoschichten gehören.

Die Struktur von Grybów wird meist mit der Prä-Magura-Einheit zusammengefaßt (WDOWIARZ, 1963), während sie H. SWIDZINSKI (1961 und Exkursionsführer) nicht als Fenster, sondern als eingewickelten Teil der Maguradecke selbst deutet.

Als Basis der Maguradecke sind die Inoceramenschichten zu nennen, die im Bett der Biała südlich Grybów herrlich aufgeschlossen sind. Es wechseln feinsandige Bänke und Lagen von Fucoidenmergeln enthalten, mit zahlreichen Kalksandsteinbänken (10–40 cm, oft mit wulstiger Schichtung), Lagen schwarzer Sandschiefer und gelegentlich bis einige Meter (2 m gesehen) mächtigen grauen glimmerigen Mürbsandsteinbänken. Die Probe enthält eine großwüchsige Sandchalerfauna. Die Gesteine gleichen der Mürbsandsteinführenden Oberkreide unseres österreichischen Kreideflysches sehr, besonders schieferreichen Teilen derselben.

Nach einem Bogen durch die Maguradecke wurde auf der Fahrt bei Gorlice wieder ihr Rand zur Schlesischen Decke überschritten. In der Gegend von Jaslo betritt man dann die flachwellige Landschaft der „Zentralen Depression“, eine gefaltete Wanne, in der mächtige Krosnoschichten erhalten sind. Sie liegt zwischen den Bergen der Magurazone und von Dukla im Süden und den Bergzügen von Liwocz im Norden. In Antiklinalen kommen ältere Schichten z. T. bis an die Oberfläche. Diese Antiklinalen enthalten oft auch Bitumenlagerstätten, bzw. sind auch damit verbundene Mineralwässer seit langem bekannt. In der Ziegelei von Jaslo stehen Krosnoschichten an, und zwar braune und graue, ziemlich weiche tonige Schiefer und schichtige mürbe glimmerige Sandsteinbänke (höchstens ca. $\frac{1}{2}$ m). Die ärmliche Fauna unserer Probe besteht fast nur aus pyritisierten Formen (*Globigerinen*, *Nonionella liebusi*, *Loxostomum chalkophilum*, *Chilostomella cylindroides*), die sehr an solche der Tonmergelstufe der Vorlandmolasse, oder solchen aus der Molasse von Rogatsboden erinnern.

Der Nordrand der Zentralen Depression und das subsilesische Fenster von Węglówka wurden in einer weiteren Exkursion gezeigt.

Nordöstlich Krosno, am Berg Święty Wojciech, sind im Straßenanschnitt an der Südwestflanke einer Falte Paläogenschichten der Schlesischen Decke aufgeschlossen. Das Profil beginnt mit schwärzlichen und braunen Schiefen mit dünnen feinkörnigen Sandsteinbänken, dann folgt in einem ca. 16 m breiten Abschnitt ein kieseliger Horizont aus braunschwarzen und grauen Mergelbänken, die mit wenige Zentimeter dicken Hornstein- und Kieseltonschieferlagen wechsellagern. Darunter liegt eine Schicht schwärzlicher Schiefer, die oben mehr tonig, unten mehr mergelig sind und eine glimmerige Sandsteinbank enthalten (zusammen 8 m). Der folgende grünliche Globigerinenhorizont mit schwärzlichen Mergellagen ist etwa 12 m mächtig. Darunter liegt eine mächtigere Serie von graugrünen Tonschiefen oder Schiefertönen mit dünnen schwarzen Schiefer- und seltenen kalkigen Sandsteinlagen (Hieroglyphenschichten) und darunter bunte Schichten, in denen Lagen von Cieżkowicer Sandstein liegen und den Kern der Falte bilden. Der Globigerinenhorizont ist obereozän.

Die Straße nach Korszyna führt weiter die Südflanke der Bergkette hinauf, die dem Nordrand der Schlesischen Decke angehört. Von Süden nach Norden sind zuerst braune dünn-schichtige bis schieferige Menilitschichten mit dünnen seltenen Sandsteinbänken aufgeschlossen. Diese Serie, die in einem Horizont auch kieselige Mergellagen und im unteren Teil auch sehr dünne Hornsteinlagen führt, enthält bis mehrere Meter mächtige Einschaltungen von hellgrauen, feinkörnigen, etwas Glaukonit und an Schichtflächen tonige Bestege und Pflanzenhäcksel führenden „Kliwa“-Sandsteinen. Im Liegenden stehen ziegelrote, selten auch grüne Schiefertöne mit seltenen dünnen Sandsteinlagen (im ganzen 220 m) an, unter denen die erste Bank von Cieżkowicer Sandstein (60 m) gelegen ist. Er ist grobkörnig bis konglomeratisch und wird von Flächen mit Glimmer und Pflanzenhäcksel, auch einigen dünnen Schieferlagen im oberen Teil durchzogen. Nach ca. 70 m buntem Schiefer folgt der zweite Sandstein mit dickbankigen grobkörnigen Sandsteinen mit Konglomerateinlagerungen, der landschaftlich sehr reizvolle klippenartige Felsgruppen bildet. Hingegen ist der liegende bunte Horizont mit dem dritten und vierten Sandsteinzug viel weniger mächtig und gehört bereits ins Paleozän. Die Sandschalerfauna unserer Probe aus dem unmittelbaren Liegenden des zweiten Sandsteines enthält vor allem reichlicher Ammodiscen und Glomospiren, auch Trochamminoiden.

Hinter diesem Bergzug wird eine Einsattelung mit der Ortschaft Czarnorzeki von dunklen Tonschiefern mit gelegentlich dünnen Pelosideritbänken verursacht. Diese Czarnorzekischichten entsprechen den paleozänen oberen Istebnaschichten.

Weiter nördlich im Tal des Czarna-Baches steht dann die Oberkreide an. Im oberen Teil herrschen Mergel mit Fucoiden, unter diesen mittelkörnige Sandsteinbänke und Lagen von Siltsteinen und darunter graue und grünliche mergelige Schiefer (mit Fucoiden) und geringmächtigen kalkigen Sandsteinbänken, insgesamt von beachtlicher Mächtigkeit. Das senone Alter ergab sich aus Funden von *Scaphites constrictus*. Unsere Schlammprobe lieferte eine reiche großwüchsige Sandschalerfauna mit einigen Globotruncanen (u. a. *Gl. lapparenti tricarinata*, *Gl. caliciformis*), *Globigerina infracretacea*, *Gümbelina* sp. und *Pseudotextularia varians*. Tiefer unten stehen dann an der Straße die dickbankigen und oft ziemlich grobkörnigen Sandsteine der Sucha góra an, die den unteren Istebnaschichten entsprechen. Sie bilden im großen linsenartige Züge, die hier gegen Westen dünner werden und gegen Osten überhaupt bald ganz auskeilen. Sie ähneln in der Fazies den Cieżkowicer Sandsteinen.

Im Liegenden der Sandsteine vertreten violett- bis braunrote, stellenweise auch graugrüne sandsteinfreie Schiefertone mit Sandschalerfauna die in Schlesien so mächtigen Godulaschichten. Ein Radiolarienhorizont befindet sich am Übergang in die Elgoter Schichten und ist wie diese nur fragmentarisch erhalten. Es gibt auch Schuppen von Oberen Teschener Schiefern an der Überschiebungsbahn der Schlesischen Decke.

Unter der Überschiebung kommen dann lebhaft rote, violette und grünliche Senonmergel des Subsilesikums heraus, die reiche Mikrofaunen enthalten. Ganz allgemein umfassen diese „Mergel von Węglówka“ einen Zeitraum von Cenoman bis Untereozän. Darunter liegen Elgoter Schichten mit „Gaize“-Schichten und — etwas weiter östlich anstehend und in einem Steinbruch gut aufgeschlossen — die Sandsteine von Węglówka: helle massige grob geklüftete, etwas glaukonitführende Quarzsandsteine, die als Äquivalente eines Teiles der Elgoter Schichten betrachtet werden und das Hauptspeichergestein des Erdölfeldes Węglówka repräsentiert. Die durch Bohrungen bekannte Struktur ist sehr kompliziert. Unter den genannten Schichten wurden auch Wernsdorfer Schichten festgestellt und unter der mehrfach geteilten Schubmasse der subsilesischen Decke noch Krosnoschichten der liegenden Skoledecke erbohrt. Die von Süden aufgeschobene Schlesische Decke reicht in einem größeren, durch Erosion isolierten Deckenlappen noch nördlich über Węglówka hinaus.

Auf der Rückfahrt und Weiterfahrt gegen Süden zum Dukla Paß wird südlich von Miejsce Piastowe ein schon altbekanntes Erdölfeld berührt. Die Lagerstätten sind an Cieżkowicer und obere Istebnasandsteine gebunden.

Hinter Dukla wird die Nordfront der Zone von Dukla-Užok überschritten. Bei Lipowica bestehen die basalen Teile der Menilitschichten dieser Zone aus dunkelbraunen bituminösen Mergelbänken mit schiefrigen Zwischenlagen; Hornsteinlinsen treten bisweilen auf, Fischschuppen und Pflanzenhäcksel sind häufiger. Etwas über hundert Meter höher im Profil stehen in einem großen Steinbruch die Sandsteine von Cergowa an: graue meist dickbankige, ziemlich feinkörnige Quarzsandsteine mit Grobsandlinsen und stellenweise schwarzen Schiefertonebrocken. Auf den Schichtflächen finden sich oft große helle Glimmerplättchen. Zwischen den Bänken sind dünne Lagen von Sandsteinschiefern mit

Pflanzenhäcksels und Kohleschmitzen eingeschaltet, die öfter Anzeichen stärkerer Turbulenz bei der Ablagerung erkennen lassen. Sie erreichen etwa 400 m Mächtigkeit und treten als bewaldete Bergkette morphologisch hervor. Sie sind ein charakteristisches Element der Dukla-Zone und werden ins Obereozän gestellt.

Ein interessanter Abschnitt der Exkursion führte in das Tal des San unterhalb Sanok, wo bei Miedzybrodzie interessante Beziehungen zwischen silesischen und subsilesischen Serien vorgeführt wurden.

Am Hang zum Sanoczek (einem linken Zufluß des San), wenig südlich der Straße, stehen Gaizeschichten an, bestehend aus grauen, mäßig feinkörnigen, teils kalkigen, teils kalkfreien Glaukonitsandsteinbänken, die mit schwarzen und grünlichen Schiefen wechsellagern. In einem südlicheren Aufschluß werden die Sandsteinbänke oben gelegentlich ein wenig kieselig. Die so charakteristischen Spongiennadeln konnte ich mit der Lupe nur schlecht sehen. Die Schiefer enthalten Sandschalerfaunen mit *Plectorecurvoides alternans*, viele Radiolarien und Spongiennadeln. Etwa 100 m weiter südlich werden schwarze mergelige oder tonige Schiefer mit dünnen schichtigen Sandsteinbänken und seltenen Einschaltungen von hellen Glaukonitsandsteinen als mittlere Elgoter Schichten bezeichnet; sie enthalten eine der vorigen ziemlich ähnliche Sandschalerfauna. Diese hier ins Alb-Untercenoman eingestuftten Schichten bilden den Kern einer Antiklinale.

Rund 4 km weiter gegen Nordwesten an der Straße wurden in einer kleinen sekundären Antiklinale die cenoman-turonen Schichten gezeigt, und zwar stehen über schwarzen, auch graugrünen Schiefen mit dünnen kieseligen, z. T. auch feinsandigen Bänken und feinkörnigen kieseligen Gaizebänken — oberen Partien der Gaizeschichten — grüne Schiefer mit Manganhäutchen und dünnen Kieselmergelbänken und darüber grüne, im tieferen Teil z. T. kieselige Tonschiefer und Radiolarite an. Im Hangendteil gegen die überlagernden roten, ebenfalls noch ins Cenoman gehörigen Schiefer treten einige sehr dünne Tufflagen auf. Der ganze Komplex ist wenige Zehnermeter mächtig.

Auf diesem Cenomankomplex liegen nun — in einem Abbau sehr gut aufgeschlossen — lebhaft rote, nur selten grüne Schiefertone ohne sandige Einlagerungen, die hier ins Turon gehören (Sandschalerfaunen mit *Uvigerinammina jankoi*), aber sich in gleicher Art bis ins Eozän fortsetzen und noch von jüngeren Schichten in den Mulden überlagert werden. Sie werden den subsilesischen Węglówka-Mergeln gleichgestellt. Die jüngeren Schichten wurden aber hier nicht vorgeführt.

Es wird darauf hingewiesen, daß die mergelreiche Oberkreide und die Gaizeschichten ein Charakteristikum des Subsilesikum sind. Von hier nach Süden und Westen aber nehmen die richtigen Elgoter Schichten an Mächtigkeit zu, während die Gaizeschichten schließlich verschwinden. Außerdem verzahnt sich die bunte Mergelfazies mit Istebnaschichten. Das geschilderte Profil gehört noch zur Schlesischen Decke.

Etwas nördlicher gibt es auch Äquivalente der Sandsteine von Węglówka. Der grobe massige Sandstein mit eingestreuten Quarzgeröllen gehört nach einem Fund von *Neobibolites minimus* ins Alb. Bei Grabownica enthält er Erdöl. In seinem Liegenden werden schwarze, z. T. kieselige Tonschiefer mit seltenen feinsandig-kieseligen Bänken des Apt-Unteralb beobachtet und darunter wiederum folgen Sandsteine von Grodischter Typus (Barrême) und Wernsdorfer Schichten (unt. Barrême). Diese bilden einen scharfen Überschiebungsrand gegen die Węglówka-Mergel der eigentlichen Subsilesischen Decke.

Das letztere ist bei I l o w a t e gut zu sehen: die unteren Wernsdorfer Schichten mit der massigen Einschaltung von Grodischter Sandstein sind den teilweise auch von jüngeren Schichten begleiteten Węglówka-Mergeln, die morphologisch eine Furdie bilden, aufgeschoben.

