

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 8 • ČÍSLO 6

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1976

MINERALIA SLOVACA

roč. 8 (1976) — č. 6

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ

Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GREČULA, CSc.

Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Ivan ŠARIK, Ing. Milan TAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARCEK, CSc., Prom. geol. Imrich VARGA

ÖBSAH — INHALT

František Němec — Augustín Kocák: Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve — Der vorneogene Untergrund des slowakischen teiles des Wiener Beckens	481
--	-----

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Skalně zvrstvení při Podbieli a návrh na jeho sanáciu (M. Štírvanský) . . .	556
Nové údaje o rádiometrickom datovaní hornín Z. Karpát (B. Cambel) . . .	557
Inžinierska geológia niektorých hydrotechnických a komunikačných stavieb v Brazílii (M. Mutula)	558
Prehľad geologickej stavby Zambie (P. Reichwalder)	559

PŘEDNEOGENNÍ PODLOŽÍ SLOVENSKE ČÁSTI VIDEŇSKÉ PÁNVE

(10 obr. a 7 tab. v textu, 1 příloha)

FRANTIŠEK NĚMEC — AUGUSTÍN KOČÁK*

Донеогеновое основание словацкой части Венского бассейна

В работе приведены геологические данные о Донеогеновом основании словацкой части Венского бассейна на основе сейсмических разрезов методом общей глубинной точки и результатов глубоких скважин, которые были для этой цели переоценены и дополнены.

Данные о строении морфологической поверхности основания, включая дивизионную тектонику, были получены из структурной схемы, составленной на эту поверхность. Из выделенных тектонических единиц центральных западных Карпат, имеющих чешуйчатое внутреннее строение, показывает лакшарская чешуйчатая система, представленная отложениями триаса с включениями палеогена и верхнего мела (благодаря складкообразованию), на альпийский стиль строения. Интерпретация верхних покровов а отчасти также стратиграфическое разделение исходят из результатов работы А. Крозлла — Г. Весселого (1973), касающейся Восточных известняковых Альп в основании неогена австрийской части Венского бассейна.

Работа дополнена обработанными исходными геофизическими материалами, а также оценкой перспективности изучаемых пород основания с точки зрения их нефтегазоносности.

Pre-Neogene Basement of the Slovak part of the Vienna Basin

Based on results of seismic reflection profiles measured by the method of common reflection point and according to revalued and completed results of deep drilling, the geological interpretation of the Pre-Neogene basement in the Slovak part of the Vienna Basin is given.

Knowledge on the basement surface morphology and fault tectonics is set out from structural schema constructed on this surface. The Pre-Neogene basement is built up of Central West-Carpathians Klippen belt and Magura flysch. From Central West-Carpathian units the Lakšárská Nová Ves sliced system represented by the Triassic rocks with the folded Paleogene and Upper Cretaceous, suggests the Alpine system of structure. By the interpretation of the higher nappes and partly also by stratigraphic correlation

* RNDr. František Němec, Nafta, n. p., 908 45 Gbely.

RNDr. Augustín Kočák, Geofyzika, n. p., 612 46 Brno, Ječná 29a.

results of A. Kröll — G. Wessely (1973) dealing with Eastern Limestone Alps in the Pre-Neogene basement of the Austrian part of the Vienna basin were considered.

The paper is supplemented both with an evaluation of initial geophysical date and the perspectives for oil and gas in subiacent formations.

Úvod

Ve zprávě je geologicky zpracováno předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve, a to na základě reflexně seizmických profilů odměřených metodou společného reflexního bodu a podle výsledků hlubinných vrtů, jež byly přehodnoceny a doplněny.

Stratigrafické zařazení sedimentů předneogenního podkladu jsme uskutečnili především podle vyhodnocení mikrofauny i makrofauny a sporomorf, jež provedli pracovníci GÚDŠ v Bratislavě (M. Kochanová, A. Kullmanová, E. Planderová, J. Salaj, O. Samuel, P. Snopková) a M. Holzknecht z laboratoře MND Hodonín (vyhodnocení mikrofauny). V řadě případů, především tam, kde šlo o sterilní vrstvy, použili jsme litologických kritérií. Současně jsme však přihlíželi i k výsledkům práce A. Krölla — G. Wesselého (1973), týkajícím se Východních vápencových Alp v podloží neogénu rakouské části vídeňské pánve.

