

Das geologische Profil des Karpatenrandes zwischen den mährisch-schlesischen Beskiden und der Mährischen Pforte

Von **Zdeněk Roth***)

Mit 2 Abbildungen

In den vergangenen Jahren wurde im Vorland der Karpaten zwischen Tešín, Nový Jičín, dem Kamm der mährisch-schlesischen Beskiden und der Mährischen Pforte eine größere Menge Erkundungsbohrungen in das produktive Karbon im Liegenden der aufgeschobenen karpatischen Flyschzone abgeteuft. Es handelt sich hier um ein klassisches Gebiet, in dem auf Grund einiger Bohrungen die erste Deckensynthese der Karpaten durch V. UHLIG (1907) aufgestellt wurde. So wird auch heute den Bohrungen, die bis in das kohlenführende Karbon im Untergrund der Karpaten reichen, eine große Aufmerksamkeit gewidmet (vgl. M. VAŠICEK 1950, 1951; E. HANZLIKOVÁ 1953; V. HOMOLA-E. HANZLIKOVÁ 1955; V. HOMOLA 1957; Z. ROTH 1957; I. CÍCHA 1961; E. HANZLIKOVÁ 1961; E. HANZLIKOVÁ-F. PÍCHA-I. CÍCHA 1963; Z. ROTH 1962; Z. ROTH-E. HANZLIKOVÁ-I. CÍCHA 1963; E. HANZLIKOVÁ-Z. ROTH-N. GABRIELOVÁ 1963 u. a.). Das stets noch zunehmende Material ist sehr reichhaltig und heute lange noch nicht allseitig bearbeitet.

Das Profil reicht von der Gebirgsgruppe des Javorník (917 m) westlich von Frenštát p. R. zur Oder nördlich von Nový Jičín (Neutitschein). Es wurde auf Grund von neuen geologischen Karten und zwölf Tiefbohrungen und einigen weniger tiefen Bohrungen, die für verschiedene Zwecke von Mitarbeitern des Úhelný průzkum in Ostrava und des Geologický průzkum in Brno in den Jahren 1957 bis 1963 durchgeführt wurden, konstruiert. Von allen benutzten Bohrungen liegen Kerne vor, die in den karpatischen Abschnitten in kleinen Intervallen oder durchlaufend genommen wurden. Die geologische Beschreibung der hier benutzten Bohrabschnitte aus dem Bereich der Karpaten lag in der Hand der Geologen und Petrographen der Geologischen Zentralanstalt in Prag und wurde von M. ELIÁŠ, J. PAULÍK, F. PÍCHA, B. ŠMID, Z. STRÁNIK, P. HEJCMAN und M.

*) Anschrift des Verfassers: Doz. Dr. Zdeněk Roth, Ústřední ústav geologický, Hradební 9, Praha 1, Tschechoslowakei.

TUREK unter der Leitung des Verfassers durchgeführt. Die Bohrung NP 525 wird zusammen mit dem Uhelný pruzkum in Ostrava (A. JURKOVÁ und E. CHOLEVOVÁ) auch in dem Kreide-Tertiär-Abschnitt dokumentiert und bearbeitet. Die ausführliche stratigraphisch-paläontologische Untersuchung der Kreide und des Tertiärs für manche der bisher noch nicht beendeten Bohrungen stammt zum größten Teil von E. HANZLIKOVÁ und in einigen Abschnitten des Neogens von I. CÍCHA. Die geologische Gesamtbearbeitung aller benutzten Bohrungen in ihren Kreide-Tertiär-Abschnitten führte der Verfasser dieses Aufsatzes durch.

Das Profil, das wir zu unseren Untersuchungen auswählten, stellt das längste Profil dar, das sich zur Zeit auf Grund der ausführlich bekannten Bohrungen in dem tschechoslowakischen Teil der Karpaten konstruieren läßt. Der kleinere S-Teil dieses Profiles wurde in einer vorläufigen Mitteilung von Z. ROTH-E. HANZLIKOVÁ-I. CÍCHA (1963) wiedergegeben.

Mit dem Profil werden wir uns vom tektonischen Standpunkt aus beschäftigen.

Obwohl die Profillinie etwas gebogen ist, zeigt das Profil sehr anschaulich die flache Überschiebung des Karpatenrandes auf das autochthone Vorfeld auf eine Entfernung von ungefähr 20 km, d. h. fast in der ganzen Breite der Krosno-Menilit-Gruppe der Flyschzone. Der Nordrand der Magura-Gruppe liegt ungefähr 9 km südlicher (vgl. Abb. 1).