Das ganze Profil wird also als fazieller Übergang zwischen den subsilesischen und silesischen Serien gedeutet.

c) Die Exkursion in die mittleren polnischen Karpaten

Ein halber Tag war einem Besuch des Salzbergwerkes in Wieliczka gewidmet. Rote Tone der Subsilesischen Decke sind auf die untertortone Salzformation aufgeschoben, die dadurch ein kompliziertes tektonisches Bild darbietet.

Dann ging die Fahrt über Bochnia nach Żegocina. In dem gefalteten Flyschland werden die höheren Erhebungen häufig durch Sandsteine der Istebnaschichten verursacht.

Bei Żegocina ist auf die aus Elgoter (Lgota-) Schichten und Godulaschichten gebildete Südflanke einer Antiklinale der Schlesischen Decke ein schmaler, aber ziemlich langer Streifen von Subsilesischer Decke aufgeschoben, und zwar als eine aufgestaute fensterartige Antiklinale vor der Front der Maguradecke. Im Fenster stecken Schubmassen von Unterkreide der Schlesischen Decke. Von großem Interesse ist eine schmale Linse von Untertorton, die nahe dem Nordrand der Zone von Żegocina gefunden worden ist.

Im Norden stehen graue feinsandige Mergel mit Resten feinsandiger Bänken an, die nach der Fauna zu den obersenonen Friedecker Mergeln gehören. An anderen Stellen führen sie exotische Blöcke. In der Nähe ist ein kleines Vorkommen von Andesit konkordant eingeschaltet. Etwa 200 m weiter südlich sind in einem Steinbruch ziemlich dünnbankige, teils feinkörnigere, teils gröbere Sandsteinbänke mit schwarzen, etwas feinglimmerigen Mergelschieferlagen entblößt. Selten sind Sandschiefer, die oft auch Schiefertonbrocken enthalten. Im unteren Teil gibt es Linsen von teilweise konglomeratischem Grobsandstein mit deutlichen Gleiterscheinungen. Ganz unten am Bach enthalten graue Mergel exotisches Material in ähnlichen Grobsandsteinlinsen. Durch Fossilfunde konnte Hauterive erwiesen werden. Man spricht daher von Grodischter Sandstein. Südlich davon haben obere Teschener Schiefer größere Verbreitung. Beide zusammen werden als Silesische Deckscholle gedeutet.

Im Süden liegt diese Deckscholle wiederum subsilesischen Schichten auf, zu denen die sogenannten Mergel von Żegocina gehören. Westlich der Kirche des Ortes stehen am Bachufer hellgraue bis weißliche Mergel mit schwach kieseligen Mergelbänken an, ferner graue und grünliche, in ganz dünnen Lagen auch violette Mergel mit grünlichen kompakteren Bänken, die gegen Süden zu enger zusammenrücken und öfter auch ein wenig fleckig werden. Die Gesteine sind tektonisch stark beansprucht. Die Mikrofaunen des Obersenons sind mit denen der Węglówka-Mergel gut vergleichbar. Das Problem des Verhältnisses der grauen zur bunten Fazies ist wegen der heftigen tektonischen Störungen schwer zu lösen. Einerseits scheinen Anzeichen dafür vorhanden zu sein, daß ein Übergang in horizontaler Richtung besteht, andererseits sind spärliche Beispiele für eine normale Überlagerung der grauen Schichten durch die bunten bekannt.

Wenig mehr als 1 km südlich Żegocina wird das Subsilesikum unmittelbar von der Maguradecke überschoben, die nun einen breiten Raum einnimmt. Magurasandsteine bilden die Bergkette von Sarysz. In der Gegend von Lima-

n o w a quert man einen schmalen Störungstreifen, der eine Fortsetzung der Struktur von Grybów darstellt. Über die Bergkette von K a n i n a wurde das mit obertortonen Süßwasserbildungen erfüllte Becken von N o w y S ą c z (Neu Sandec) erreicht. Im Süden stehen die schon ansehnlicheren Berge der Hohen Beskiden.

Von Aufschlüssen im Tertiär der Maguradecke wurden im Tal des D u n a j e c nur zwei herausgegriffen: der eine liegt am linken Talrand an der Straße bei G o l k o w i c e mit den sogenannten Łącko-Mergeln des Eozäns (graue feindetritische Mergel mit dünnen, stark schieferigen Tonmergeln, ferner graue feinkörnige Sandsteinlagen; tektonisch stark beansprucht). Diese Fazies ist eine Art Sonderfazies, die wahrscheinlich in Linsenform auftritt. Der zweite befindet sich bei T y l m a n o w a in Sandsteinen des Untereozäns der Maguraserie; es sind dickbankige grünlichgraue, etwas glaukonitführende glimmerige Sandsteine, geteilt durch eine dünnbankige Zone mit dunkelgrauen, bräunlichen und grünlichen Schiefen mit dünnen rostklüftigen Sandsteinbänkchen.

Das Paläogenprofil der Maguradecke besteht vor allem aus Schichten vom Typus der Beloveža-Schichten, darüber unterscheidet man Sub-Magura- und Maguraschichten.

Von K r o ś c i e n k o am Rande der Klippenzone ging die Fahrt dann ohne Aufenthalt nach Z a k o p a n e.

In der Pieninischen Klippenzone wurde ein Profil südlich K r e m p a c h y vorgeführt. Im Tale des P o t o k K r ę t y können die wichtigsten Elemente der hiesigen Klippenzone studiert werden. Im Norden stehen zuerst Jarmuta-Schichten mit groben Sandsteinen und bunten Konglomeraten mit exotischem Material und Komponenten aus der Klippenzone einschließlich der Globotruncanenmergel, oft gradierter Schichtung und mit feinkörnigeren Anteilen mit Schichtung und Pflanzenhäckseln an (Campan-Maastricht). Sie grenzen im Süden an bunte Mergel des Cenoman bis Campan und diese wiederum an Aalenien der Klippenserie in Flyschfazies (dunkle grünliche Schiefer mit flyschartigen Sandsteinbänkchen). Weiter südlich werden die Schichten von Wronine abgetrennt, die aus schwarzen und grünen Tonschiefen mit Sideritlagen bestehen und vermutlich Unterkreidealter haben. Südlich folgt noch einmal eine Scholle von Jarmutaschichten. Es wird erwogen, ob nicht Teile dieser Serie noch zur Maguradecke gehören könnten.

Im Süden schließt dann die Gruppe felsiger Hügel der L o r e n c o w e S k a l k i an, die aus Gesteinen der Czorsztyn-Serie bestehen, und zwar sind es weiße und rote Crinoidenkalke des Bajocien-Bathonien, Knollenkalke des Callovien-Kimmeridgien und rote und weiße Calpionellenkalke, rote Crinoidenkalke und detritische Lumachellen des Tithon. Hier sind sie eingebettet einerseits in bunte Mergel mit Mikrofaunen des Turon bis Campan, andererseits in weichere Gesteine der Klippenserie, wie die schwarzen Schiefertone mit Sphärosideriten (Aalenien-mittl. Bajocien), oder sandige Mergel mit Fleckenkalken der Opalinum-Schichten. Im Südteil fehlt das Neocom, dann folgt Alb-Cenoman.

Südlich der Felsen gibt es am Bach kleine Aufschlüsse der Branisko-Serie: schwarze Schiefer (wahrscheinlich Aalenien-mittl. Bajocien), blaugraue Kalke (ob. Bajocien-Bathonien), Hornsteinkalke (Tithon-unt. Barrême), dann mit tektonischem Kontakt Schichten mit Globigerinen und Radiolarien (wahrscheinlich ob. Neocom-Alb) und stark gestörte Globotruncanenmergel (Cenoman-Turon). Es folgen dann Mergel mit Sandsteinbänken der Schichten von Sromowce (Un-

tersenon?), die tektonisch an den Podhale Flysch grenzen. Diese Störung ist der Südrand der Klippenzone.

Schön aufgeschlossen und äußerst instruktiv sind die Klippenserien und ihre Hüllgesteine im klassischen Gebiet der Pieninen. Die Aufschlüsse bei Czorsztyn und Niedzica wurden dem Verfasser schon 1959 von Herrn K. BIRKENMAJER vorgeführt, während diesmal nicht mehr viel erklärt wurde. Statt dessen war eine geruhige Bootfahrt am Dunajec durch den Naturpark der Pieninen ein unvergeßliches Erlebnis.

Auch der Hohen Tatra wurde ein Besuch abgestattet, der seinen Ausgangspunkt bei der Seilbahn-Bergstation am Kasprowy Wierch hatte. Dieser Gipfel besteht hauptsächlich aus mylonitischen Graniten, die den Kern einer überschobenen Masse bilden. Geht man am Kamm nach Osten, erreicht man einen darunter hervortauchenden Sedimentstreifen, der im Osten mit Untertrias-Sandsteinen und Quarziten dem tieferen Grundgebirge transgressiv aufliegt, über denen dunkelgraue und oben etwas hellere Kalke der Mitteltrias und braungraue Mergel des Alb liegen. Er hat eine kleine Einsattelung verursacht, die den Namen Lilio we führt. Er gehört zu den Hochtatrischen Serien (Seria wierchowa). Nördlich unterhalb des Sattels transgrediert sandiger Lias unmittelbar auf Werfener Schichten. Darüber liegt noch etwas Malmkalk.

Eine Stufe im Karboden wird von Trias aufgebaut: graue bis bläulichgraue, massige bis plattige, stark geklüftete Kalke, rissig anwitternde Plattendolomite und etwas dicker gebankte graue Kalke, schließlich auch unregelmäßig gebankte feingeschichtete bis flaserige Kalke. Die Dolomite wittern gelblich an. Diese Trias gehört zu einer aufrechten Schuppe unter der Überschiebung und liegt meist auf Alb oder autochthoner Trias. Beim Berghaus Murówaniec schließt ein kleiner Steinbruch eine ziemlich geringmächtige Folge grauer Kalke auf, die Malm und Unterkreide umfaßt. Das Urgon ist makroskopisch besser kenntlich an der oft feinkristallinen Beschaffenheit und dem Fossilgrus, das Alb ist feinspätig und glaukonitführend. Albschiefer sind hier nicht zu sehen. Diese Serie gehört wieder zur autochthonen Serie.

Am Weg zum Przeleż Miedzy Kopami sind die Triaskalke wiederum sehr gut aufgeschlossen. Zwischen der Kopa Magury (Front der Giewont-Falte) und der Kopa Krolowa verläuft die Überschiebung der subtatrischen Decken über die hochtatrischen. Von der Kopa Krolowa genießt man einen lohnenden Ausblick, dessen Glanzstück der Kalkgipfel des Giewont ist, dessen Struktur und Fortsetzung bis zur Kopa Magury gut zu überblicken ist. Nach Norden blickt man über die subtatrischen Einheiten hinweg auf das Gebiet des Podhale-Flysches und schließlich zur Maguradecke.

Die subtatrische Serie (seria reglowa) beginnt mit etwas verquälten Werfener Schichten und darauf mächtigen, stellenweise diploporenführenden Dolomiten der Mitteltrias. Sie werden gegen das Hangende dunkler und dünnbankiger. Im oberen Ladin gibt es gelblichgrau anwitternde Plattendolomite. Der Keuper im Hangenden besteht aus hellen Quarzsandsteinen die in unten grauen, höher oben aber vorwiegend roten, oft feinsandigen Schiefern als Bänke liegen. Auch Spuren von Dolomitbänken konnten beobachtet werden. Auf dem Keuper liegt Rhät mit schwarzen Schiefern, in denen nach oben zunehmend dunkle Kalkbänke auftreten. Es folgt ein dünnbankiger Kalk mit Lumachelle. Die sandigen Crinoidenkalke sind vielleicht schon Lias. Die Serien sind mehrmals gefaltet oder geschuppt.

Am Südrand der Talung von Z a k o p a n e transgrediert das Eozän auf den fertigen Bau. Die mächtigen Ablagerungen des Podhale-Flysches bilden im Norden ein sanftes Hügelland.

Damit kann der Exkursionsbericht abgeschlossen werden mit einer herzlichen Danksagung an alle, die diese Exkursionen so gut vorbereitet und durchgeführt haben. Vielleicht ist es gelungen, auch etwas davon den österreichischen Geologen zu vermitteln.

III. Betrachtungen über einige interessante Punkte der Westkarpatengeologie und Vergleichsmöglichkeiten mit den Ostalpen

Im folgenden sollen einige Eindrücke und Vergleichsmöglichkeiten, Tektonik und regionale Fragen betreffend, herausgestellt werden, die dem Verfasser besonders bemerkenswert erscheinen. Meist sind diese Problemkreise allerdings innig miteinander verbunden.

Zunächst sollen Vergleichsmöglichkeiten und Ähnlichkeiten in den Vordergrund gestellt werden. Für Polen ist dabei ein Blick auf den Paläogeographischen Atlas sicherlich von großem Interesse.