V rámci komplexnosti jsme zhodnotili výchozí geofyzikální materiály. Podklady získané novou seizmickou metodou společného reflexního bodu (SRB) a doplněné poznatky z hlubinných vrtů umožnily nám sestavit strukturní schéma na povrch předneogenního podloží včetně jeho zlomové tektoniky, jež je podstatně přesnější a konkrétnější nežli atektonická schémata konstruovaná až dosud různými autory z hloubkových řezů.

Při vydělování jednotlivých příkrovů jsme se opět snažili, v případě shodného podkladového materiálu, navázat je na tektonické jednotky vymezené A. Kröllem — G. Wesselým (l. c.), což se nám podařilo především u vyšších příkrovů.

Zprávu jsme doplnili zhodnocením naftově geologických poměrů sledovaných podložních formací, jakož i jejich perspektivami.

Přehled literatury

Flyšovým podložím vídeňské pánve se zabývali Z. Stráník — M. Eliáš (1957) a T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967).

Geologické a naftově geologické poměry vnitrokarpatských jednotek řešili T. Buday — V. Špička (1959, 1961, 1965), T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967), K. Bílek (1965, 1969), K. Bílek — R. Čajka (1962), M. Dlabáč — Z. Adam (1963), M. Dlabáč — V. Mořkovská (1971) a M. Dlabáč et al. (1968). Nové zpracování tohoto problému je uvedeno v práci A. Bielého et al. (1973), A. Kocák et al. (1971, 1973) a F. Němec — A. Kocák — S. Mayer (1974) zhodnotili dané problémy nejen podle výsledků hlubinných vrtů, ale poprvé též na základě interpretace reflexní seizmiky uskutečněné metodou společného reflexního bodu (SRB). Mikropaleontologické a makropaleontologické vyhodnocení i palynologické rozbory jsou uvedeny v pracích P. Snopkové (1964), M. Dlabáče et al. (1968), A. Kullmanové (1968), A. Kullmanové et al. (1968, 1969), A. Bielého et al. (1973) a M. Holzknechta (1973).

Z geofyzikálních disciplín mají význam pro řešení daných problémů výsledky nových gravimetrických měření (J. Doležal — A. Možný — V. Čekan 1961, J. Doležal — F. Hadamovský 1963 a J. Odstrčil 1967), refrakčně seizmických měření (M. Hrdlička — A. Kocák — L. Kolman 1969, 1972) a nové reflexní seizmiky (SRB), jež byly vyhodnoceny v pracích již výše uvedených. Naproti tomu geomagnetická měření (O. Man — J. Jarý — A. Možný 1963) jsou pro interpretaci stavby řešeného území nepodstatná.

Zhodnocení výchozích vrtních materiálů

Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve je budováno vnitro-karpatskými jednotkami, vnitřním bradlovým pásmem a magurským flyšem vnějších Západních Karpat, v jehož podloží předpokládáme autochtonní horniny jv. svahů Českého masivu. Tyto jednotky, s výjimkou autochtonních formací, byly již částečně řešeny hlubinnými vrty, z nichž však žádný nedosáhl jejich podkladu.

Magurský flyš

Vrty, jež zjistily magurský flyš, reprezentovaný v daném území dílčí faciálně tektonickou jednotkou račanskou a bělo-karpatskou, jsme, až na nepatrné výjimky v oblasti štefanovské a kútské, nepřehodnocovali, nýbrž jsme použili výsledků uvedených v práci T. Budaye — E. Menčíka — V. Špičky (1967). U nových vrtů z oblasti kútské a cunínské jsme se omezili, v závislosti na potřebě údajů nezbytných pro sestavení strukturního schématu báze neogenního podloží, pouze na stanovení hranice flyšového povrchu.

Ve štefanovské oblasti jsme přeřadili podle revize mikrofauny, provedené M. Holzknechtem a I. Zapletalovou (in M. Holzknecht 1973), sedimenty nacházející se na vrtu Štefanov-360 v hloubce 720,5—750,0 m, považované T. Budayem — E. Menčíkem — V. Špičkou (l. c.) za spodní oddíl paleogénu bělo-karpatské jednotky, do neogénu. Změny provedené na vrtbách Štefanov-404 a Kúty-7 jsou uvedeny v příslušné části této kapitoly.