Neben der Krosno-Menilit-Gruppe können wir nach einer ausführlichen regionalen Analyse (Z. ROTH — MS — 1963) ein nicht allzu-großes tektonisches Element, das wir für ein Rudiment der Randgruppe halten, abtrennen. Zu letzterem rechnen wir die vor kurzem beschriebene parautochthone Schuppe, die Alttertiär und Mittelmiozän enthält (E. HANZLIKOVÁ-Z. ROTH-N. GABRIELOVÁ 1963). In unserem Profil besitzt sie keine zu große Mächtigkeit, jedoch eine bedeutende regionale Verbreitung. Sie enthält weder Menilit- noch Krosno-Schichten und ihre alttertiären Schichten unterscheiden sich lithologisch und paläoökologisch von den äquivalenten Schichten der subsilesischen Decke. In dieser Hinsicht erinnert sie an die Pouzdraner Einheit im SO-Mähren (vgl. I. CÍCHA-F. CHMELIK-F. PÍCHA-Z. STRÁNIK 1964), die wir als den wichtigsten Bestandteil der Randgruppe in Mähren auffassen.

Die Krosno-Menilit-Gruppe mit dem tektonisch verschleppten Rudiment der Randgruppe an der Basis vertritt im Profil die alpinotype Struktur der Karpaten, die im Laufe des Untertortons auf das Vorland aufgeschoben wurde.

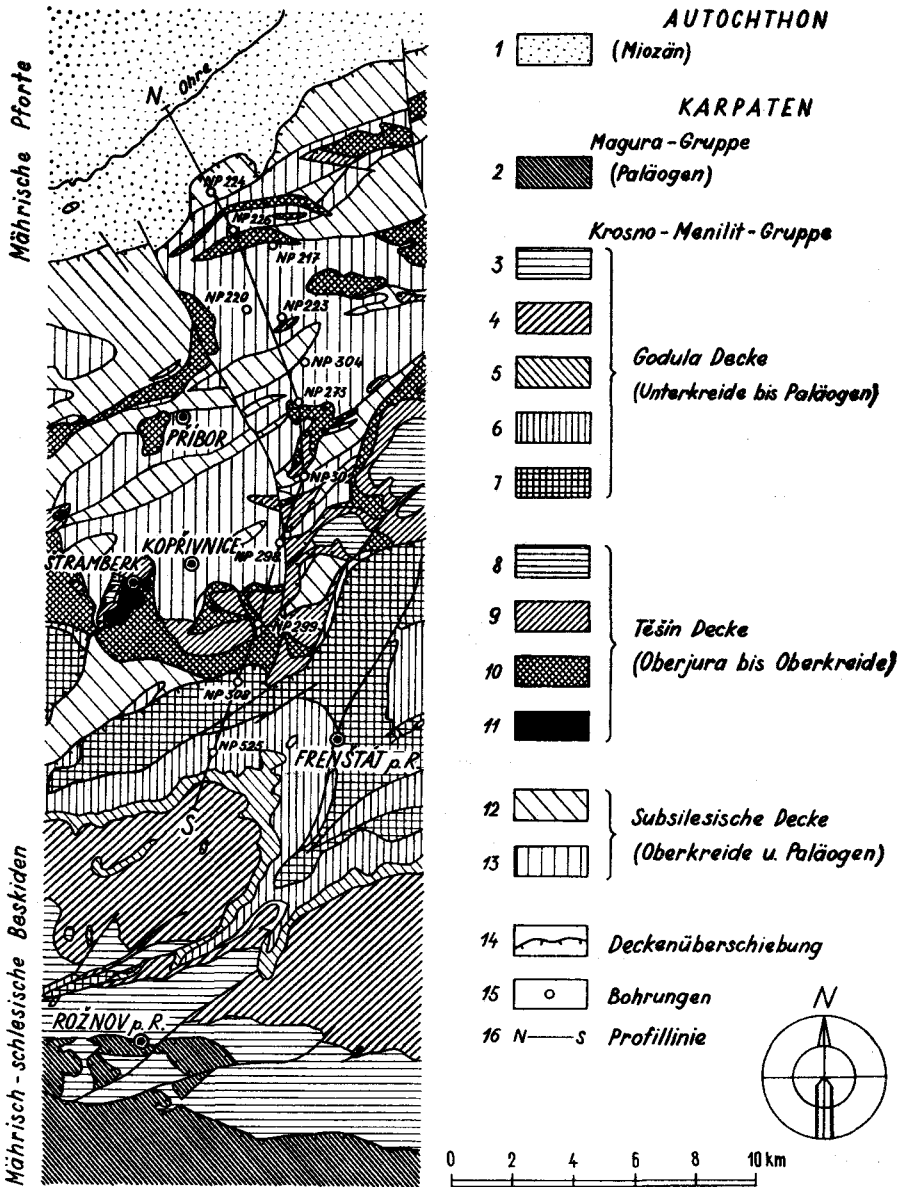


Abb. 1: Lage des Profils (vereinfacht nach der Geologischen Übersichtskarte der CSSR, Blatt Ostrava). NB. Der Fluß im oberen Teil der Abb. ist Oder.