Über Vergleichsmöglichkeiten in der Flyschkreide von Ostalpen und Karpaten wurde bereits einmal (S. PREY, 1960) berichtet, nämlich daß z. B. die Teschener Kalke große Ähnlichkeit mit unserem Flyschneocom und die Elgoter (Lgota-) Schichten mit unserem Flyschgault haben, daß die Sand-schüttung unseres Reischelsberger Sandsteins ein Gegenstück in den Godulaschichten aufweist und auch in den Karpaten in Vertretung derselben eine (dort allerdings meist sandsteinfreie) bunte Fazies auftritt. Interessant ist nur, daß die in Polen in diesen Schichten vorkommende und als Leitfossil angeführte *Uvigerin-ammia jankoi* bei uns nicht vorzukommen scheint. Eine gewisse Ähnlichkeit kann man auch darin erblicken, daß in Polen und im Wienerwald im Maastricht das gröbste Material im Norden angehäuft ist. Neu ist mir aber die gute Vergleichbarkeit der Inoceramenschichten der Maguradecke nach Beschreibung, Augenschein und Mikrofauna mit unserer Mürlsandsteinführenden Oberkreide bzw. den Altenglbacher Schichten des Wienerwaldes, wobei allerdings die bei der Exkursion gezeigten Inoceramenschichten ärmer an Sandsteinen sind als der Durchschnitt der gleichalten Gesteine des Ostalpenflysches. F. BIEDA *usf.*, 1963, beschreiben auch einen Basissandstein — es gibt allerdings solche Sandsteine offenbar auch im Paleozän — der Inoceramenschichten, der Sandstein von Szczawina genannt wird, der dem Basissandstein der Mürlsandsteinführenden Oberkreide von Rogatsboden (S. PREY, 1957) vergleichbar sein könnte. Auch einzelne Teile der Istebnaschichten von Czarnorzecki halten durchaus einen Vergleich mit Teilen der Mürlsandsteinführenden Oberkreide aus.

Im Südostteil der polnischen Karpaten beschreibt A. SLACZKA (1960) im Bereich der Dukla-Falten eine Zerteilung der Inoceramenschichten, und zwar eine Gruppe mit mehr feinkörnigen Sandsteinen, grauen bis dunkelgrauen Schiefern und stellenweise auch Fucoidenmergeln und eine höhere, die Cisna-Schichten, die vor allem durch dickbankige, oft grobe Sandsteine und dunkle Tonschiefer mit Sandschalerfaunen mit *Rzehakina epigona* gekennzeichnet wird. Es scheinen sich hier Anklänge an unsere österreichische Flyschgliederung anzudeuten.

Dem Verfasser ist auch aufgefallen, daß in der Skoledecke unter den Inoceramenschichten Kieselmergel auftreten (Mergelschiefer, grünliche Tonmergellagen,

Bänke von kieseligen hellen Mergeln und auch Bänken von kalkigem Sandstein; Mächtigkeiten zwischen 50 und 150 m), die lithologisch sehr an tiefe Teile der Zementmergelserie bzw. an die Piesenkopfschichten der westlichen ostalpinen Flyschzone erinnern. Jedoch ist, nach unserer Probe zu urteilen, die Fauna verschieden, nämlich eine Fauna reich an Kalkschalern. Unter den Inoceramenschichten der Maguradecke werden bunte Mergel (Cenoman? — Untersenon) angegeben. Auch unter den Kieselmergeln der Skoledecke sind bunte Mergel vorhanden (siehe Exkursionsbericht).

Es äußert sich darin jedenfalls ein auf große Entfernungen ähnlicher Ablagerungsrhythmus, der irgendwie mit dem Werden des Gebirges zusammenhängen muß.

Das Paläogen der Maguradecke wird (A. MATEJKA & ZD. ROTH, 1956) in eine ältere und eine jüngere Schichtgruppe gegliedert. Die ältere wird aus Schichten zweier Fazies aufgebaut, die sich gegenseitig vertreten, nämlich den sandsteinreichen, oft konglomeratischen Solaňer Schichten und den überwiegend schiefrigen, stellenweise auch rote Schiefer enthaltenden Beloveža-Schichten. Die ersteren enthalten auch massige helle Sandsteine vom Typus Luhačovice, die das ungefähre Äquivalent des Cieřkower Sandsteins in den Serien der Maguradecke darstellen. Über der älteren, etwa paleozän-mittelozeänen Gruppe liegen die mittel-obereozänen Zliner Schichten, die hauptsächlich aus Tonschiefern, Tonmergeln und wenig Sandsteinen bestehen und wiederum in eine untere und eine obere Abteilung geteilt werden. Allerdings gibt es auch in den Zliner Schichten eine an Sandsteinen reichere Entwicklung. In der tieferen Gruppe herrschen im Osten bzw. den höheren Teildecken mehr Serien vom Beloveža-Typus vor. D. ANDRUSOV (1959) und E. HANZLIKOVÁ & ZD. ROTH (1963) weisen bemerkenswerterweise auf eine Sedimentationsunterbrechung zwischen Kreide und Alttertiär hin. Das steht vielleicht auch in Einklang mit der besonders groben Sedimentation der Solaňer Schichten.

Die Maguraserie in der Gegend der Babia Gora zeigt etwa folgenden Aufbau (M. KSIAZKIEWICZ, 1958): Inoceramenschichten, darüber meist bunte Schiefer, die (nicht überall) Cieřkower Sandsteine enthalten, darüber Pasierbec-Sandstein, oder mit diesem verzahnt Osielec-Sandstein (der erste ist ähnlich dem Cieřkower S., aber glaukonitführend, der zweite feinkörnig, bankig und glaukonitreich), die nach Süden zunehmend dünne Linsen von Łacko-Mergeln enthalten. Beide Sandsteine werden in großen Gebieten teilweise oder ganz durch Schichten von der Art der Beloveža-, oder auch der Hieroglyphenschichten ersetzt. Die jüngsten Schichten sind die Maguraschichten, von denen im Norden noch Submaguraschichten abgetrennt werden können. Die Maguraschichten sind obereozän (-oligozän?).

Was also Vergleiche mit dem Wienerwald betrifft, muß auf die sehr gute Übereinstimmung der dickbankigen Sandsteine der Solaňer Schichten im Außenteil der Maguradecke in Mähren (Střilky) in Gestein und Fauna mit den dickbankigen Sandsteinen südlich St. Corona im Wienerwald aufmerksam gemacht werden. Das ermöglicht eine Gleichstellung der tieferen Teile des Paläogenprofils der Laaber Decke des Wienerwaldes mit den grobklastischen Solaňer Schichten der mährischen Karpaten, sowie der höheren schieferreicheren Teile mit den Beloveža-Schichten. Hingegen konnten neuerdings noch keine Anzeichen für das Vorkommen von echten Zliner Schichten (nach heutiger Einstufung) im Wienerwald entdeckt werden, jedoch stehen die diesbezüglichen Untersuchungen erst am Anfang.

Es ist ferner schon altes Erkenntnisgut, daß die Greifensteiner Sandsteine des Wienerwaldes in regionaler Sicht mit dem Cieżkowicer Sandstein der Karpaten verglichen werden können. G. GÖTZINGER (1945) meinte allerdings die Luhačovicer Sandsteine der Maguradecke, während die echten Cieżkowicer Sandsteine Bestandteile der Schlesischen Decke sind (vgl. A. MATEJKA & ZD. ROTH, 1956).

Wenn wir das berücksichtigen, dann scheint uns ein Vergleich Greifensteiner Sandstein — Cieżkowicer Sandstein der Schlesischen Decke, sowie Alttertiär der Laaber Decke — Alttertiär der Maguradecke besser zu entsprechen. Während somit die Vergleiche der alttertiären Schichtglieder befriedigend ausfallen, verwirrt sich das Bild bei näherem Zusehen in der Kreide. Von der Maguradecke ausgehend kommt also für die nördlicheren Decken des Wienerwaldes zunächst die Schlesische Decke als Vergleichsobjekt in Frage. Es käme zwar die Skoledecke wegen ihres Profils mit Kieselmergeln und Inoceramenschichten in der Kreide als Vergleichsobjekt vielleicht ebenfalls in Betracht, liegt aber wohl einerseits überhaupt zu weit weg und ist andererseits durch den Ablagerungsraum der Schlesischen Decke von dem der Maguradecke getrennt.

Die in ihrer Mächtigkeit überaus eindrucksvollen Serien der Schlesischen Decke sind aber sicherlich eine Sonderfazies, die in einem vermutlich besonders tiefen und rasch sinkenden Trog zum Absatz kam. Dafür sprechen sowohl das relativ rasche Übergehen der Godulaschichten in eine Mergelfazies, als auch die Beziehungen der schieferreicheren Teile der Istebnaschichten zu den Inoceramenschichten (z. B. Czarnorzeki); im Westteil sprechen E. HANZLIKOVA & ZD. ROTH (1963) von einer Zunahme der Mergel in den Istebnaschichten. Es ist also nicht notwendig, die grobklastische Istebna-Entwicklung bei uns im Wienerwald auch vorauszusetzen. Wir können uns damit begnügen, auf die relative Vergrößerung der obersenenon Flyschgesteine am Nordrand des Wienerwaldes hinzuweisen. Aber auch für die Lücke, die im nordöstlichen Wienerwald anscheinend die ganze tiefere Oberkreide umfaßt, kann man von der Schlesischen Decke ein Gegenstück erwarten: E. HANZLIKOVA & ZD. ROTH (1963) sprechen neuerdings von einem Hiatus im Turon bis Untersenenon in der Těšnovicer Einheit. Mit einem Blick auch auf das Alttertiär kann man also die Greifensteiner Decke und die Schlesische Decke ganz gut miteinander vergleichen.

Die Kahlenberger Decke allerdings paßt bei genauem Vergleich weder gut zur Schlesischen noch zur Maguradecke. Ihr Kreideprofil, das sich im wesentlichen in der ganzen Flyschzone der Ostalpen immer wiederholt, hat in den nächstliegenden Teilen der Karpaten kein Gegenstück. Die Altenglbacher Schichten — dieselben, wie in der Greifensteiner Decke — haben zwar deutliche Beziehungen zur Inoceramenzfazies der polnischen Karpaten, aber die Kahlenberger Schichten kaum. Das gegenseitige Verhältnis der Zementmergelserie-Kahlenberger Schichten zu der Mürbsandsteinführenden Oberkreide-Altenglbacher Schichten kann aber besonders in den westlicheren breiteren Teilen unserer österreichischen Flyschzone insofern klargestellt werden, als dort die Zementmergelserie im Süden mächtig ist, nach Norden aber rasch beträchtlich an Mächtigkeit abnimmt, wogegen die Mürbsandsteinführende Oberkreide in dieser Richtung viel mächtiger wird. Man muß das einer Troglagerung während des Obersenons zuschreiben. Es wäre also nur die Annahme zu machen, daß in den benachbarten Karpaten der Trog mit der Zementmergelserie nicht mehr vorhanden war; vielleicht ist auch eine Faziesänderung eingetreten. Ein strikter Vergleich der Kahlenberger Decke mit einer benachbarten karpatischen Einheit ist also nicht möglich. Ver-

gleichsmöglichkeiten scheinen sich erst wieder weiter im Osten zu ergeben (vergl. S. 88).

Während aber die Greifensteiner und Kahlenberger Decke des Wienerwaldes also weitgehend miteinander verwandt sind (G. GÖTZINGER, 1954) — die nördliche Einheit ist lückenhafter, in der südlicheren sind neuerdings Serien bekannt, die zwischen Oberkreide und Greifensteiner Sandstein vermitteln (R. GRILL, 1962) —, ist die Laaber Decke nach unserem heutigen Kenntnisstand ein stark abweichendes Element und daher eine wohl charakterisierte eigene Flyschdecke, in der die Kahlenberger Schichten und liegenden bunten Schiefer durch eine durchwegs bunte Flyschfazies vertreten werden (die mit der St. Veiter Klippenzone nichts zu tun hat), das Obersenon spärlich und ebenfalls anders entwickelt und auch das Alttertiär weitgehend anders gegliedert ist.

Während also G. GÖTZINGER (1945) entsprechend seiner Auffassung der Flyschdecken des Wienerwaldes nur als Teildecken, den gesamten Wienerwald-flysch mit der Maguradecke der Karpaten verglich, wird hier unter dem Eindruck der neu erkannten Selbstständigkeit der Laaber Decke gegenüber den nördlicheren Wienerwalddecken versucht, die Vergleiche auch auf die Schlesische Decke der Karpaten auszudehnen.

Sehr interessant und — wie wir glauben — aus unserem Blickwinkel recht problematisch scheinen die Verhältnisse in der Kreide in Mähren zu sein. Zwischen dem Westende der Schlesischen Decke in der Gegend von Valachisch Meseritsch (Valašské Meziříčí) und dem Wienerwald liegen immerhin rund 180 Kilometer, in denen keine schlesische Kreide und keine Inoceramenschichten nachgewiesen sind. Am ganzen Außenrande der Maguradecke sind Kreidevorkommen nur äußerst spärlich bekannt, wie z. B. grünliche Mergel mit *Reussella szajnochae* (deren Zugehörigkeit zur Maguradecke auch nicht ganz sicher ist) (D. ANDRUSOV, 1959; E. HANZLIKOVÁ & ZD. ROTH, 1963). Allgemein werden aber die roten Senonmergel von Hluk (SE Ung. Hradisch — Uh. Hradiště) mit den Puchover Mergeln der Klippenzone verglichen (E. MENCIK & V. PESL, 1958) und demnach Gesteine der Klippenzone als Kreide zur Maguradecke, zumindest der Weißkarpaten-Einheit gerechnet. Die untercretacischen Hluker Schichten werden ebenfalls dazugerechnet. Sie sind der Unterkreide der Schlesischen Decke (bzw. aber auch der Unterkreide der Flyschzone der Ostalpen) zweifellos verwandt, haben aber keine Beziehungen zu den Serien der Klippenzone, wie man in unmittelbarer Nachbarschaft zu Puchover Mergeln erwarten könnte.

Uns erscheint nach wie vor (S. PREY, 1960) für die roten Globotruncanenmergel von Hluk auch ein Vergleich mit dem Helvetikum unserer ostalpinen Flyschzone bzw. dem Subsilesikum durchaus vertretbar — ebenso für die genannten Mergel mit *Reussella szajnochae*. Die Unterkreideschichten (Hluker Schichten) könnten als mitgerissene Schollen von schlesischer Kreide gedeutet werden. Hluk wäre also ein „helvetisches“ Fenster.