Vnitro-karpatské jednotky a bradlové pásmo

Tato část byla zpracována podle nových kritérií, jež byla již uvedena v úvodu. Závěry, jež se mnohdy i podstatně liší od dosavadních názorů, nejsou vysvětleny a zdůvodněny v této kapitole, nýbrž až v dalších částech práce, pojednávajících souhrnně o příslušných problémech. Jde o podkapitulu týkající se shrnutí poznatků o stratigrafii a litologii a část pojednávající o charakteru stavby předneogenního podloží.

Lábská elevace (tab. 1)

V r t b a L á b — 1 1 5. — Provrtala 1654 m předneogenních hornin, aniž dosáhla jejich podloží. V intervalu 2550—3284 m zastihla velmi monotónní vývoj, charakterizovaný světle šedými, místy šedými až tmavošedými, převážně celistvými až kalovými vápenci a dolomitickými vápenci, v nichž se podle A. Kullmanové (in M. Biely et al. 1973) hojně vyskytuje výrazná laminovaná stromatolitová textura. V hlubší části přistupují k těmto horninám v intervalu 3284—3650 m

mocné polohy vápenců, popřípadě až silně dolomitických vápenců, jež jsou rudohnědě zbarvené, v intervalu 3980—4140 m pak polohy zbarvené hnědočerveně a rudohnědě až fialovohnědě. Horniny jsou jen velmi ojediněle jemně kavernózní.

Úklony vrstev, jež zde byly zjištěny pomocí lamin, se pohybují v rozmezí 32—80°, což znamená, že skutečná mocnost provrtané části předneogenního podloží může dosahovat okolo 600—700 m.

A. Kullmanová (l. c.) zařadila celé toto souvrství podle foraminiferové mikrofauny do svrchního triasu. Litologický charakter hornin zde navrtaných je totožný s horninami svrchního triasu v Rakousku v oblasti Zwerndorf—Baumgarten, které A. Kröll — G. Wessely (1973) považují za dachsteinský vápenc a z tektonického hlediska zařazují k vyšším vápencovým příkrovům.

Na základě této paralelizace a určité litofaciální diferenciace oproti svrchnotriasovým horninám ötscherského a chočského příkrovu považujeme i my karbonát z vrtby Láb-115 za součást vyšších příkrovů, spočívajících zde v nadloží ötscherské jednotky.

Vrtba Láb — 90. — Podložní horniny, jež byly navrtány v hloubce 2218—2673 m, jsou tvořeny světle šedými až tmavošedými, převážně kompaktními dolomity. Podle ojedinělé fauny (*Calcisphaera*, foraminifera ze skupiny *Optalmidiidae*), zjištěné M. Holzknechtem (1973), jsou triasové. I tyto horniny jsou litologicky shodné s dolomity z oblasti Zwerndorf—Baumgarten, kde podle A. Krölla — G. Wesselého (1973) mají charakter dachsteinských dolomitů. Považujeme je proto za součást vyšších příkrovů.

Vrtba Láb — 93. — Svrchní část podložních hornin, v hloubce 2344 až 2432 m, je tvořena šedými a tmavošedými dolomity s polohami hrubozrnných pískovců na bázi. Vrstvy jsou bezfosilní.

V jejich podloží se nachází, až do konečné hloubky 2650 m, souvrství tmavošedých až černých jílovců a břidlic, v nichž E. Planderová (in A. Biely et al. 1973) zjistila sporomorfní spektrum karnského stáří. Tento náález opravňuje považovat tyto horniny za lunzské vrstvy.

Litologický charakter nadložních dolomitů je shodný s dolomity vrtby Láb — 90. Lze je proto řadit k vyšším příkrovům. Pískovce a slepence na jejich bázi svědčí o tom, že hranice mezi nimi a podložními lunzskými vrstvami není tektonická, což současně nasvědčuje tomu, že i lunzské vrstvy na této vrtbě jsou součástí vyšších příkrovů.