Erläuterungen der Nummer: 1. Untertorton der Vortiefe; 2. Soláň-, Beloveža- und Zlin-Schichten der Račauer Einheit (Paläogen); 3. Istebna-, Submenilit-, Menilit-, und Krasno-Schichten (Senon — Eozän); 4. Godula-Schichten (Cenoman — Turon); 5. Bunte Godula-Schichten (Cenoman); 6. Lhoty- (Ellgoth) und Verovice- (Wernsdorfer) Schichten (Apt — Cenoman); 7. Těšín — Hradiště (Teschener — Groditscher) Schichtengruppe der Godulaer Decke (Valangin — Apt); 8. Pálkovice-Schichten (Senon), 9. Baška-Schichten (Apt — Cenoman); 10. Těšín-Hradiště-Schichtengruppe der Těšiner Decke; 11. Stramberger Kalkstein (Tithon); 12. Trinec-Schichten, bunte Schichten und Menilit-Schichten (Maastricht — Eozän); 13. Frýdek-Schichten (Turon — Maastricht).

Ein Teil des nördlichen Randes der überschobenen Karpatenkreide und des Paläogens (nördlich von der Bohrung NP 217) liegt auf den Schichten des transgredierenden obersten Untertorton. Ein Teil derselben karpatischen Decken bleibt jedoch an ihrer Stirn auch unter diesem transgredierten Untertorton. Eine ähnliche Erscheinung traf man überall am inneren (südlichen) Rand der untertortonischen Vortiefe zwischen Tešín und Nový Jičín an. Ein Teil der Karpaten, der durch das transgredierende Torton verdeckt wird, wurde von V. HOMOLA und E. HANZLIKOVÁ (1955) aus der Umgebung von Tešín als die sogenannte Äußere Einheit beschrieben. Diese wurde weiter in der nördlichen Umgebung von Frýdek-Místek (M. VAŠICEK 1950, 1951; Z. ROTH 1962) bewiesen. Die Menilittschichten, die von V. HOMOLA (1950) am südlichen Rand der Mährischen Pforte festgestellt wurden, weisen vielleicht darauf hin, daß die Anwesenheit des westlichen Teils dieser „Äußeren Karpateneinheit“ in der Umgebung von Hranice in M. nicht ausgeschlossen werden kann. In die östliche Umgebung von Tešín setzt sie sich höchstwahrscheinlich nicht mehr fort (K. KONIOR-A. TOKARSKI 1957). Die Äußere Einheit stellt eine Anhäufung der Stirnteile der karpatischen Decken dar, die sich im Laufe der schnell fortschreitenden Deckenüberschiebung bei gleichzeitigem Absinken des Untergrundes der untertortonischen Vortiefe von dem Hauptteil der Deckenmasse abtrennte. Sie häuften sich im südlichen Teil der grabenförmigen untertortonischen Vortiefe, d. h. der Mährischen Pforte und der begrabenen Bludovicer Auswaschung, am nördlichen Abhang des begrabenen Rückens zwischen der Gebirgsgruppe des Maleník und Tešín (der die Vortiefe im Süden begrenzt) an.

Wir sind berechtigt anzunehmen, daß die Äußere Einheit, die nun in einer Länge von mehr als 40 km bekannt ist, den höheren Teil der nördlichen Abdachung des erwähnten begrabenen Rückens zwischen Hranice in M. und Tešín mehr oder weniger zusammenhängend bedeckt. Sie kann für ein spezifisches Merkmal der Tektonik des beskidischen Abschnittes der tschechoslowakischen Flyschkarpaten gehalten werden.

Die Bohrung NP 224 hat jedoch auch innerhalb der Äußeren Einheit, auf die in dieser Bohrung das Untertorton mit einem Konglomerat transgrediert, an einigen Stellen das Untertorton eingeknetet (in den Tiefen 507—510 m, 546—559 m, 649—656 m, 699—721 m). Dies weist auf sich wiederholende Aufschiebung oder Rutschung der Stirnteile der Äußeren Einheit in den untertortonischen Tegel hin.

Das Rudiment der Randgruppe ist auch in der Äußeren Einheit in den Profilen der Bohrungen NP 224 und 226 vertreten. Der überwiegende Teil der überschobenen Karpaten wird jedoch von der Krosno-Menilit-Gruppe aufgebaut.