Je nach der Deutung ergeben sich mehrere Erklärungsmöglichkeiten. Wenn man das Senon von Hluk als Puchover Mergel (heute „Gbelaner“ Schichten) bezeichnet, dann müßte man am besten einen in der Oberkreide schräg oder quer zum Gebirge verlaufenden Sedimentationsraum foraminiferenreicher Mergel annehmen, sozusagen eine Verbindung von Subsilesikum-Helvetikum mit dem Raum der Klippenzone. Es wäre dann allerdings die Einheit der Flyschtröge unterbrochen, es würden getrennte Tröge vorliegen und der jüngere paläogene Flyschtrogl wäre quer darüber weg verlaufen. Aber vielleicht wäre dann der Sedimentationsablauf in den Kreide-Flyschtrögen doch nicht ganz so ähnlich und in ähnlichem Rhyth-

mus verlaufen. Ist aber das Senon von Hluk wirklich Subsilesikum (bzw. Helvetikum) — die Annahme einer tektonischen Grenze zwischen diesen Senonmergeln und den nicht einmal zur Gänze sicher zur Maguradecke gehörigen bunten Paleozänmergeln wird schwer zu widerlegen sein —, dann sind vielleicht weiter östlich unter dem Maguraflysch doch noch Teile der Kreide in Flyschfazies zu erwarten, die bisher noch nicht bekannt, vielleicht aber auch größtenteils einer Abtragung zum Opfer gefallen sind. D. ANDRUSOV (1959) und E. HANZLIKOVÁ & ZD. ROTH (1963) weisen nämlich auf eine Sedimentationsunterbrechung zwischen Kreide und Alttertiär hin, eine Erscheinung, die in der Gegend von Kaumberg im Wienerwald recht deutlich zu erkennen ist.

Zu welcher Deutung man sich nun entschließt, es bleibt der Eindruck, daß an der Wende Kreide — Tertiär in Mähren einiges passiert sein muß, entweder beträchtliche Abtragungsvorgänge oder Sedimentationslücken, oder aber eine tiefgreifende Änderung der Lage der Tröge mit Flyschsedimentation. Ein abschließendes Urteil steht mir als Außenseiter der Karpatengeologie natürlich nicht zu. Es sollen nur die Probleme aufgeworfen werden. Aber bis zum Vorliegen wirklich schlüssiger Gegenbeweise möchte ich fast der Deutung des Senons von Hluk als Subsilesikum bzw. Helvetikum, das von unten an der Überschiebungsbahn mitgeschürft wurde und dabei auch noch Schüblinge von Schlesischer Kreide mitgerissen hat, den Vorzug geben.

Auch die Vergleichsmöglichkeiten, die zwischen der Subsilesischen Einheit und dem Helvetikum bestehen, können noch etwas besser beleuchtet werden. M. KSIAZKIEWICZ (1956, 1960—63) und ihm folgend S. PREY (1957, 1960) haben diesen Vergleich längst gemacht. Der Verfasser konnte auch darauf verweisen, daß die Proben von Targanice eine der Kreide des Helvetikums durchaus entsprechende reiche Fauna geliefert haben und die Schichtlücke zwischen Obersenon und Paleozän ist auch im Helvetikum häufig vorhanden. Schließlich ist auch die ganze tektonische Position der Subsilesischen Einheit unter den Flyschdecken dieselbe wie die des Helvetikums. Und genauso, wie das Helvetikum in der Flyschzone der Ostalpen im Süden mit Klippen (der Grestener Klippenzone; S. PREY, 1960) verbunden ist, finden sich an analoger Stelle in Polen die Klippen von Andrychów.

Für großräumigere Vergleiche muß hier eingeflochten werden, daß die vom Verfasser Buntmergelserie genannten Serien des Helvetikums nach westlicher Nomenklatur als „Ultrahelvetikum“, speziell als „Süd-Ultrahelvetikum“ (H. HAGN, 1960) bezeichnet werden müßten, während das „Oberösterreichische“ Helvetikum (S. PREY, 1957) dem „Nord-Ultrahelvetikum“ bzw. der Liebensteiner Decke entspricht.

Ein Blick auf die ultrahelvetischen Serien der Schweiz (J. CADISCH, 1953) zeigt, daß diese Trias in germanischer Fazies, Rhätumachelle, vorwiegend schiefrigen Lias mit etwas Kalk, Dogger in zumeist schwarschieferiger Fazies, Malm mit fossilreichen Kalken, oder sandig-brecciöser Ausbildung (Fläschberg), Unterkreide mit Mergeln und oolithischen Kalken, Diphyoideskalke, Kieselkalke und Schiefer, Mittelkreide mit dunklen sandigen Schiefen und Glaukonitsandsteinen und schließlich cretacisch-alttertiäre mergelige foraminiferenreiche Leimernschichten neben verschiedenen Flyschgesteinen umfaßt. Das tektonische Bild zeigt fast immer Schollen und Schüblinge, zu denen auch Schollen granitischer Gesteine hinzukommen.

Gewisse ähnliche Züge zwischen diesen und den subsilesischen Einheiten kann man schon sehen. So liegt z. B. in der zone des cols der Schweiz hohe Oberkreide

in sandiger Wangfazies auf Malm. Ein Gegenstück zur Wangfazies ist zweifellos die der Friedecker Mergel in Schlesien. Dem Ultrahelvetikum der Schweiz wird eine schwelennahe Position zugeschrieben, die genauso in der subsilesischen Region von Targanice — Inwald in der den Granit übergreifenden Lagerung des Oberjura und überhaupt in den vielen Sedimentationsunterbrechungen zum Ausdruck kommt.

Auch über die Verteilung abweichender Fazies in den subsilesischen Serien konnte neuerdings Interessantes gelesen werden. E. HANZLIKOVÁ & ZD. ROTH (1963) nennen folgende Schichtglieder der Kreide: spärlich Unterkreide (meist nur Gerölle in Molassesandsteinen), dann die Friedecker Schichten (sandige Mergel mit Sandsteinlagen; Turon — Maastricht). Die Sandsteine von Kłogsdorf (Klokočov) werden nach Mikrofaunen bereits ins Dan-Paleozän gestellt. Die Friedecker Schichten sind in Polen bis in die Gegend von Myślenice und Żegocina (SE Krakau) verbreitet. Hier entsprechen den Kłogsdorfer Sandsteinen etwa die Sandsteine von Szydłowiec, die dort indessen etwas älter eingestuft werden. Abweichend davon sind die hellen kalkreichen Campan- und Maastrichtmergel der Gegend von Targanice.

In der Gegend von Golezów in Schlesien beschreiben M. KSIĄŻKIEWICZ & J. LISZKOWA (1959) ebenfalls ein mergeliges Subsilesikum. Zuunterst liegen schieferreiche Gaizeschichten des Apt-Alb, darüber rote Mergelschiefer (wahrscheinlich Ob. Alb — Turon), graue Schiefer mit *Reussella scapnochae* (Campan-Unt. Maastricht), graue Mergelschiefer von der Art der Friedecker Mergel mit geringem Einschlag der bunten Fazies, ferner ähnliche graue Schiefermergel des Paleozän — Untereozän und schließlich bunte Mergel des Unter — Mitteleozäns (letztere mit *Cyclammina amplexans*). Mit Ausnahme der die Schichtfolge oben abschließenden Krosnoschichten kommen darin keine nennenswerten sandigen Schichten vor.

Die von ST. GEROCH & ST. GRADZINSKI (1955) vor allem mikropaläontologisch aus dem subsilesischen Fenster von Żywiec beschriebenen Schichtfolgen enthalten auch Serien mit häufigerem buntem Material in der Kreide und im Eozän, aber auch Sandsteine vom Typus Szydłowiec u. a.

Anders ist die bunte Fazies (J. LISZKOWA, 1960), wie sie etwa bei Lanckorona oder Węglówka vorkommt. Sie ist im wesentlichen die südlichere. Auf die Unterkreide (Grodischer Schichten und Gaizeschichten) sei nur nebenbei hingewiesen.

Diese Verteilung von bunter und nicht bunter Fazies ist auch im (Ultra-) Helvetikum der Alpen ungefähr dieselbe.

Das Alttertiär der subsilesischen Einheiten Polens besteht ebenfalls aus bunten Mergeln und darüber geringmächtigen Menilit- und Krosnoschichten (bis Oligozän). Aus den Bohrungen der Gegend von Stramberg beschreiben E. HANZLIKOVÁ, ZD. ROTH & N. GABRIELOVA (1963) gleichfalls eine Fazies bunter Mergel. Es wird aber hervorgehoben, daß die wärmeliebenden Foraminiferenfaunen mit reichlich Plankton (Globigerinen, Globorotalien) den seichten Rand des Meeresbeckens bevölkerten, während die südlicheren tieferen Teile desselben durch Faunen gekennzeichnet werden, in denen die Sandschaler überwiegen. Auch J. LISZKOWA (1960) spricht davon, daß im polnischen Subsilesikum kalkschalige Foraminiferen eine große Rolle spielen, daß aber in der Gegend von Sanołk, wo die subschlesische Decke in die Flyschfazies überzugehen beginnt, statt der reichen Kalkschalerfaunen der Węglówka-Mergel die Sandschaler in den Senonfaunen überwiegen.

Ähnliches zeigt sich ja auch im Helvetikum der Ostalpen. Etwa von Oberösterreich an ostwärts werden die reichen Kalkschalerfaunen gegen Südosten vor allem in der Kreide von sandschalerreichen Faunen abgelöst.

Es ist also sowohl das Helvetikum in der Flyschzone der Ostalpen als auch die subsilesische Einheit der Karpaten ein Raum mit ähnlichen Ablagerungs- und Faziesbedingungen, ähnlicher Geschichte und tektonischer Position — nicht nur in der Kreide, sondern auch im Alttertiär.

Unterschiede bestehen vor allem in dem Eingreifen der relativ jungen Menilit- und Krosnoschichten in den subsilesischen Ablagerungsraum der Karpaten, das unserem Helvetikum in den Ostalpen fehlt — es sei denn, man nimmt die Molasse von Rogatsboden als Äquivalent der Krosnoschichten zur Decke der Buntmergelserie hinzu. Die Gründe, warum ich daran weniger glaube, als an eine Aufschuppung von unten, habe ich schon (S. PREY, 1957) auseinandergesetzt. Jedenfalls gibt es — um nur kurz weiter abzuschweifen — auch in den äußersten Teilen der südwestlichen Karpaten Schichten, die unserer älteren Molasse entsprechen. Die Pausramer (Pouzdrány) Schichten (V. POKORNY, 1956) nämlich, die den Außenrand der Steinitzer Einheit etwa von der Gegend von Pausram (Pouzdrány) bis in die Gegend von SE Brünn säumen, werden in der neuen Übersichtskarte 1 : 200.000 der ČSSR als abgesicherte Teile von dem Böhmischem Massiv auflagernden Schichten ausdrücklich hervorgehoben und als obereozän-oligozän eingestuft. Das wäre gerade die Position unserer subalpinen Molasse, nämlich unter der als subsilesisch betrachteten Steinitzer Einheit. Es lagen also auch hier ehemals ältere Molasseschichten direkt im Karpatenvorland, so wie es im Alpenvorland der Fall ist.

Neuerdings (J. ZICHA, F. CHMELÍK, F. PÍCHA & Z. STRÁNÍK, 1964) wird die Pausramer Einheit sogar in einen autochthonen und einen parautochthonen Anteil gegliedert, wobei die älteren Anteile im Autochthon liegen.

Es mag hier aber noch der Hinweis Platz finden, daß die auf den Exkursionen öfter gezeigten Krosnoschichten oft wirklich große Ähnlichkeiten mit der Molasse von Rogatsboden haben. Häufig liegen dort ebenfalls Mergel mit dünnen Sandsteinbänkchen vor. Der Eindruck der Aufschlüsse bei Grybów ist weitgehend derselbe. Auch die Faunenarmut hat meine Probe von dort mit Rogatsboden gemeinsam. Die Gesteine bei Jaslo sind nicht ganz so ähnlich, aber dafür die Fauna. Vor allem *Nonionella liebusi* und *Loxostomum chalkophilum* werden von H. HAGN (1952) als für die Tonmergelstufe (Rupel) bezeichnende Formen angegeben. Es muß aber betont werden, daß dieselbe Tonmergelstufe in Bayern und Vorarlberg schon in der subalpinen Molasse und sandsteinärmer auch in der ungefalteten Molasse (F. ABERER, 1957 u. a.), also außerhalb des eigentlichen Deckenlandes ansteht, anders als in den Karpaten, wo Sedimente dieses Alters tief in den Deckenbau einbezogen sind, aber anscheinend in den bekannten Teilen der Vortiefen größtenteils fehlen.

E. HANZLIKOVÁ, ZD. ROTH & N. GABRIELOVA (1963) sowie E. HANZLIKOVÁ & ZD. ROTH (1963) weisen auf Beziehungen (besonders faunistischer Art) der subsilesischen Einheiten zu Serien der sogenannten Prä-Maguradecke hin. Diese liegt als schmale nicht zusammenhängende Zone unter der Basis der Maguradecke, hauptsächlich in Polen und Schlesien. Im Osten entwickelt sie sich aus den Duklafalten. Die Kreide ist durch die Schichten mit Biotit und Glaukonit — eine Abart der Inoceramenschichten — und das Alttertiär durch

Hieroglyphenschichten, Globigerinenhorizont, Menilitschichten und Krosnoschichten, also durch eine Flyschserie vertreten (Exkursionsführer, M. KSIAZKIEWICZ, 1960—63). Sie taucht auch in Fenstern unter der Maguradecke auf, wobei vor allem im Tertiär Beziehungen auch zur Schlesischen Decke bestehen, so daß die Fenstererien z. B. von ST. WDOWIARZ (1963) mit den Duklafalten, von M. KSIAZKIEWICZ (1960—63) aber mit der Schlesischen Decke vereinigt werden. Nach H. ŚWIDZINSKI (Exkursionsführer) werden die zur Prä-Maguraeinheit gezählten Schichten von Grybów schließlich als eingewinkelte Stirnteile der Maguradecke aufgefaßt.