Vrtby Láb — 40, 91, 92 a 106. — Jde o šedé a světle až bělavě šedé celistvé i rozpadavé dolomity a vápnité dolomity, přecházející místy do dolomitických brekcí a na vrtbě Láb — 40 až do silně dolomitických vápenců. Horniny všech těchto vrtů jsou bezfosilní.

Vzhledem k jejich litologické podobnosti s horninami vrtby Láb — 90 soudíme, že i u těchto vrtů jde o dachsteinské dolomity svrchního triasu vyšších příkrovů.

Oblast Vysoká (tab. 1)

Vrtba Vysoká — 4. — Světle šedé silně dolomitické vápence zjištěné na této vrtbě, jež jsou buď bezfosilní, anebo obsahují nezařaditelnou faunu, klademe s přihlédnutím k vrtbě Láb — 115 do svrchního triasu vyšších příkrovů. Jeho hranici proti neogénu dáváme do hloubky 2886 m. Do neogénu

Vrtba	Báze neogénu	Ötscherský příkrov	Vyšší příkrovy		
		svrchní trias blíže nezařazený	svrchní trias		
			dachstein- ské vápence	dachstein- ské dolomity	lunzské vrstvy — karn
Vysoká-4	2886	—	— 3085*	—	—
Láb-40	2300	—	—	— 2601*	—
Láb-90	2218	—	—	— 2673*	—
Láb-91	2730	—	—	— 3000*	—
Láb-92	2810	—	—	— 2908*	—
Láb-93	2344	—	—	— 2432*	— 2650
Láb-106	2145	—	—	— 2300*	—
Láb-115	2550	—	— 4204	—	—
Malacky-20	3147	—	— 3500	—	— 3243*
Malacky-22	2633	—	—	— 3000*	—
Rohožník-1	2780	— 2900△	—	—	—

* není faunisticky doloženo

△ zařazení do ötscherského příkrovu je prozatímní

zařazujeme přitom nadložní slepence stejně jako šedé slítnité jíly, jež obsahují svrchnokřídovou foraminiferovou mikrofaunu, o níž soudíme, že je přepravená, neboť litologický charakter hornin, v nichž se vyskytuje, je naprosto shodný s ostatními nadložními horninami faunisticky doloženého karpátu. Navíc jsou slepence totožné s bazálními neogenními slepenci v oblasti Lábu.

Malacká elevace (tab. 1)

Vrtba Malacky — 20. — V hloubce 3243—3500 m byly zde navrtány šedé a světle až bělavě šedé, místy nazelenalé vápence, popřípadě dolomitické vápence, jež se od hloubky 3413 m níže střídají s vápnitými až silně vápnitými dolomity. Současně nabývají nahnědlého zbarvení. V nejhlubší části se vyskytují též úlomky černošedého, silně zpevněného vápnito-dolomitického jílovce a světlého hnědošedého zpevněného jemnozrného vápnitého pískovce. Na základě mikrofauny zjištěné M. Holzknechtem (1973) považujeme tento karbonátický vývoj za svrchní trias — karn.

V nadloží karbonátových hornin leží v intervalu 3147—3243 m souvrství s tmavošedými, ve vyšší části slabě nahnědlými dolomitickými a dolomiticko-vápnitými jílovci s nepravidelnými puklinami, vyplněnými bílým a narůžovělým kalcitem. Souvrství, jež v EK-diagramu vykazuje vyšší odpory, je bezfosilní. Nelze vyloučit, že jde o lunzské vrstvy.

S přihlédnutím k obdobnému litologickému vývoji vápenců vyskytujících se do hloubky 3413 m s vápenci na vrtbě Láb — 115 a určité litologické podob-

nosti hornin v hlubších částech vrtby s karbonáty a dolomity na ostatních lábských vrtbách považujeme celý profil vrtby Malacky — 20 za součást vyšších příkrovů.

Vrtba Malacky — 22. — Šedé a světle až bělavě šedé, převážně zrnité a jen ojediněle kavernózní dolomity a vápnité dolomity s polohou silně kavernózního dolomitického vápence byly zde navrtány v hloubce 2633—3000 m. Faunisticky jsou sterilní. Vzhledem k obdobnému litologickému charakteru s horninami z vrteb Láb — 40, 90, 91, 92, 93 a 106 klademe i dolomity na této vrtbě k vyšším příkrovům.