Die Krosno-Menilit-Gruppe enthält im Profil die silesisch-Tešnovicer Decke (abgekürzt nur silesische) und Ždánicer-subsilesische Decke (abgekürzt subsilesische). Als Ganzes betrachtet weist die tektonische Beanspruchung der Karpaten zwei wesentliche Phänomene auf. In den unteren Teilen des Baues der im Profil festgehalten ist, sind dünne, weit ausgezogene und ausgewalzte Linsen, die man in den Profilen oft auf die Entfernung von einigen Kilometern identifizieren kann, sichtbar. Diese Linsen sind vor allem für die subsilesische Decke kennzeichnend. Nur vereinzelt schließen sie zermalmete Fragmente der Randfazies der silesischen Decke ein. Die linsenförmigen Schuppen sind für die subsilesische Decke (für den südlichen und mittleren Teil des Profils), sowie für die Äußere Einheit im nördlichen Teil des Profils (unten) charakteristisch. Im oberen Teil des Profils bemerken wir überall unten abgescherte, im Innern verhältnismäßig bedeutend schwächer tektonisch beanspruchte tektonische Körper, die vor allem von der silesischen Decke gebildet werden. Aber nur im südlichen Teil des Profils bildet die silesische Decke den überwiegenden Teil der überschobenen Karpaten. Die subsilesische Decke ist im mittleren und nördlichen Teil des Profils angehäuft.

Ein Beispiel für die tektonisch verschleppten Linsen bildet das Rudiment der Randgruppe, das im Profil linsenförmig in einer Dicke von einigen Metern an der Basis der überschobenen Karpaten auf eine Entfernung von über 20 km verschleppt ist. Im oberen nördlichen Teil des Profils (zwischen den Bohrungen NP 304 und 224), der auf das Untertorton aufgeschoben wurde, wurde das Rudiment der Randgruppe nicht festgestellt. Es wurde dort jedoch in der Äußeren Einheit angetroffen, auf die das Untertorton transgrediert (die Bohrungen NP 224 und 226). Die Randgruppe wurde in ähnlicher Form auch in anderen Profilen (E. HANZLIKOVÁ-Z. ROTH-N. GABRIELOVÁ 1963) festgestellt. Ein ähnliches Beispiel derselben Tektonik ist eine tonige obereozäne Linse mit Fragmenten der Menilit-Schichten, die an der Basis der Karpaten über das Untertorton im nördlichen Profilverteil auf eine Entfernung von mehr als fünf Kilometer verschleppt wurde (zwischen den Bohrungen NP 223 und 224). Weitere Beispiele brachten die ausführlichen Untersuchungen aus dem südlichen Teil des in dieser Arbeit wiedergegebenen Profils (Z. ROTH-E. HANZLIKOVÁ-I. ČIČHA 1963) und das Profil im Gebiet von Paskov-Starič (Z. ROTH 1962).

Die Tektonik der auf weitere Entfernungen ausgezogenen Linsen ist vor allem für den mittleren Teil unseres Profils, wo die subsilesische Decke angehäuft ist, bemerkenswert. Wir beobachten dort vier flach vom Süden aufeinander überschobene Schuppen, die nach den mikrobiostrati-

graphischen Feststellungen durch eine teilweise umgekehrte Schichtenfolge gekennzeichnet sind (Z. ROTH-E. HANZLIKOVÁ-I. ČIČHA 1962).

Auf das Überwiegen der umgekehrten subsilesischen Schichtenfolge im Profil weist auch die Anhäufung der Kreide in dem höheren Teil des Profils und des Paläogens in den tieferen Teilen der überschobenen Karpaten hin. Dabei sind, wie wir schon bei dem nördlichen Teil des Profils bemerkten, die jüngsten — die obereozänen Glieder im Profil vor allem in den unteren Teilen der Karpaten häufig.

Während im nördlichen Teil des Profils zwischen den Bohrungen NP 273 bis 224 weniger ausgewalzte, tektonisch tiefer liegende Schuppen der subsilesischen Decke zu Tage treten, die eher eine neben der anderen stehen, haben im Süden die angehäuften Schuppen des mittleren Teils des Profils ihre Fortsetzung. Ihre Dicke ist jedoch deutlich tektonisch reduziert (Bohrung NP 525).

In den auf weite Entfernungen ausgeschleppten tektonischen Linsen sind die Gesteine (vorwiegend Tonsteine und Aleurolithe) meistens auf einige Zentimeter lange linsenförmige Elemente, die durch Harnische tektonisch begrenzt sind, sehr stark tektonisch zerbrochen. Nur ein Teil der Fugen ist mit Kalzit gefüllt. Nach den Berechnungen, die auf Grund der gewonnenen Bohrkern durchgeföhrt wurden, sind 77 bis 99 Prozent der Gesteine stark tektonisch zermalmt und 50 bis 60 Prozent sehr stark zermalmt. In den zerquetschten Partien finden wir auch einige Zehnmeter große Körper, die im Innern nur schwach beansprucht sind.