In den Mährisch-schlesischen Beskiden wird die Prä-Maguraeinheit vor allem von V. PESL, E. MENCIK & E. HANZLIKOWA (1964) als eine Serie beschrieben, die im Senon aus bunten, im Maastricht vielfach auch grauen und grüngrauen Mergeln mit nur vereinzelten Sandsteinlagen und im Alttertiär aus bunten Mergeln mit einem durch Schieferlagen gegliederten Sandsteinkomplex im Paleozän und geringmächtigen Menilit- und Krosnoschichten im Obereozän-Unteroligozän besteht. D. ANDRUSOV (1959) sagt, daß diese Serie „vielleicht“ zur Prä-Maguraserie gehört. Letztere Serien sind also Gegenstand der eingangs erwähnten Vergleiche von E. HANZLIKOWA, ZD. ROTH & N. GABRIELOVA (1963).

Vom Blickpunkt unserer Erfahrungen im österreichischen Flysch und Helvetikum aus gesehen, sollte man prüfen, ob hier nicht auch eine Deutung dieser dem Subsilesikum ähnlichen Serien der Prä-Maguraeinheit als wirkliches Subsilesikum, das unter der Front der Maguradecke aufgeschuppt wurde, in Frage kommen könnte. Es würde bedeuten, daß dieser Teil der Prä-Magurazone ein anderes tektonisches Element wäre, als die zu den Duklafalten tendierenden Flyschserien weiter östlich.

Zur subsilesischen Einheit wird auch die Steinitzer (Zdánice) Einheit gezählt, die fast nur aus Molasserien, vor allem des Oberoligozäns und Untermiozäns (E. HANZLIKOWA, 1955; T. BUDAY, 1959; ZD. STRANIK, 1963) besteht. Die darin enthaltenen spärlichen Vorkommen von z. T. bunten Mergeln des Alttertiärs besitzen tatsächlich einen subsilesischen Charakter, aber der allergrößte Teil der Einheit ist subkarpatische Molasse. Es sind hier insbesondere noch jene Molasserien vertreten, die in den Vortiefen Nordmährens und Polens überhaupt nicht nachgewiesen sind, deren Äquivalente aber auch etwa in der polnischen Flyschzone höchstens in wenigen Fällen vermutet werden. Auch darin sehe ich eine Sonderstellung der Steinitzer Einheit, die eine Abtrennung vom Subsilesikum rechtfertigen könnte. Für die ihr weitgehend entsprechende Waschbergzone hat sich die Auffassung als subkarpatische Molasse in Österreich weitgehend durchgesetzt (z. B. F. BRIX & K. GÖTZINGER, 1964).

In letzter Zeit haben sich J. ZICHA, F. CHMELÍK, F. PÍCHA & Z. STRÁNÍK (1964) ebenfalls für die Deutung der Steinitzer Einheit als subkarpatische Molasse ausgesprochen. Damit bahnt sich eine einheitliche Auffassung dieser überaus interessanten Zone an.

In diesem Zusammenhang sei auf mögliche Faziesverknüpfungen aufmerksam gemacht, die sich nach den Bohrergebnissen der OMV AG der letzten Jahre im Niederösterreichischen Alpenvorland abzuzeichnen scheinen.

Gehen wir von den Oberjura-Unterkreideserien der Schlesischen Decke aus, so ist nach D. ANDRUSOV (1959) der Riffkalk von Stramberg im Liegenden normalstratigraphisch mit den ebenfalls tithonen Unteren Teschener Schiefer verbunden und gehört demnach zu dieser Serie dazu. Gehen wir weiter nach Süd-

westen, dann finden wir die den Stramberger Kalken entsprechenden Riffkalke von Ernstbrunn u. a. mit den Klenititzer Schichten verbunden, die nach R. GRILL (1953) & D. ANDRUSOV (1959) aus mergeligen, teils hornsteinführenden, teils aber auch oolithischen Kalken bestehen und stellenweise auch schwarze Schiefer, Sandsteine und Glaukonitgesteine enthalten. Sie gehören ins untere bis mittlere Tithon. Die tektonische Position ist schon eine stark randliche. Und nun kann man mit diesen Vorkommen die mesozoischen Gesteine des Vorlandes vergleichen, die der Böhmisches Masse aufliegen und in den Bohrungen der ÖMV AG Staatz 1 und Altenmarkt i. Tale 1 erbohrt wurden. Nach den neuesten, von F. BRIX & K. GÖTZINGER (1964) zusammengestellten Daten fand man dort einerseits im Malm oolithische helle und dunkle mergelige Kalke, ferner helle Kalke, Hornsteinkalke und sogar Riffkalke, in der Unterkreide schwarze Mergel mit gelegentlich manchmal oolithischen Kalklagen. Im Dogger gibt es mächtige dunkle Tonsteine und Sandsteine.

Es gibt also beachtliche Ähnlichkeiten zwischen diesen in verschiedenen tektonischen Einheiten gelegenen Vorkommen, wovon die auffallendsten die Riffkalke und die schwarze Unterkreide (die den Oberen Teschener Schiefern entsprechen dürfte) sind.

Man könnte darin die Konturen eines Ablagerungsraumes erblicken, der aus dem heutigen Vorland schräg zu den Decken und tektonischen Einheiten bis in die Schlesische Decke und in dieser weit nach Osten sich erstreckte und in der tiefen Unterkreide dem nur teilweise gleichlaufenden Flyschtrogl Platz machte. Nördlich davon wäre der Ablagerungsraum der subsilesischen Klippenkalke und des Jura von Krakau gelegen gewesen. Es wäre das auch ein Beispiel dafür, daß die älteren Ablagerungsräume einen anderen Verlauf gehabt haben können als die jüngeren. Ein ähnlicher Fall liegt ja in der Obertrias vor, wo der Keuper in der Kríznádecke verbreitet ist und erst weiter südwestlich von der Hauptdolomitentwicklung (in der Frankfurter Decke, vgl. S. 103) verdrängt wird.

Zwei Dinge scheinen mir noch wert, besonders herausgestellt zu werden. Das eine ist ein Beitrag zur Frage der Bathymetrie des Flysches. R. TRÜMPI (1960) deutet die Beweiskraft einer Verbindung von Flyschgesteinen mit Gesteinen an, die mit guten Gründen als Tiefseesedimente betrachtet werden können. In den Westalpen scheint es aber kein Beispiel einer stratigraphischen Verbindung von Flyschbildungen mit Radiolariten zu geben. Jedoch wurde uns ein solches Beispiel in den polnischen Karpaten vorgeführt, wo die untercretacischen Elgoter Schichten, die im oberen Teil reich an Spongienhornstein sind, im Hangenden mit Radiolariten stratigraphisch verbunden sind. Auch die überlagernden roten Tone der Gódlaschichten mit ihrer reinen Sandschalerfauna dürften Bildungen größerer Wassertiefen sein. Übrigens ist auch der Nachweis vulkanischer Tätigkeit im Cenoman (siehe S. 84) in diesem Zusammenhang bemerkenswert.

Das zweite betrifft Faziesübergänge zwischen Flysch- und Nicht-Flyschbildungen, wie sie uns teilweise bei der Exkursion nördlich Sanok vorgeführt worden sind. Der Faziesübergang zwischen Schlesischer und Subsilesischer Decke wurde allerdings nur im unteren Profilteil gezeigt. Die Verzahnung zwischen Istebnaschichten und Węglówka-Mergeln schiene mir überzeugender. Immerhin aber sind solche Faziesübergänge zwischen dem Flysch und dem Helvetikum der Ostalpen bisher nicht bekanntgeworden.

In der Pieninischen Klippenzone war ich schon bei meinem ersten Besuch in Polen (1959) beeindruckt von der Schärfe des Schnittes, mit dem

die Klippenzone nördlich Zakopane an den Podhale-Flysch stößt. Hier grenzen an den paläogenen Podhale-Flysch unmittelbar cenomane Globotruncanenmergel der Klippenserien. 25 km weiter südlich sind Alb- und Cenoman in Form braungrauer sandiger Mergelschiefer ausgebildet. Noch krasser wird der Gegensatz im Waagtal, wo auf der im Verlande der Klippenzone gelegenen Maniserie cenomane sandige Mergel und Sandsteine liegen, die in direktem Gegensatz zu den Globotruncanenmergeln der Klippenserien stehen. Der gleiche Gegensatz findet sich wieder zwischen der Klippenzone von St. Veit und der Frankfurter Decke bei Wien. Zwischen beiden Ablagerungsräumen muß seinerzeit ein sehr bedeutender Abstand bestanden haben.

In der Klippenzone selbst hat D. ANDRUSOV (1960) auf Strukturen hingewiesen, die nur als tektonische Fenster von pieninischen Serien unter Mittelkreide der hochtätischen Maniserie gedeutet werden können — eben wegen der Faziesgegensätze in der Mittelkreide. Dieser Sprung kennzeichnet die Überschiebung der Maniserie als bedeutende tektonische Fläche. Die schon längst bekannten Unterschiede der Klippenserien untereinander (KR. BIRKENMAJER, 1960; D. ANDRUSOV, 1960), die E. SCHEIBNER (1961) z. T. als Übergangsserien deutet, verlangen selbst auch die Voraussetzung bedeutender Einengungen durch die Tektonik, die oft Diapircharakter annimmt (KR. BIRKENMAJER, 1959, 1960; E. SCHEIBNER, 1961). D. ANDRUSOV (1960) kennzeichnet die vorpaläogene Tektonik als nordvergent. Erst später kam es auch zur Bildung südvergenter Strukturen, nämlich steilen Aufschiebungen der Klippenzone auf die Zentralkarpaten (z. B. N. Kl. Fatra) sowie Aufschiebungen der Maguradecke auf die Klippenzone. Allerdings wird man diese Südvergenzen nicht überschätzen dürfen und am besten als Ausweichbewegungen am Rande relativ starrer tektonischer Elemente deuten dürfen (vgl. E. SCHEIBNER, 1963) — ähnlich wie am Südrand der Nördlichen Kalkalpen, wo z. B. bei Werfen südvergente Schuppen bekannt sind.

E. SCHEIBNER (1963) erörtert auch den Gedanken, daß von den Klippen einige auch Olistolithen sein könnten, doch konnte bisher der Nachweis einer größeren Verbreitung solcher Strukturen nicht erbracht werden.

Diese wenigen Hinweise sollen die pieninische Klippenzone als eine Zone intensiver Tektonik, bedeutender Einengung und einer deutlich anderen Art, als die südlich anschließenden Gebirgsteile, kennzeichnen. Sie trennt Gebirgsteile mit wesentlich verschiedener geologischer Geschichte. In der Kreide haben wir also in Polen einen Flyschtrogl, der beiderseits von Arealen mit Foraminiferenfazies flankiert wird, nämlich dem Subsilesikum im Norden und der Klippenzone (wo allerdings Schichten mit flyschartiger Fazies ebenfalls eingeschaltet sind) im Süden. Eine ähnliche Anordnung der Faziesräume findet sich in den Alpen. Übergehen wir das schon früher erörterte Problem der Grestener Klippenzone (S. PREY, 1960) und werfen wir einen Blick auf das Grenzgebiet von Ost- und Westalpen. Dort haben wir (M. RICHTER, 1957; R. OBERHAUSER, 1963) im Liegenden bzw. ursprünglich im Norden die Kreideablagerungen des Helvetikums und Ultrahelvetikums mit verbreiteter foraminiferenreicher Mergelfazies, darüber die Flyschdecken, und zwar zuerst die Wildflyschdecken, dann den Vorarlberger Flysch und den Prättigauflysch, deren gegenseitiges Verhältnis noch nicht geklärt ist. Darüber liegen hochpenninische und unterostalpine Elemente, in denen neben verschiedenen Flyschserien auch eine bunte foraminiferenreiche Mergelfazies kennzeichnend ist, die nach R. OBERHAUSER (1964) Mikrofaunen vom Cenoman bis ins Alttertiär geliefert haben. Diese „Couches rouges“ dringen in tektonische Spalten des massigen oberjurassischen Sulzfluhkalkes ein, sind

aber auch sonst oft an tektonischen Störungen anzutreffen und enthalten auch Schuppen anderer mesozoischer Gesteine — kurz, sie sind an tektonisch stark zerstückelte Zonen gebunden (J. CADISCH, 1953). Darüber liegen teils Kristallindecken mit mesozoischen Serien darauf, teils im Norden die Nördlichen Kalkalpen.

Es steht außer Frage, daß dieser heftig tektonisch beanspruchte Streifen, der eine der einschneidendsten tektonischen Linien der Alpen ist, eine ganz ähnliche Position wie die Pieninische Klippenzone der Karpaten einnimmt, zwischen dem Raum des Helvetikums und Penninikums einerseits und dem des Ostalpins andererseits. Und man kann gut annehmen, daß, stünde auch diese Zone senkrecht und läge sie nicht infolge des alpinen Deckenbaues viel flacher, sie der Pieninischen Klippenzone mehr gleichen würde.

Die Flyschdecken der Ostalpen, deren Fortsetzung in die Karpaten evident ist, liegen im Grenzgebiet der Ost- und Westalpen eindeutig über dem Ultrahelvetikum. Der autochthone Flysch im Helvetikum ist nur tertiär, während die Vorarlberger Flyschdecken hauptsächlich aus Kreide bestehen. Die in der Schweiz immer wieder bestätigte (J. CADISCH, 1953) Reihung der Ablagerungsräume — im Norden Helvetikum i. w. S., südlich anschließend Penninikum — zwingen uns, den Flysch der Ostalpen als penninisch zu betrachten (R. TRÜMPF, 1960; R. OBERHAUSER, 1963). Das Problem der Herkunft von „exotischem“ Material ist sowohl in den Alpen als auch den Karpaten noch ziemlich ungelöst. In den Karpaten beweist es aber, daß zwischen der Pieninischen Klippenzone und den Zentralkarpaten einstmals noch vieles vorhanden war, das wir heute nicht mehr sehen, oder das nicht mehr existiert.