Rohožnická oblast (tab. 1)

Vrtba Rohožník — 1. — Mezozoické podloží je zde tvořeno světle šedými až šedými, nahnědlými vápenci, jež jsou v nejhlubší části velmi silně dolomitizované. Jejich hranici vůči bazálním neogenním slepencům jsme stanovili, s přihlédnutím k EK-diagramu, v hloubce 2780 m. Podle foraminiferové mikrofauny (M. Holzknecht 1973) je možno tyto horniny řadit nejpravděpodobněji ke svrchnímu triasu.

Jejich příslušnost po stránce tektonické nelze, vzhledem k tomu, že jde o vysunutou vrtbu, z tak malého provrtaného intervalu bezpečně stanovit. Považujeme je prozatím za součást ötscherského příkrovu. A. Biely (1974) soudí, že by spíše mohlo jít o pokleslou část havranického příkrovu.

Lakšárská vysoká kra (tab. 2)

Vrtba Lakšárska Nová Ves — 2. — V hloubce 1307—1700 m byly zjištěny šedé, místy nazelenalé, popřípadě nahnědlé dolomity až vápnité dolomity, jež jsou bezfosilní. V jejich podloží, v intervalu 1700—1790 m, se vyskytují tmavošedé až černé slabě vápnité jílovce a břidlice, místy s vložkami šedých vápenců. Mezi těmito břidlicemi byly navrtány šedé a světle šedohnědé celistvé vápence a dolomitické vápence, v nichž nebyla zjištěna žádná fauna. Báze vrtu, v hloubce 1900—1961 m, je tvořena světle šedými až šedými dolomity, v nejhlubší části brekciovitými a vápnitými, jež jsou rovněž faunisticky sterilní.

V jílovcích a břidlicích zjistila E. Planderová (in A. Biely et al. 1973) sporomorfní spektrum karnského stáří. Také foraminifery, jež zde našla A. Kullmanová (in A. Biely et al. l. c.) i M. Holzknecht (1973), potvrdily jejich svrchnotriasové stáří.

Podle těchto zjištění považujeme jílovce a břidlice za lunzské vrstvy. Dolomity v jejich nadloží interpretujeme jako hlavní dolomit, zatímco karbonáty nacházející se mezi nimi řadíme k vápencům opponitzkého typu. Nejhlubší část vrtby nelze přitom bezpečně zařadit. Může jít buď o střední trias, anebo opět o hlavní dolomit. Vzhledem k celkové koncepci stavby (obr. 8) přikláníme se k první alternativě.

A. Biely et al. (1973) se domnívá, že celý profil vrtu LNV — 2 je korelovatelný se svrchním triasem Jablonického pohoří. Černé jílovité břidlice nepovažuje přitom za lunzské vrstvy, neboť v nich nebyly zjištěny polohy pískovců, a navíc se v jadře z hloubky 1746—1750 m objevují vložky jemnozrnných šedých vápenců.

Oproti tomu předpokládáme, že při uvedené šupinovité stavbě mohly být vložky opponitzských vápenců zavlečeny do jílovitých břidlic tektonicky. Pokud jde o pískovcové polohy, je možno podle EK-diagramu o jejich přítomnosti v břidlicích uvažovat.

Interval v hloubce 1277—1307 m je tvořen bezfosilními hrubozrnnými křemíty pískovci, v jejichž nadloží se nacházejí bazální neogenní slepence. Na základě litologie soudíme, že pískovce jsou svrchnokřídové.

S přihlédnutím k pozici vrtby LNV — 2 (obr. 8) klademe horniny do hloubky 1900 m k lakšárskému šupinovitému systému, a to k jeho dílčí jednotce, s názvem lakšárské šupiny, zatímco jejich podloží řadíme k chočskému příkrovu. Současně soudíme, že v hloubce 1790 m existuje tektonické rozhraní, tvořené dvěma šupinami této dílčí jednotky.