Der Prozentsatz der schwach beanspruchten Partien nimmt in den Bohrungen von Süden nach Norden, d. h. vom Karpateninnern zu deren Rand deutlich zu. Außer in den Fällen, wo lokal der hohe Gehalt an Sandsteinen und Konglomeraten (vor allem paläozänen) ausschlaggebend war, blieben die weniger tektonisch beanspruchten Partien der subsilesischen Decke vor allem in den schwach beanspruchten Nordteilen des Profils erhalten.

Die nach dem Norden zunehmende Intensität des Schuppenbaues illustrieren auch die in derselben Richtung anwachsende Steilheit der tektonischen Flächen, die die Schuppen zerteilen.

Es sind dies Flächen, die meistens die Frydeker Schichten der tieferen tektonischen Schuppen gegenüber den Trinecer und bunten Schichten der höheren Schuppe begrenzen. Das Fallen dieser Schichten wächst von einigen Graden im südlichen Teil des Profils ungefähr bis auf 45 Grad in seinem nördlichen Teil. Ein Nebenprofil zwischen den Bohrungen NP 525 und 307 bewies, daß die Durchbiegung des südlichen Teils der Linie

des beigefügten Profils auf die Verkleinerung des Einfallens der Flächen keinen bedeutenden Einfluß hat.

Eine deutliche Vergrößerung des Einfallens der meisten tektonischen Grenzen zwischen den Bohrungen NP 300 und 525 ungefähr um drei Grad, kann man auch als ein Ergebnis des posthumer isostatischen Heraushebung des Gebietes, das im nördlichen Teil des Profils unter Einfluß der Denudation der silesischen Decke verläuft, erklären.

Der tektonische Bau der Krosno-Menilit-Gruppe wird im Profil vor allem durch die Tektonik der subsilesischen Decke ausgedrückt. Die silesische Decke als ein rigideres Element paßte sich dem Bau passiver an.

Die silesische Decke treffen wir vor allem im oberen Teil des Profils an. Im unteren Teil der überschobenen Karpaten bemerken wir stark zerdrückte silesische Fragmente der sandsteinlosen Entwicklung (sogenannte Lhoty-Baška-Schichten) der *Tešiner Teildecke* in der Bohrung NP 298 und in der Äußeren Einheit in den Bohrungen NP 220, 226, 224. Im oberen Teil des Profils ist im Süden die *Godula Teildecke* (mit der normalen Godula-Entwicklung vertreten — Bohrung NP 525), nördlich davon liegt die Tešiner Decke mit der Baška-Entwicklung. Beide Teileinheiten sind gegeneinander durch eine Überschiebung zwischen den Bohrungen NP 299 und 300 begrenzt. Wie schon ältere Untersuchungen zeigten, ist die Tešiner Teildecke nicht eingewurzelt. Die Form der Aufschlüsse in der Umgebung des Profils und der Bohrungen zeigen, daß in diesem Gebiet ein bedeutender Teil der Tešiner Teildecke auf den schuppenförmigen Bau der subsilesischen Unterlage sehr flach schwimmt. Die Überschiebungsfäche mit kleineren Stufen an der Grenze der größeren Schuppen des nördlichen Profiltails sinkt sehr allmählich in nördlicher Richtung. Im nördlichen Teil des Profils läßt sich jedoch deren deutliche tiefere Einfaltung in die silesische Decke stellenweise beobachten. Die Godula Teildecke ist auch über ihre Unterlage überschoben. Innen ist die Godula, sowie auch die Tešiner Teildecke tektonisch gewöhnlich bedeutend weniger intensiv beansprucht als die subsilesische Teildecke.

Das *autochthone Neogen* wurde durch die Überschiebung der Flyschzone der Karpaten im größten Teil des Profils sehr wenig beansprucht. Nur im südlichen Teil des Profils können wir eine *tektonische Verdoppelung* der Schichten des Oberhelvets beobachten, was durch die in südlicher Richtung einfallende tektonische Grenze verursacht wurde. Diese wurde schon von I. ČIČHA (1961) und auch weiter in einem westlicheren Profil bei Koprivnice (E. HANZLIKOVÁ-Z. ROTH-N. GABRIELOVÁ, 1963) festgestellt. Wie es scheint, nimmt der Umfang dieser Neogenschuppe in westlicher Richtung zu. Im nördlichen Teil des Profils können wir zur größeren Beanspruchung des Neogens, wie sie durch die Bewegung der

Decken hervorgerufen wurde, auch die Einquetschung des untertortonen Tegels in die Äußere Einheit in den verschiedenen Tiefen der Bohrung NP 224 rechnen. Ansonsten ist das Oberhelvet (Karpat), wie auch das Untertorton tektonisch nur in kleinerer Entfernung von den Überschiebungsflächen durchgequetscht. Die stratigraphischen Abteilungen des Oberhelvets lassen sich zwischen Bohrungen (Z. ROTH-E. HANZLIKOVÁ-I. CÍCHA, 1963) verbinden. Der oberhelvetische Schlier ist im Untergrund der Karpaten ziemlich deutlich zusammengedrückt und verfestigt.