Noch ein paar Worte über die „Äußere Klippenzone“ der Karpaten. Sie ist also sichtlich ein ganz heterogenes Gebilde. Die Klippen der Waschbergzone sind entweder echte tektonische Klippen, oder Eingleitungsmassen in Molassesedimenten. Dasselbe gilt auch für die Klippen etwa der Pollauer Berge. Für die Klippe von Cetechovice und wahrscheinlich auch für eine Reihe anderer Klippen an der äußeren Front der Maguradecke, scheint mir in Anbetracht der Nachbarschaft besonders grobklastischer Sedimente die Deutung als Olistolithen durchaus plausibel. Die Klippenkalke von Stramberg werden als Einlagerungen im Oberjura der Schlesischen Decke aufgefaßt (D. ANDRUSOV, 1959) und die Klippen der Gegend von Wadowice gehören in die Subsilesische Einheit. Daher erscheint uns der Terminus „Äußere Klippenzone“ nur verwirrend zu sein (vgl. A. TOLLMANN, 1963), denn der Raum, in dem die Klippen am Außenrand der Maguradecke abgesetzt worden sind, muß bei Abwicklung des Deckenbaues viele Zehnerkilometer weiter südöstlich gelegen gewesen sein, als etwa der der Klippen von Ernstbrunn. Diese Heterogenität unterscheidet die „Äußere“ Klippenzone grundsätzlich von der auf sehr große Strecken einheitlichen Pieninischen Klippenzone.

Bezüglich der autochthonen Serie im Strážov-Gebirge (Belanka Tal) sei auf die große Ähnlichkeit mit penninischen und unterostalpinen Serien der Ostalpen nochmals (vgl. S. PREY, 1963) aufmerksam gemacht. Hier reichen diese „penninischen Züge“ in der Stratigraphie bis in unterostalpine Bezirke, denn ich möchte, wie S. 103 näher ausgeführt wird, die Hüllserien der karpatischen Kerngebirge mit dem Unterostalpin parallelisieren. Das kann auch Konsequenzen für die Einordnung etwa der Rechnitzer Schieferinsel haben, weil sie nämlich nicht unbedingt penninisch sein muß, sondern auch unterostalpin sein kann.

An tektonisch Bemerkenswertem wären in erster Linie die überaus flachen Überschiebungen der Subsilesischen und Silesischen Decken im Raume der Mährisch-schlesischen Beskiden hervorzuheben, die durch Kartierung und vor allem durch Bohrungen nachgewiesen werden konnten. Nach einem Vorbericht (E. HANZLIKOVÁ, ZD. ROTH & N. GABRIELOVA, 1963), der in erster Linie über die mikropaläontologischen Grundlagen berichtete, hat ZD. ROTH (1964) ein über 20 km langes Profil vorgelegt, das, ebenso wie das im ersten Bericht enthaltene, etwas anders liegende Profil den außerordentlich flachen Verlauf der Überschiebungslinien überzeugend darstellt. Wie auch der eigene Augenschein (Exkursionsbericht) zeigte, bestehen die Hügel der Landschaft aus den tiefen Serien der Schlesischen Decke (Teschener Schichten mit basischen Eruptivgesteinskörpern [Teschelite], Baška-Sandsteine, Stramberger Kalk). Die Tallandschaften dazwischen werden aus den leichter ausräumbaren Gesteinen der subsilesischen Einheit aufgebaut. Unter der Schlesischen Decke liegt also die Hauptmasse des Subsilesikums mit Friedecker Mergeln und bunten Schichten, mit einer tektonischen Breccie aus Jungtertiär (Karpatische Formation) und mehr südlicheren Elementen der subsilesischen Einheit an der Basis. Mehrere Schuppen wechseln mit Jungtertiär ab, ehe der autochthone Sedimentmantel der Karpatischen Formation dem Oberkarbon des Vorland-Untergrundes aufliegt.

Interessant ist, daß hier ein ganz dünnes Element in der Schuppenzone auftritt, das Alttertiär und Mittelmiozän enthält und an die Pausramer Einheit Mährens erinnert. Ferner ist eine äußere Einheit bemerkenswert, die eine Anhäufung von Stirnteilen der Karpatendecken am Südrand der erst unter denselben beginnenden tortonen Vortiefe ist und noch von transgredierendem Torton bedeckt wird. Diese Randgruppe ist vielleicht ein Element, das mit dem Schuppenpaket von Perwang verglichen werden könnte. Sie beweist jedenfalls eine Interferenz von Sedimentation und Deckenschub im Untertorton. Der südlichere helvetische Trog ist durch eine sanfte Schwelle von dem stärker abgesunkenen tortonen getrennt. Das Profil zeigt sehr schön die Auflösung der subsilesischen Serien in tektonische Linsen. Die Überschiebungen müssen sich unter der Schlesischen Decke noch weit gegen Südosten fortsetzen. Die Deckschollen bestehen übrigens aus der im Gegensatz zur sandsteinreichen Godula-Entwicklung, die die Haupt-Überschiebungsmasse bildet, schieferreicheren Baška-Entwicklung mit dem Stramberger Kalk.

Auf die sonst noch nachweisbaren eindrucksvollen Mindest-Überschiebungsbeträge wurde bereits im Überblick verwiesen.

Ein Schlaglicht darauf, daß die Überschiebung der Schlesischen Decke auf die subsilesische die an der Oberfläche sichtbaren 30 km weit übersteigen muß, ist in dem von M. KSIĄZKIEWICZ & J. LISZKOWA (1959) gegebenen Hinweis zu sehen, daß unmittelbar südlich der sandsteinfreien Mergelentwicklung im Subsilesikum bei Golezów die sandsteinreichen Godulaschichten mehr als 2000 m Mächtigkeit erreichen.

Auch in der Maguradecke wurden neuerdings die Überschiebungen der Teileinheiten durch Bohrungen untersucht (E. MENCİK & V. PEŠL, 1963). So wurde ca. 2 km südöstlich des Außenrandes der Rača-Einheit bei Svrčinovice (Gegend von Jablunkov) unter dieser in 1105 m Tiefe die Schlesische Decke (Krosnoschichten) erreicht. Bei Bohuslavice n. Vlárkou wurde 300 m östlich ihres Außenrandes durch die Bystrica-Einheit hindurch in 485 m Tiefe die Rača-Einheit mit Zlíner Schichten erbohrt und schließlich konnte durch drei Bohrungen in der Gegend von Hluk eine Mindestweite der flachen

Überschiebung der Weißkarpaten-Einheit über die Rača-Einheit von 4 km nachgewiesen werden. Die westlichste Bohrung erreichte die Zlíner Schichten der tieferen tektonischen Einheit bei 296 m, die mittlere bei 264 m und die östlichste bei 652 m Tiefe. Die ebenfalls interessanten zwei Profile von der Magurauüberschiebung in der Ostslowakei können hier nur erwähnt werden.

Nicht uninteressant ist die Deutung einiger Deckschollen im Bereich nordnordöstlich G o r l i c e, die bei den Exkursionen nicht gezeigt wurden und die ich in der Literatur fand (J. JASIONOWICZ & F. SZYMANOWSKA, 1963). Die in der Übersichtskarte von M. KSIAZKIEWICZ (1960—63) eingezeichneten Deckschollen bestehen aus Gesteinen der Maguradecke auf der Schlesischen Decke, aber es gibt auch eine Deckscholle subsilesischer Herkunft auf der Skoledecke. Sie sind alle in einer Depression gelegen, die mit jüngsten Krosnoschichten ausgefüllt ist. Die Unterlagerung dieser Deckschollen durch marine Gleitbreccien mit Material aus Krosnoschichten und den Deckschollen legt eine Deutung als submarine Gravitations-Gleitmassen nahe. Die Abstände der Deckschollen von den heutigen Deckenrändern betragen bis zu 15 km.

Besonders eindrucksvoll ist der Deckenbau der Zentralkarpaten, zumal auf der Exkursion immer wieder die tektonische Abfolge Kristallin mit mesozoischer autochthoner Hülle, darüber Krížnadecke und Chočdecke gezeigt wurde. Zwischen den Decken gibt es aber praktisch nirgends Kristallin. D. ANDRUSOV (1960) erwähnt nur etwas Kristallin an der Basis der Krížna-Decke in der Niederen Tatra. Als Herkunftsgebiet der subtatrischen Decken wird die sogenannte Vepor-Zone in Betracht gezogen.

Die Breite der Krížnadecke beträgt mindestens ca. 55 km, die der Chočdecke mindestens 70 km. Daran schließen im Südosten noch über 50 km Deckenland der Gemeriden mit dem Slowakischen Karst (Dachsteinkalkentwicklung) an. Der gesamte Überschiebungsbetrag der Krížna- und Chočdecke zusammen dürfte somit 100 km übersteigen.

Dieser großartige Deckenbau war vor dem Mitteleozän bereits fertig. Der in den Alpen noch in jüngerer Zeit erfolgte Weiterschub nach Norden ist in den Karpaten unterblieben. Diese tektonischen Bewegungen haben sich hier praktisch nur in dem außerhalb der kristallinen Kerngebirge liegenden Gebirgsland abgespielt. Die in manchen Punkten andere geologische Geschichte der Alpen hat dort zu einer alpinen Metamorphose der tieferen Serien (Semmering) geführt, die in den Kerngebirgen der Karpaten höchstens spurenweise vorhanden ist, z. B. in der Kraklova-Zone (Exkursionsbericht). Man kann auch beobachten, daß diese Metamorphose im Raume zwischen Rosaliengebirge und Hainburger Bergen rasch abklingt. Wahrscheinlich müßte man ihre Auswirkungen in tieferen Serien der Südslowakei, vielleicht in oder noch unter den Gemeriden suchen. Die dort bekannte Epimetamorphose wird allerdings (D. ANDRUSOV, 1958 bzw. 1964) für variscisch gehalten.

Ein überaus interessantes Problem der Verbindung der Alpen mit den Karpaten liegt im Untergrund des Wiener Beckens verborgen. In den Alpen ereigneten sich bekanntlich starke nachgosauische Deckenbewegungen, zu denen auch die Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone gehört und die auch die Deckenordnung in den Kalkalpen verursacht haben. So liegt hier die Frankenfesler Decke als tiefste am Nordrand der Kalkalpen unter der Lunzer Decke. Umgekehrt aber finden wir in den Karpaten im wesentlichen den vorgosauischen Bau erhalten und in den Kleinen Karpaten liegt die der Frankenfesler Decke entsprechende Krížnadecke am Südrand des den Kalkalpen äquivalenten Teiles unter

der Chočdecke (gleich Lunzer D.). Diese Umkehrung liegt im Untergrunde des Wiener Beckens verborgen. Es kommt sowohl ein Ausklingen der tertiären Bewegungen gegen Nordosten, als auch ein Überlappen tertiärer tektonischer Einheiten über den vorgosauischen Bau der Karpaten in Frage. Die bisher veröffentlichten Daten (J. KAPOUNEK, A. KRÖLL, A. PAPP & K. TURNOVSKY, 1965; T. BUDAY & V. ŠPIČKA, 1965) erlauben noch kein abschließendes Urteil, doch scheinen sie mehr für den ersteren Fall zu sprechen. Komplikationen sind angedeutet in den NNE streichenden Strukturen der Kalkalpen am Rande des südlichen Wiener Beckens.

In letzter Zeit hat A. TOLLMANN (1963, 1963 a) meinem Konzept über die Ablagerungsräume rund um den Flyschtrogl, das eine gewisse räumliche Trennung des Helvetikums und der Grestener Klippenzone einerseits und der Pieninischen Klippenzone andererseits durch den Flyschtrogl vorsieht, die Meinung entgegengesetzt, daß alle Bildungen einschließlich des Flysches helvetisch seien und daß in diesem Raume die Flyschablagerung aus ihrer Stellung nahe dem Südrand in den Alpen in den Karpaten mehr an den Nordrand vorgreife. Alles sei ein einheitlicher alpiner Randstreifen. Er rügt dabei, daß ich die älteren Ablagerungen zu wenig berücksichtigt hätte, denn wenn man die ansehe, dann stelle sich die Einheitlichkeit beider Klippenräume heraus. Hauptstütze seiner Argumentation ist der sandige Lias und Dogger, die in gleicher Weise in der Grestener, wie in der Pieninischen Klippenzone vorkommen. Aber auch die Waschbergzone wird zu diesem Randstreifen geschlagen.

Nun, das Argument der Ähnlichkeit der Klippenserien bleibt unbestritten (K. BIRKENMAJER, 1961). Allerdings besitzt diese Liasfazies sowohl in den autochthonen Hüllserien der Kerngebirge als auch der Krížnadede eine so große Verbreitung (über 100 km), daß sie für einen Beweis ursprünglich räumlicher Nähe nicht mehr brauchbar ist. Würden wir die Trias in germanischer Fazies heranziehen, dann würde sie noch viel weniger Beweiskraft haben, als der Lias, wenn wir ihre riesige Verbreitung aus Mitteldeutschland bis ins Pennin der Alpen berücksichtigen. Außerdem wurde in dieser Schrift schon öfter dem Gedanken Raum gegeben, daß die ursprünglichen Ablagerungsräume vor allem älterer Schichten durchaus nicht dem heutigen Gebirgssstreichen gleichlaufend gewesen sein müssen. Schließlich aber ist die Jura-Unterkreideserie des Helvetikums in der Schweiz und Vorarlberg auch wiederum nicht die gleiche, wie die der Grestener Klippen!