Vrtba Lakšárska Nová Ves — 3. — V hloubce 880—1683 m byly navrtány tmavošedé až černé jílovce a jílovité břidlice s četnými vložkami a polohami pískovců. Souvrství nebylo převrtáno. Podle lamelibranchiátové makrofauny, pylového a sporomorfního společenstva a foraminiferové mikrofauny (P. Snopková 1964, A. Kullmanová et al. 1968, 1969) náleží vyšší část této formace do hloubky 1328 m lunzským vrstvám svrchního triasu — karnu, zatímco odtud až do konečné hloubky jde o paleogenní horniny.

Nadloží lunzským vrstvám tvoří světle šedé, nahnědlé až šedohnědé celistvé vápence s polohami vápnitých jílovců, ležící v hloubce 794—880 m. Podle zjištěné fauny, především foraminiferové (A. Kullmanová 1968, A. Kullmanová et al. 1969, A. Biely et al. 1973) patří tyto vrstvy střednímu triasu, přičemž, s přihlédnutím k jejich litologickému charakteru, jde o wettersteinské vápence, jak předpokládá též A. Biely (l. c.).

V nejvyšší části tohoto souvrství nalezla M. Starobová (1963) polohu světle šedého drobnivého pískovce, uzavírající nepravidelné tmavošedé partie silně pyritizovaného anhydritu.

Lunzské vrstvy i středně triasové vápence, jež jsou nasunuty na paleogén, považujeme, vzhledem k obdobným poměrům v Rakousku (A. Kröll — G. Wessely 1973), za ötscherský příkrov. Paleogén patří ke giesshüblským vrstvám, jež jsou součástí lakšárského šupinovitého systému.

Vrtba Lakšárska Nová Ves — 4. — Šedý, slabě nazelenalý velmi silně dolomitický vápenec, navrtaný v jádře z hloubky 1188—1190 m, řadí A. Kullmanová (1968) i O. Samuel (in A. Biely et al. 1973) na základě foraminiferové mikrofauny ke campanu — maastrichtu. Naproti tomu šedé, nazelenalé vápnité dolomity, místy brekciovité, nacházející se v jejich nadloží, interpretuje A. Biely (l. c.) podle jejich litologického charakteru jako trias.

V podloží svrchní křídý byly až do konečné hloubky navrtány jednak světle šedé, nahnědlé, popřípadě až světle hnědé, jednak šedé, nazelenalé dolomity a jen vzácně též vápnité dolomity, jež jsou v některých částech brekciovité.

A. Kullmanová (in A. Biely et al. 1973) dokázala podle foraminiferové fauny, že jsou středně triasové. S přihlédnutím k jejich litologickému charakteru mohlo by jít o wettersteinské dolomity.

Z tektonického hlediska klademe převrtaný komplex hornin na vrtbě LNV—4 od hloubky 1196 m níže do chočského příkrovu, zatímco svrchnokřídové dolomity a jejich nadloží považujeme za součást lakšárských šupin.

Vrtba Lakšárska Nová Ves — 5. — Nejvyšší část vrstev, ulože-

*Stratigrafie vrtů na
Stratigraphie der Bohrungen auf*

Vrtba	Báze neo- génu	Bu- kov- ská de- prese pestrý eocén	Lakšárský šupinovitý systém					
			při- bradlové šupiny	giesshü- blské vrstvy	lakšárské šupiny			
			paleogén blíže nezařazený		svrchní křída	svrchní trias		
					senon- nejprav- děpo- dobněji svrchní	hlavní dolomit	oppo- nitzké vápence	lunzské vrstvy — karn
LNV-2	1277	—	—	—	— 1307*	— 1700*	— 1880*	— 1790 — 1900
LNV-3	794	—	—	— 1683	—	—	—	—
LNV-4	1115	—	—	—	— 1196	—	—	—
LNV-5	935	— 992 ^a	—	—	— — 1653	—	—	—
LNV-6	1545	—	—	—	— 1800	—	—	— 1724
LNV-7	1564	—	—	—	— 1857	— 2230*	— 2270*	—
Studienka-3	1693	—	— 1740*	—	— 1760	—	—	—
Studienka-5	2333	—	—	—	— 2593	—	—	—
Studienka-37	1674	—	—	—	— 1750 — 1948	—	—	—

* není faunisticky doloženo

△ zařazení do středního triasu je alternativní, může jít též o hlavní dolomit

ných v podloží neogénu v hloubce 935—992 m, jež je bezfosilní, považujeme shodně s T. Budayem — E. Menčíkem — V. Špičkou (1967) za pestrý eocén s polymiktními slepenci, jenž by mohl být pokračováním bukovské deprese. O zařazení černošedých slabě vápnitých jílovců v jeho podloží, do nichž bylo zavrátno pouze do hloubky 1008 m, nelze se bezpečně vyjádřit, neboť byly rovněž bezfosilní. S přihlédnutím k interpretaci seizmického profilu 524/71 se zdá nejpravděpodobnější, že jde podobně jako na vrtbě LNV—3 o lunzské vrstvy svrchního triasu ötscherského příkrovu.