Der Untergrund des Oberhelvets, das Karbon, ist durch die alpinotype Tektonik der überschobenen Karpaten (wie im ganzen Ostrava-Gebiet) nicht beansprucht. Im Profil bemerken wir keine alpinotype Verletzung des Karbons, und zwar nicht einmal im hochgelegenen Abschnitt des begrabenen Rückens zwischen Maleník-Gruppe und Tešín, wo es zur Bewegung der Karpaten direkt auf der mittelmiozänen Erosionsfläche des Karbons (Bohrung NP 223) kam, wobei stellenweise in einem anderen Profil eine sehr begrenzte tektonische Abtrennung eines kleinen Teils des Karbons bemerkt wurde (Z. ROTH 1962).

Mit dem Bau des *produktiven Karbons* (Namur A), der variszisch gefaltet ist, werden wir uns an dieser Stelle nicht beschäftigen. Wir erwähnen nur, daß nach J. ZEMAN und A. JURKOVÁ (in Z. ROTH ET CONS. 1962) die Achsen der variszischen Falten im nördlichen Teil des Profils beinahe parallel zur Profilrichtung liegen. Nach J. ZEMAN verläuft hier das Profil über die Zone der *variszischen Kamnfalten*. Diese Zone bildet den westlichen Rand des produktiven Karbons. Die Intensität der variszischen Faltung nimmt mit der Tiefe ab. Nur ein kleinerer Teil der Bruchtektonik ist im Karbon im Profilabschnitt jung, oder verjüngt. Wir können hierher einen nicht großen, steil im Profil abfallenden Bruch stellen, der zwischen den Bohrungen NP 298 und 302 eingezeichnet ist und sich auffällig im oberflächlichen Bau bemerkbar macht, während ihm im Karbon selbst kein so großer Wert mehr zukommt. Die großen Brüche, deren Anwesenheit am nördlichen Ende des Profils angenommen werden können und die im Süden den untertortonischen Graben der Mährischen Pforte begrenzen, sind im Profil nicht mehr eingezeichnet.

Die *oberhelvetische Vortiefe*, die durch die überschobenen Karpaten im südlichen und mittleren Teil des Profils verdeckt ist, und die man auf Grund von Bohrungen in der weiteren Umgebung verfolgen kann (siehe schon TH. FUCHS in W. PETRASCHEK, 1912 u. a.), sowie die *untertortonische Vortiefe* im nördlichen Teil des Profils, die erosiv bedeutend vertieft wurde (A. JURKOVÁ in Z. ROTH ET CONS., 1962) beweisen, daß am Ende des Oberhelvets (Karpats) der variszisch konsolidierte Untergrund im middle-

ren Teil des Profils schwach aufgewölbt wurde und gegenüber der marinen Erosionsbasis um mehr als 1000 m emporgehoben wurde. Von den wahrscheinlichen isostatischen, postuntertortonischen Durchbiegungen des Untergrundes im südlichen Teil des Profils war schon weiter oben die Rede.

Schlußfolgerungen

1. Das vorliegende Profil beweist an Hand von Bohrungen die flache Überschiebung der Kreide und des Paläogens der Flyschzone der Karpaten auf den autochthonen Rand der Tafel des Vorlandes der Karpaten (Miozän, Paläozoikum) bis auf eine Entfernung von ungefähr 20 km. Die Bohrungen bestätigen, daß die autochthone Unterlage durch die Aufschiebung der Karpaten wenig beansprucht wurde. Die Grenze der überschobenen Karpaten gegenüber den Neogen enthaltenden autochthonen Schollen fällt flach gegen Süden ein.

2. Die Überschiebung der Karpaten im Ostrava-Gebiet verlief im Untertorton gleichzeitig mit der Entstehung der untertortonischen Vortiefe und des begrabenen Rückens (zwischen der Gebirgsgruppe des Maleník und Tešín), der sie im Süden umsäumt. Die Überschiebung endete in diesem Gebiet nach dem Ende des Untertortons.