Die von älteren Autoren häufig vertretene Ansicht, daß Ähnlichkeiten der Klippenserien mit solchen der Kalkalpen für eine nahe Beziehung der beiden Ablagerungsräume sprächen, teilt auch TOLLMANN nicht. Ein krasses Beispiel wären die Nierentaler Schichten der kalkalpinen Gosau, in denen es manche Typen gibt, die faunistisch von solchen des Helvetikums nicht zu unterscheiden sind; da denken heute gewiß nur mehr wenige daran, daraus eine ursprünglich nahe Nachbarschaft zu konstruieren.

Zu verschiedenen Zeiten sind Gesteinsfolgen in die Einflußsphäre des werdenden Gebirges einbezogen worden. Wichtigste Ereignisse in dieser Hinsicht waren die Bildungen der Vortiefen, die zu verschiedenen Zeiten stattfanden. So begann dieser Vorgang in der Schlesischen Decke etwa im Oberjura, während beispielsweise das Helvetikum der Alpen erst im Laufe der Kreide in den Randbereich der Vortiefe gelangte. Der Flyschcharakter im Flyschtrogl begann im Laufe der Unterkreide. Damit soll gesagt werden, daß das Helvetikum erst in der Kreide

zum eigentlichen Helvetikum im Sinne eines Bestandteiles des alpinen Gebirges geworden ist. Früher war es Bestandteil des germanischen Ablagerungsraumes.

Die Waschbergzone wurde erst in der Ablagerungszeit der Molasse in den Randbereich der Alpen einbezogen, denn zumindest bis hoch in die Kreide hinauf wurden Sedimente des Vorlandes abgelagert, zu denen wahrscheinlich auch die Klippen gehören. Mit den übrigen Klippen kann man überhaupt nicht argumentieren, weil sie nach Rückführung der Decken weit voneinander entfernt gelegen sein müssen (vgl. S. 98). Als Beweis für die (sonst schon bekannte) außer-alpine Beeinflussung der Stramberger Rifffalke ist das Fehlen der Calpionellen nicht geeignet, weil sie in Rifften nicht vorzukommen pflegen. In den zur selben Einheit gehörenden ungefähr gleichalten Teschener Kalken kommen sie aber vor (D. ANDRUSOV, 1959; Exkursionsführer bei Kamienica).

Wir wollen damit sagen, daß wir die jungen Schichten im Alpenraum für viel maßgeblicher für die Charakteristik tektonischer Einheiten ansehen, als die älteren, weil sie viel mehr ursächlich mit der Gebirgsentstehung zusammenhängen, als jene. Und wenn wir in der autochthonen Sedimenthülle des Strážov-Gebirges im Lias-Dogger fast penninische Züge (vgl. S. 75) sehen, besteht doch kein zwingender Grund, sie deshalb schon als penninisch anzusprechen.

Aber auch wenn wir mit TOLLMANN andere Begriffe einführen, z. B. die Waschbergzone als „randhelvetisch“ usw. bezeichnen wollten, so kommen wir bei Zuhilfenahme der bayerischen Nomenklatur beim Flysch ebenfalls über das Ultrahelvetikum hinaus. TOLLMANN hat da von H. HAGN (1960) verwendete Begriffe übrigens z. T. falsch verwendet, denn die Buntmergelserie ist nach Vergleichen nicht „Südhelvetikum“, sondern „Süd-Ultrahelvetikum“. Auch das bayerische Ultrahelvetikum liegt noch unter dem Flysch!

Vielleicht liegt ein Grund dafür, daß TOLLMANN den Flysch nicht als penninisch gelten lassen will, auch darin, daß das bei den von ihm mitgeteilten Vergleichen zwischen Alpen und Karpaten nicht ausgeht.

A. TOLLMANN stellt nämlich die Krížna-Decke dem Semmeringmesozoikum gleich und hält daher die Kerngebirge mit ihrer Sedimenthülle für wahrscheinlich dem Pennin äquivalent. Die Gleichsetzung Krížna-Decke — Semmering beruht auf einem „genauen Vergleich der Trias“ (A. TOLLMANN, 1963). Jura ist im Semmering nicht vorhanden (E. KRISTAN & A. TOLLMANN, 1957). Bezüglich der Trias ist TOLLMANN zuzustimmen, daß die Trias der Krížna-Decke am besten zu der des Semmering paßt, wengleich die Unruhe in der Sedimentation in der tieferen Mitteltrias eher eine Eigenheit der hochtriatischen Trias ist. In der Frankfurter Decke bei Wien ist überdies Hauptdolomit mit lokalen roten Schieferlagen entwickelt, die als (nach G. ROSENBERG, 1961, nicht gesicherte) Keuperanklänge gedeutet worden sind.

Im Gegensatz zu TOLLMANN werfe ich aber einen Blick auf die Juraserien der Frankfurter Decke und vergleiche sie mit solchen der Karpaten (dabei werden in erster Linie die am nächsten benachbarten Kleinen Karpaten zu berücksichtigen sein). Der Jura der autochthonen Hüllserien der Kleinen Karpaten mit Schieferen und sandigen Kalken, Crinoidenkalken, Sandstein- und Konglomeratlagen und darüber den dunklen Mariataler Schieferen (Lias) (anderswo gibt es auch Radiolarite, z. T. auffallend dunkle Neocomkalke und auch etwas Alb-Cenoman) paßt nicht zur Frankfurter Decke. In der Krížnadecke hingegen ist ein sandiger Lias mit Schieferen, Kalken, Kieselkalken und Sandsteinen (D. ANDRUSOV, 1959), die nach eigenem Augenschein den Kalksburger Schichten sehr

ähnlich sind, darüber stellenweise Fleckenkalke, rote und graue Knollenkalke, rötliche Crinoidenkalke des Lias, hellere Crinoidenkalke des Dogger (Wilsen Kalk!), grüne kieselige Kalke und Radiolaritschichten des Dogger, darüber bunte Kalke, Calpionellenkalke des Malm und eine mergelige, im oberen Teil Sandsteinlagen führende Unterkreide-Cenomanserie anzuführen, eine Schichtfolge, die wiederum gut zu der der Frankfurter Decke paßt (G. ROSENBERG, 1954). Schließlich besteht gute Übereinstimmung zwischen dem spärlich erhaltenen, vor allem Hierlatzkalke und Hornsteinkalke enthaltenden Jura der Chočdecke mit dem, allerdings noch ein wenig reicher gegliederten Jura der Lunzer Decke bei Wien. Und nicht zu vergessen: Die Krížnadecke hat, wie die Frankfurter Decke, Cenoman (höchstens Unterturon), während von der Chočdecke keine Gesteine die jünger als Neocom sind, angegeben werden (D. ANDRUSOV, 1959). Das Senon greift nach D. ANDRUSOV (1960—63) über den fertigen vorgosauischen Deckenbau der Zentralkarpaten hinweg, aber die in der Kartenskizze der genannten Arbeit eingezeichneten Senonschichten liegen im Bereich der Chočdecke. Das wäre ein zur Lunzer Decke passender Umstand. Dieser Hinweis spricht übrigens für die Ansicht R. OBERHAUSERS (1963), daß nämlich die tieferen Einheiten der Kalkalpen, die keine jüngeren Schichten als Cenoman führen (Allgäu- und Lechtaldecke in Tirol, Frankfurter Decke), schon vorgosauisch zur Gänze von höheren Decken überschoben worden wären und die Gosau daher in der Hauptsache nur auf den höheren Einheiten abgelagert worden sei. Somit stützen die gegebenen Hinweise auf die Kreide der Zentralkarpaten unseren Vergleich, zumal die Verteilung von Cenoman und Gosau in den Kalkalpen bei der Deckentrennung eine bewährte Rolle spielt.

Daraus folgt, daß eine Gleichsetzung der Semmeringserien mit den Kerngebirgen der Karpaten und ihrer Sedimenthülle, sowie der Krížnadecke mit der Frankfurter Decke und der Chočdecke mit unserer Lunzer Decke besser paßt, als die Parallelisierungen A. TOLLMANNs, selbst wenn wir im Bereich der jungen Unterbrechung des Alpen-Karpatenbogens eine Grenze zwischen der Keuperfazies im Osten und der Hauptdolomitfazies im Westen in der Obertrias annehmen müssen. Sind aber die Kerngebirge der Karpaten und ihre autochthone Hülle Äquivalente der Semmeringserien, also unterostalpin, dann steht einer Herleitung des Karpatenflysches aus einem dem Pennin der Alpen äquivalenten Raum kein grundsätzliches Hindernis im Wege. Die Ableitung des Flysches der ostalpinen Flyschzone ergibt sich zwingend aus der klaren Überlagerung von Helvetikum und Ultrahelvetikum durch den Flysch im Allgäu und in der Ostschweiz. Für eine penninische Herkunft dieses Flysches sind in neuerer Zeit u. a. R. TRÜMPI (1960) und R. OBERHAUSER (1963) eingetreten.

Es zeigt sich also, daß in bezug auf die räumliche Verteilung der Ablagerungsräume von Helvetikum, Grestener und Pieninischer Klippenzone und Flysch die Grundvorstellung A. TOLLMANNs (1963, 1963 a) meiner Meinung sicherlich nahekommt, nämlich daß die älteren Serien der beiden Klippenzonen unter dem Flyschtrog hindurch Verbindung gehabt haben dürften. Erst in der Kreide wurden verschiedene Serien langsam in die Vortiefe einbezogen und die Einschüttung der orogenen Flyschsedimente schied die Ablagerungsräume mit vorherrschender Foraminiferenfazies voneinander. Von da ab aber beginnt eine verschiedene stratigraphische und tektonische Geschichte in den Räumen. Diese nun alle zusammenzuwerfen und damit dem Begriff „Helvetikum“ einen anderen, im Ursprungsgebiet nicht begründeten Inhalt zu geben, indem man den Flysch einbezieht, ist nicht notwendig und stiftet nur Verwirrung. Der Begriff des helveti-

schen Flysches stammt ja noch aus einer Zeit, in der man über Alter und stratigraphische Gliederung, sowie die Zugehörigkeit des Flysches noch absolut nicht im klaren war.

Daß man im Großen in den Karpaten, wie auch in den Alpen eine recht ähnliche regionale Gliederung der Ablagerungsräume wiedererkennen kann, wurde von verschiedenen Seiten zu beleuchten versucht. Solche Probleme zu erörtern, eigenen Beobachtungen von den Exkursionen und Bemerkenswertes aus der Literatur mitzuteilen, war der Zweck der vorliegenden Zeilen.

Schließlich dürften noch einige allgemeine Literaturhinweise vielleicht von Nutzen sein. Anlässlich des VI. Kongresses der Karpaten-Balkan-Assoziation wurde eine größere Anzahl von Spezialarbeiten veröffentlicht (u. a. in: den *Bulletins* Nr. 154 und 166 des Institut geologiczny, Warszawa 1961, in den *Acta geologica polonica*, Bd. VIII, Warszawa 1963, und in den *Studia geologica polonica*, Bd. XIV, Warszawa 1963). Von allgemeinem Interesse ist der von M. KSIAZKIEWICZ (1962) redigierte Paläogeographische Atlas, Fasc. 13 (Kreide und Alttertiär), der aus 14 Blättern mit Erläuterung und Literaturangabe besteht. Für den Stratigraphen von Interesse ist einerseits der „Stratigraphische Index für die nördlichen Flyschkarpaten“ von H. SWIDZINSKI (1948), ein Nachschlagewerk für Schichtnamen, andererseits die Monographie der Czorsztynserie in Polen von K. BIRKENMAJER (1963) und die als nachgelassene Schrift von demselben Autor herausgebrachte Pieninenarbeit von L. HORWITZ (1963). Den Paläontologen wird die Zusammenstellung der Fundpunkte von Großforaminiferen-Faunen in Polen von J. URBANIAK (1963) sowie der Fundpunkte von Metazoenfaunen von St. KRAJEWSKI & J. URBANIAK (1964) interessieren. Über Großforaminiferen aus dem Eozän der Tatra schrieb F. BIEDA (1963). Schließlich scheint mir noch die Arbeit von St. DZULYNSKI (1963) über gerichtete Strukturen im Flysch erwähnenswert. Die polnische Akademie der Wissenschaften brachte ebenfalls einen reichhaltigen Band heraus. Die slowakische Akademie der Wissenschaften widmete außerdem den interessanten Band 1963 des „Geologický sborník“ diesem Kongress. Auch der Band 60 der „Geologické práce“ enthält eine Reihe von Arbeiten, die in unserem Zusammenhang interessant sein dürften.

Schriftenverzeichnis

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Österreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 50, Wien 1958.
- ANDRUSOV, D.: Geológia československých Karpát, Zv. (Bd.) I. — Slov. Akad. vied, Bratislava 1958.
- ANDRUSOV, D.: Geológia československých Karpát, Zv. (Bd.) II. — Slov. Akad. vied, Bratislava 1959.
- ANDRUSOV, D.: Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 51, Wien 1960.
- ANDRUSOV, D.: Les principaux plissements alpins, dans le domaine des Carpathes occidentales. — Livre à la mém. du Prof. P. Fallot, Tome II, Soc. géol. de France, Paris 1960—63.
- ANDRUSOV, D.: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten, Bd. I. — Akademie-Verlag Berlin — Verl. d. Slow. Akad. d. Wiss., Bratislava 1964.
- BIEDA, F.: Larger Foraminifers of the Tatra Eocene. — Institut geol. Tome XXXVII, Warszawa 1963.
- BIEDA, F., GEROCH, S., KOSZARSKI, L., KSIAZKIEWICZ, M., & ZYTKO, K.: Stratigraphie des Karpates externes polonaises. — Recherches géol. dans les Karpates, Vol. X, Inst. geolog., Biul. 181, Warszawa 1963.
- BIRKENMAJER, K.: Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Chim., Géol., Géogr., Vol. VII, Nr. 2, Warszawa 1959.
- BIRKENMAJER, K.: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. — Jahrb. G. B. A., Bd. 103, Wien 1960.
- BIRKENMAJER, K.: Remarks on the Geology of the Grestener Klippenzone, Voralpen (Austria). — Bull. Acad. Pol. Sci., Vol. IX, Warszawa 1961.
- BIRKENMAJER, K.: Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. — *Studia geologica polonica*, Vol. IX, Warszawa 1963.
- BIRKENMAJER, K.: Esquisse de la stratigraphie du Mésozoïque et du Paléogène dans la zone des Klippen Pénines en Pologne. — Inst. geol., Bull. 182, Vol. X, Warszawa 1963.