Vrtba Lakšárska Nová Ves — 6. — V nejhlubší části vrtby, v hloubce 1724—1800 m, byly navrtány šedé až tmavošedé dolomitické vápence, jež jsou v nejvyšších polohách písčité. Podle foraminiferové mikrofauny (A. Kullmanová in A. Biely et al. 1973, M. Holzknecht 1973) patří ke svrchnímu senonu.

		Chočský příkrov					Ötscherský příkrov	
		trias — jura	svrchní trias			střední trias	svrchní trias	střední trias
		rhaet — lias	hlavní dolomit ▲ s po- lohami anhy- dritů	opponitz vápence ▲ s po- lohami anhy- dritů	lunzské vrstvy — karn	wetter- steinské dolomity	lunzské vrstvy — karn	wetter- steinské vápence
lunzské vrstvy a opponitz vápence s anhy- drity	trias blíže neza- řazený							
—	—	—	—	—	—	—1961*△	—	—
—	—	—	—	—	—	—	— 1328	— 880
—	— 1188*	—	—	—	—	—2002	—	—
—	—	—	—	—	—	—	— 1008*	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	— 2360	— 5710 — 6250▲	— 5760 — 6405▲	— 4373	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 2520*	—	—	—	—	—	—	—	—
— 1820*	—	—	—	—	—	—	—	—

Jejich nadloží tvoří v intervalu 1653—1724 m tmavošedé až černé jílovité břidlice, jež jsou do hloubky 1697 m poměrně měkké, tektonicky silně porušené, což se projevuje jejich rozpadem na drobné úlomky, vyznačující se lesklými ohlazovými plochami. E. Planderová (in A. Biely et al. 1973) v nich zjistila sporomorfní spektrum, svědčící o jejich karnském stáří. Jde tedy o lunzské vrstvy.

V jejich nadloží se vyskytují v hloubce 1545—1653 m opětovně tmavošedé až černošedé jílovce, jež jsou s výjimkou nejvyšších partií prokládány polohami bílých, místy narůžovělých dolomitických vápenců. Stratigraficky jde o svrchní senon, určený stejným způsobem jako v nejhlubší části vrtu.

Celý provrtaný komplex zařazujeme k lakšárským šupinám. Jílovité břidlice lunzských vrstev považujeme přitom za přesmyknuté (spolu s nadložními svrchnokřídovými jílovci) přes podložní svrchnokřídové vápence.

Vrtba Lakšárska Nová Ves — 7. — Nejsvrchnější část mezozoika, v hloubce 1564—1857 m, je tvořena šedými až tmavošedými organodetríticko-halovými vápenci, v nichž zjistili O. Samuel (in A. Biely et al. 1973) foraminiferovou mikrofaunou, podle níž patří celý tento interval svrchní křídě (senonu).

Partie mezozoika v hloubce 1857—2270 m je charakterizována světle až tmavě hnědošedými a jen zřídka světle až tmavě šedými dolomity a v nejhlubší části též vápenci, místy kavernózními, s hojnými puklinami vyplněnými kalcitem. Ojedinele se vyskytují tektonické brekie. Souvrství je téměř sterilní, a proto je nelze jednoznačně zařadit. S přihlédnutím k litologii hornin považujeme je za hlavní dolomit, přičemž nejhlubší část, v intervalu 2230 až 2270 m, může náležet opponitzkým vápencům.