3. Der Einschub der karpatischen Stirn in die entstehende untertortonische Vortiefe verursachte eine Anhäufung von abgetrennten, älteren Stirnteilen der Decken auf dem südlichen Abhang der untertortonischen Vortiefe. Dadurch entstand im Untertorton die sogenannte Äußere Einheit (V. HOMOLA-E. HANZLIKOVÁ, 1955), die wahrscheinlich ohne Unterbrechung von Pribor im Westen bis zu Tešín im Osten verläuft. Auf diese Einheit transgredierte mit einem Konglomerat das jüngste Untertorton, auf das die heutige Stirn der Karpatendecken überschoben ist.

4. Als ein plastisches Schmiermittel machten sich bei der Überschiebung der Karpaten vor allem die tektonisch zermalmten Gesteine der subsilesischen Decke bemerkbar. Die silesische Decke, die einen rigideren, meistens höher im Profil liegenden Teil des tektonischen Baues darstellt, wurde über die subsilesische Decke flach aufgeschoben. Sie ist (mit Ausnahme ihrer tief eingefalteten äußeren Ränder) bedeutend schwächer tektonisch beansprucht als die subsilesische Decke. Die Tešiner Teildecke (E. MENCIK, 1963) ist im Profil etwas höher gelegen als die Godulaer Teildecke der silesischen Einheit, die nur im südlichsten Teil des Profils auftritt. Der äußere (ursprüngliche) Randteil der Tešiner Teildecke weist tiefe Einfaltungen (in die subsilesische Decke) auf.

5. Der tektonische Bau, wie er durch das Profil festgehalten wurde, bestätigt die Erfahrung, die durch andere Profile in diesem Gebiet ge-

wonnen wurde: Die Decken der überschobenen Karpaten sind hier infolge des seichten Baues der Karpaten und deren Überschiebungen über weite Entfernungen auf das Vorland in deren Wurzelteilen stark tektonisch reduziert. Manche von diesen schwimmen ohne Einwurzelung auf der tieferen Einheit. Dies ist besonders für den westlichen Abschnitt der Tešiner Teildecke (Baška-Entwicklung) erwiesen.

6. Die Grundelemente des tektonischen Baues des Karpatenrandes, besonders der subsilesischen Decke in dem untersuchten Gebiet, bilden tektonisch ausgewalzte und auf viele Kilometer tektonisch verschleppte Schuppen, welche die inversen Schenkel der ehemaligen liegenden Falten darstellen.

Bibliographie

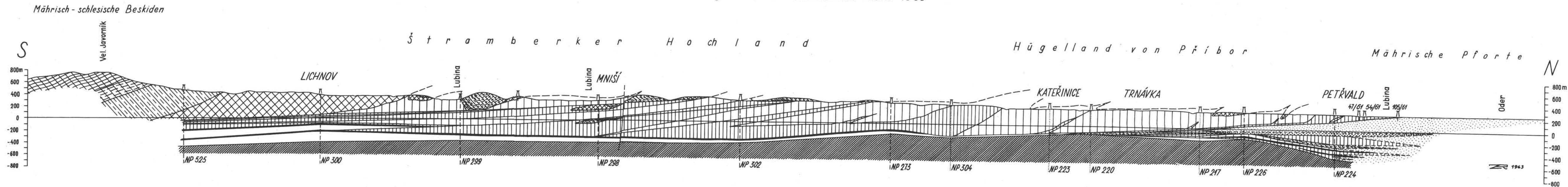
- Cícha, I., 1961: Ein Beitrag zur Erkenntnis der Verbreitung der karpatischen Formation „Ober-Helvet“ bei Frenštát pod Radhoštěm (s. von Ostrau). Čas. Mineral. Geol. VI, 406—409. Praha.
- Chmelík, F., Cícha, F., Stráník, Z., 1964: Eine Übersicht des heutigen Standes der Forschungen in der Molassezone in Südmähren, Mitt. d. Geol. Gesellsch. (in Druck). Wien.
- Hanzlíková, E., 1953: Micropaleontological-stratigraphical Evaluation of the Bore Zukov NP. Sbor. geol. Surv. Czechosl. XX, 85—168. Praha.
- 1961: Doklad turonu v bašských vrstvách slezské jednotky (ein Beweis des Turons in den Baška-Schichten der silesischen Einheit — tschechisch). Zpr. geol. Výzk. 1960, 140—142. Praha.
- Pícha, F., Cícha, I., 1963: Geologie der karpatischen Deckformationen auf dem Bohrfeld von Chlebovice-Rychaltice. Sbor. geol. Surv. Czechosl. XXVIII. Geology, 435—455. Praha.
- Roth, Z., Gabriellová, N., 1963: A Note to the Stratigraphy and Occurrence of the Tertiary Autochthonous Sediments of the Bohemian Massif in the Substratum of the Moravia-Silesian Beskids. Geol. Sbor. XIV. 1, 193—207. Bratislava.
- Homola, V., 1950: The Devonian of Hranice (Moravia) and its Relations to the Sudetic and Carpathian Systems. Sbor. geol. Surv. Czechosl. XVII. Geology, 361—392. Praha.
- 1957: Beitrag zur Kenntnis des geologischen Baues der Umgebung von Choryně und Kelč bei Valašské Meziříčí. Přírodov. Sbor. ostrav. Kraje. XVIII, 202—208. Opava.
- Hanzlíková, E., 1955: Biostratigraphical, Tectonical and Lithological Studies in the Tešín District. Sbor. geol. Surv. Czechosl. XXI. Paleontology, 317—502. Praha.
- Konior, K., Tokarski, A., 1957: Cross-Section of the Structure of Cieszyn. Bull. Acad. polon. Sci. Cl. III. Vol. V, 685—688. Warszawa.
- Menčík, E., 1963: Die tektonische Gliederung der silesischen Einheit in den mährisch-schlesischen Beskiden. MS Brno—Praha.
- Petrascheck, W., 1912: Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes (mit einem Beitrag über den Fossilinhalt von Th. Fuchs). Verh. geol. Reichsanst., 75—95. Wien.
- Roth, Z., 1957: Exploration géologique par forrage du Crétacé et du Tertiaire entre Místek, Hrabová et Brušperk (tschechisch). Zpr. geol. Výzk. 1956, 156—157. Praha.
- 1962: Contribution to the Stratigraphy and Paleontology of the Subsilesian Group of Beds in Eastern Moravia. Sbor. geol. Surv. Czechosl. XXVII. Geology, 447—473. Praha.