- BRIX, F., & GÖTZINGER, K.: Zur Geologie der Beckenfüllung und des Untergrundes. In: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der OMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I. — Erdöl-Zeitschrift. Wien — Hamburg 1964.
- BUDAY, T.: Přehled vývoje neogenu západních Karpat. — Časopis pro min. a geol., Ročník (Jahrg.) 1959. Praha 1959.
- BUDAY, T. & SPICKA, V.: Die zentralkarpatischen Einheiten im Untergrund des tschechoslowakischen Anteiles des Wiener Beckens. — Sborník geol. věd, Reihe G, Bd. 7, Prag 1965.
- CADISCH, J.: Geologie der Schweizer Alpen. — Verl. Wepf u. Co., Basel 1953.
- CECHOVIC, V.: Perspektívy rozšírenia uhelných a lignitových ložísk v tretohorách západných Karpat. — Geologické práce, Zôšit 63, Bratislava 1962.
- CICHA, I., CHMELIK, F., PICHA, F. & STRANIK, Z.: Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone Zdanicer — Pouzdřaner Einheit Süd-Mährens. — Mitt. Geol. Ges., Bd. 56, Wien 1964.
- DZULYNSKI, S.: Directional structures in Flysch. — Studia geol. pol., Vol. XII, Warszawa 1963.
- GEOLOGICAL ATLAS OF POLAND, Stratigraphic and facial problems; Fasc. 13 — Cretaceous and Early Tertiary in the Polish External Carpathians (Redakteur M. KSIAZKIEWICZ). — Instytut geol. Warszawa 1962.
- GEROCH, ST., & GRADZINSKI, ST.: Stratigraphy of the Sub-Silesian Series in the Tectonic Window of Żywiec (Western Carpathians). — Ann. de la Soc. géol. de Pologne, Vol. XXIV, Kraków 1955.
- GEROCH, ST., & NOWAK, W.: Lower Cretaceous in Lipnik near Bielsko, Western Carpathians. — Ann. de la Soc. géol. de Pologne. Vol. XXXIII, Kraków 1963.
- GÖTZINGER, G.: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. — Ber. Reichsanst. f. Bodenforsch., Jahrg. 1944, Wien 1945.
- GÖTZINGER, G.: Die Flyschzone. In: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (1:75.000). — G. B. A., Wien 1954.
- GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). — Jahrb. G. B. A., Bd. 96, Wien 1953.
- Guide des excursions (Red. WDOIARZ, S., & NOWAK, W.). Karpates externes — Karpates internes — Avant-pays des Karpates. — Ass. géol. karpatobalkanique, VI-ème Congrès. Varsovie-Cracovie 1963.
- HAGN, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschließenden Helvetikums. — Geologica Bavarica, Nr. 10, München 1952.
- HAGN, H.: Die stratigraphischen, paläontologischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica, Nr. 44, München, 1960.
- HANZLIKOVÁ, E.: Mikrobiostratigrafické poznámky k hustopečským slánům (oligocén), magurským paleogénu a neogénu oblasti Čejč — Zápětí. — Zprávy o geol. výzk., Praha 1955.
- HANZLIKOVÁ, E., & ROTH, ZD.: Review of the cretaceous stratigraphy of the Flyschzone in West Carpathians. — Geol. Sborník XIV, Bratislava 1963.
- HANZLIKOVÁ, E., ROTH, ZD., & GABRIELOVA, N.: A note to the stratigraphy and occurrence of the tertiary autochthonous sediments of the Bohemian massif in the substratum of the Moravia-Silesia Beskids. — Geol. Sborník, XIV, Bratislava 1963.
- HORWITZ, L.: Geological structure of the Pieniny Mts., Carpathians. — Instytut Geol., Tom XXXVIII, Warszawa 1963.
- JASIONOWICZ, J., & SZYMAKOWSKA, F.: An attempt to explain the origin of Magura nappe outliers from the vicinity of Jasło and the subsilesian nappe from the vicinity of Wielopole Skrzynskie (Summary). — Rocznik Pol. Tow. geol. (Ann. de la Soc. géol. de Pologne), Tome XXXIII, Kraków 1963.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., Jg. 81, Wien-Hamburg 1965.
- KRAJEWSKI, ST., & URBANIAK, J.: The localities with fauna in the northern Flysch Carpathians. Part I (Metazoans). — Inst. geol., Biul. 179, Warszawa 1964.
- KRISTAN, E., & TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustudenten, Bd. 8, Wien 1957.
- KSIAZKIEWICZ, M.: Geology of the northern Carpathians. — Geol. Rundschau, Bd. 45, Stuttgart 1956.
- KSIAZKIEWICZ, M.: Stratigraphy of the Magura series in the Sredni Beskid (Carpathians). — Inst. geol., Biul. 135, Warszawa 1958.
- KSIAZKIEWICZ, M.: Evolution structurale des Carpathes polonaises. — Livre a la mém. du P. Fallot, Tome II, Soc. géol. de France, Paris 1960—1963.

- KSIĄZKIEWICZ, M., & LISZKOWA, J.: Subsilesian series near Góleszów Silesia). — *Kwartalnik geol.*, Tom III, Warszawa 1959.
- KUTHAN, M.: Tectonic deformations of the central Slovakia neovolcanic region and the relations between the volcanism and tectonics. — *Geologické práce, Zprávy* 28, Bratislava 1963.
- LISZKOWA, J.: Classification du crétacé de la série subsilesienne des Carpathes polonaises, basée sur présence de microfaune. — *Ann. inst. geol. publ. hungarici*, Vol. XLIX, Budapest 1960.
- MAHEL, M.: Neue Gliederung und erdgeschichtliche Entwicklung des zentral-karpatischen Mesozoikums. — *Ann. inst. geol. publ. hungarici*, Vol. XLIX, Budapest 1960.
- MATEJKA, A., & ROTH, ZD.: The geology of the Magura Flysch Group in the drainage basin of the Kysuca. — *Sborník stát. geol. úst. česk. Rep.*, Bd. XVI, Praha 1949.
- MATEJKA, A., & ROTH, ZD.: A contribution to the geology of the basin of the Upper Ostravice in the Moravo-Silesian Beskidy. — *Sborník ústř. úst. geol.*, Bd. XIX, Praha 1952.
- MATEJKA, A., & ROTH, ZD.: The geology of the Magura Flysch group in the northern river basin of the Váh between Bytča and Trenčín. — *Rozprávy ústř. úst. geol.*, Zv. (Bd.) 22, Praha 1956.
- MENCIK, E., & PESL, V.: Křídové vrstvy v magurském flyši (Deutsche Zusammenfassung: Kreideschichten im Maguraflysch). — *Práce Brněnské zál. Česk. akad. věd*, XXX., Brno 1958.
- MENCIK, E., & PESL, V.: O povaze hlavních směrných dislokací v magurském flyši. — *Časopis pro min. a geol.*, VIII., Praha 1963.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — *Jahrb. G. B. A.*, Bd. 106, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R. (O. REITHOFER & O. SCHMIDEGG, mit Beiträgen von R. OBERHAUSER): Exkursion III/1, Rätikon. — *Mitt. Geol. Ges.*, Bd. 57, Wien 1964.
- PESL, V., MENCIK, E., & HANZLIKOVÁ, E.: Předmagurská série jižně od Jablunkova (Moravskaslezské Beskidy) (Deutsche Zusammenfassung: Die Prämagura-Serie südlich Jablunkov). — *Věstník ústř. úst. geol.*, XXXIX., Praha 1964.
- POKORNY, V.: O pojmu „Němčické vrstvy“ (The meaning of the term „Němčice beds“). — *Časopis pro min. a geol.*, Praha 1956.
- PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NO). — *Jahrb. G. B. A.*, Bd. 100, Wien 1957.
- PREY, S.: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — *Verh. G. B. A.*, Wien 1960.
- PREY, S.: Notizen zum Problem des zentralalpinen Mesozoikums. — *Verh. G. B. A.*, Wien 1963.
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzungen nach Westen und Osten. — *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges.*, Bd. 108, Hannover 1957.
- ROSENBERG, G.: Die Kalkalpen. Erforschungsgeschichte, Stratigraphie und Nutzbare Gesteine. In: Erläuterungen z. geol. Karte d. Umgeb. v. Wien. — *G. B. A.*, Wien 1954.
- ROSENBERG, G.: Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und Niederösterreich). — *Verh. G. B. A.*, Wien 1961.
- ROTH, ZD.: Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den mährisch-schlesischen Beskiden und der Mährischen Pforte. — *Mitt. Geol. Ges.*, Bd. 56, Wien 1964.
- SCHNEIDER, E.: The tectonic style of the Klippen Belt and the idea about its origin. — *Geol. Sborník XII.*, Nr. 2, Bratislava 1961.
- SCHNEIDER, E.: Relationship between material and tectonic style and selective tectonics in the Klippen Belt of West Carpathians. — *Geologické práce, Zprávy* 28, Bratislava 1963.
- SLACZKA, A.: Stratigraphy of the Cretaceous in the southeastern part of the Polish Carpathians. — *Ann. inst. geol. publ. hungarici*, Vol. XLIX, Budapest 1960.
- SNOPKO, L.: Study of deformation elements developed in the Handlova landslide. — *Geologické práce, Zprávy* 28, Bratislava 1963.
- STRANIK, ZD.: Tectonic structure of the southern part of the Žďánice unit. — *Geologické práce, Zprávy* 28, Bratislava, 1963.
- SWIDZINSKI, H.: Stratigraphical Index of the northern Flysch Carpathians. — *Inst. géol. de Pologne, Bull.* 37, Warszawa 1948.
- SWIDZINSKI, H.: La série de Richvald dans les Karpates Flyschéuses. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. géol., géogr.*, 9., Warszawa 1961.
- TOLLMANN, A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — *Erdöl-Zeitschr.*, 79. Jahrg., Wien-Hamburg 1963.
- TOLLMANN, A.: Ostalpen-Synthese. — F. Deuticke, Wien 1963 (a).

- TRÜMPER, R.: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — Bull. Geol. Soc. of America, Vol. 71, New York 1960.
 URBANIAK, J.: The localities of Fauna in the northern Flysch Carpathians. Part II (larger Foraminifers). — Inst. geol., Biul. 180, Warszawa 1963.
 WDOVIARZ, St.: Vue d'ensemble de la zone du Flysch karpathique (stratigraphie — Tectonique — Hydrocarbures). — Ann. de la Soc. géol. de Belgique, Tome 85, Brüssel 1963.

Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches

(Fortsetzung)

VON SIEGMUND PREY

Seit der ersten Mitteilung über Forschungsergebnisse aus dem Wienerwaldflysch, die im Jahre 1962 (S. PREY, 1962) unter obigem Titel erschienen ist, konnten weitere neue Erkenntnisse gewonnen werden, die im folgenden kurz mitgeteilt werden sollen. Im Bereich der Autobahn wurde einiges auch mit Dr. R. GRILL gemeinsam erarbeitet.

Die wichtigsten Punkte sind: 1. Ein stratigraphisches Standardprofil in der Flyschoberkreide der Kahlenberger Decke im Autobahneinschnitt im Bihaberg bei Preßbaum, 2. Mittelkreide der Kahlenberger Decke im Sattel zwischen Bartberg und Beerwartberg bei Preßbaum, 3. stratigraphische Ergebnisse in den Laaber Schichten und 4. neue Erkenntnisse über die Hauptklippenzone des Wienerwaldes.

1. Ein Standardprofil in der Flyschoberkreide im Bihaberg bei Preßbaum

Der besonders tiefe Einschnitt der Autobahn am Bihaberg südlich Preßbaum schließt ein überaus wichtiges Flyschprofil auf, das für die Stratigraphie der Flyschoberkreide von großer Bedeutung ist, weil es die Übereinstimmung mit den Profilen weiter im Westen bestätigt.

Im Ostteil des Einschnittes, der ungefähr in ESE—WNW-Richtung verläuft, stehen zunächst grünliche Tonmergelschiefer und hell- bis mittelgraue schieferige, lagenweise auch härtere und kompaktere Mergel, die öfter auch Chondriten und Helminthoiden führen, in Wechsellagerung mit meist ca. 10—20 cm und bis etwa 0,5 m mächtigen feinkörnigen Sandkalk- und Kalksandsteinbänken. Die Schichten zeigen unverkennbar den Typus der Kahlenberger Schichten (bzw. Zementmergelschiefer). Soweit sie sichtbar waren, liegen sie im Osten ziemlich flach, biegen dann gegen Nordwesten um und fallen schließlich steil überkippt ca. 65° SE.

Die Mikrofauna ist durch kleinwüchsige Sandschaler, vorwiegend Trochaminoiden, Recurviten und Dendrophryen neben einigen anderen Formen und wenigen Radiolarien gekennzeichnet. Eine Untersuchung von Nannoplankton durch H. STRADNER ergab campanes Alter.

Weiter gegen Westen geht die Schichtfolge sodann in ein dünnbankiges Paket von ähnlichem Aufbau über, in dem eine geringmächtige Lage bunter Schiefer eingeschaltet ist. Es sind rotbraune bis violettrote und grüne tek-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1965

Band/Volume: [1965](#)

Autor(en)/Author(s): Prey Siegmund

Artikel/Article: [Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpaten 69-107](#)