- 1963: Strukturbeziehungen des Sedimentationsgebietes der westkarpatischen Flyschzone zum Karpaten-Vorland und den Zentralkarpaten. Geol. Práce—Zprávy 28, 5—22. Bratislava.
- et cons., 1962: Vysvětlivky k prehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200.000, M-34-XIX, Ostrava (Erläuterungen zu der geol. Übersichtskarte der ČSSR 1 : 200.000, Blatt Ostrava — tschechisch), 292 pp. Praha.
- Hanzlíková, E., Cicha, I., 1963: Ein Profil der Kreide- und Paläogen-Schichten von Tiefbohrungen NP 298, 299 u. 300 (zwischen den Gemeinden Mniší und Lichnov, Frenštát u. d. Radhošť) geführt. Čas. Mineral. Geol. VIII, 49—60. Praha.
- Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpaten. S. B. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. CXVI. 1. Wien.
- Vašíček, M., 1950: Micropaleontological Evidence of the Late Tertiary Orogenesis in the East Moravia. Sbor. geol. Surv. Czechosl. XVII. Paleontology, 1—12. Praha.
- 1951: A New Micropaleontological Evidence of the Late Tertiary Orogeny in East Moravia. Sbor. geol. Surv. Czechosl. XVIII (to the 60th birthday of R. Kettner), 501—522. Praha.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 30. Dezember 1963.

DAS PROFIL DES KARPATENRANDES IN NO - MÄHREN

Zusammengestellt von Dr. Zdeněk Roth 1963



Bohrungen: in der Profillinie
 außer der Profillinie

A U T O C H T H O N

- 1 Vortiefe (Miozän)
- 2 Vortiefe (Miozän)
- 3 Variszische Unterlage (Karbon)

Erläuterungen der Nummer; 1 Untertorton der Vortiefe (Tegel u. Konglomerat)
 2 Oberhelvet der Vortiefe (Karpatische Formation)
 3 Ostrava-Schichtengruppe (Namur A)

K A R P A T E N

- Krosno - Menilit - Gruppe
- 4 Godula-Schichten (Cenoman - Turon)
 - 5 Bunte Godula-Schichten (Cenoman)
 - 6 Lhoty- (Ellgauer-) Schichten u. Veřovice- (Wernsdorfer-) Schichten (Apt - Cenoman)
 - 7 Těšín-Hradiště- (Teschener-Grodischter-) Schichtengruppe der Godulaer Decke (Valangin - Apt)
 - 8 Baška-Schichten (mit der sandsteinarmen Lhoty-Baška-Randentwicklung eingeschlossen, Apt - Cenoman)
 - 9 Těšín-Hradiště-Schichtengruppe der Těšiner Decke (Valangin - Alb)
 - 10 Třinec-Schichten u. bunte Schichten, mit Fetzen der Menilit-Schichten in den Bohrungen NP 223 u. 224 (Maastricht - Eozän)
 - 11 Frýdek-Schichten (Turon - Maastricht)

- Randgruppe
- 12 Paläogen

12 Bunte Schichten der (paraautochthonen) Randgruppe (Paläozän - Eozän)