V hloubce 2270—4373 m se vyskytuje souvrství tvořené tmavošedými a černými jílovci a jílovitými břidlicemi, zčásti pevnými, zčásti rozpadavými, jež jsou prokládány vložkami velmi pevných, převážně jemnozrnných pískovců o mocnosti několika metrů. Hojné jsou též pískovcové a vápencové laminy, mocné až několik centimetrů. V nejvyšší části, v intervalu 2270—2360 m, se mimoto nacházejí černé, poměrně měkké jílovité břidlice, vyznačující se hojnými lesklými ohlazovými plochami, podle nichž se rozpadají na drobné úlomky.

V této nejvyšší partii zjistila E. Planderová (in A. Biely et al. 1973) sporomorfní společenstvo, podle něhož usuzuje, že tyto vrstvy jsou rhaetského až liasového stáří. Celou zbývající část jílovcovo-břidličnatého souvrství považujeme na základě halobiové fauny, určené M. Kochanovou (in A. Biely et al. l. c.), za lunzské vrstvy karnu.

Převrtná mocnost lunzských vrstev dosahuje 2013 m. Jejich skutečná mocnost, vzhledem k vrstevním úklonům, jež se převážně pohybují v rozmezí 60—90°, je 600—700 m.

V intervalu 4373—6405 m byly navrtány především šedé až tmavošedé, často slabě nahnědlé, popřípadě šedohnědé až hnědé a od hloubky 6150 m též tmavošedé až černé dolomity a vápnité dolomity, místy jílovité, jež jsou v hloubce 4970—5760 m kavernózní. Na styku s nadložními lunzskými vrstvami se vyskytuje silně porušené pásmo, tvořené vápencovou a jílovcovo-vápencovou tektonickou brekcií. Dolomitické vápence, jejichž litologický charakter je shodný s příslušnými dolomity, byly dále navrtány v hloubce 5710—5760 m a 6250 až 6405 m. V posledním intervalu jsou v nich v hloubce 6250—6344 m silně vápnité dolomity.

Dolomity i vápence jsou prokládány hojnými polohami anhydritů, jež se vyskytují podle EK-diagramu v intervalu 5940—6326 m a jednotlivě dosahují mocnosti až 25 m. Anhydritové vrstvy prostupují nepravidelně celými karbonátovými horninami, přičemž vytvářejí samostatné vrstvičky s mocností od několika milimetrů do několika centimetrů nebo drobná ostrůvkovitá, čočkovitá, perličkovitá a nepravidelná tělesa. Vedle toho tvoří anhydrit výplně drobných puklin, dutin, pórů, popřípadě i vnitřků schránek ostrakodů.

Od hloubky 5500 m níže zjistila A. Kullmanová (podle ústního sdělení) foraminiferové společenstvo svrchnotriasového stáří. V hloubce 5760 m existuje podle výsledku stratametrického měření zásadní změna ve směru úklonu vrstev. Vzhledem k těmto poznatkům soudíme, že provrtnou část tvoří dvě šupiny, jejichž hranice je v uvedené hloubce 5760 m. Každá z těchto šupin je budována hlavním dolomitem a v nejhlubších partiích opponitzkými vápenci, při-

čemž hlubší šupina nebyla převrtána. Tato interpretace znamená současně, že anhydritové polohy se zde vyskytují jak v nejhlubších částech hlavního dolomitu, tak i ve vyšších partiích opponitzských vrstev hlubší šupiny.

Vzhledem ke geologické pozici vrtby LNV — 7 (obr. 8 a 9) řadíme její předneogenní interval do hloubky 2270 m k lakšárskému šupinovitému systému, a to k dílčí jednotce, které dáváme název lakšárské šupiny, zatímco horniny v jeho podloží klademe do chočského příkrovu.

Vrtba Studienka — 3. — V hloubce 1740—1760 m byly navrtány šedé, místy též zelenošedé a hnědošedé slídnaté vápnité pískovce, jež jsou v nejhlubší partii nepravidelně vrstevnaté. Podle foraminiferové fauny (M. Holzknecht 1973) jde o svrchní křídou, a to nejpravděpodobněji svrchní senon. Nadložní slepence, jež v nejvyšší části přecházejí do pestrých vrstev tvořených šedě až olivově zelenými, rudohnědě skvrnitými písky a písčitými jílovci tektonicky porušenými, jsou bezfosilní. S přihlédnutím k litologickému charakteru celého komplexu, jakož i dalším slepencům v jejich nadloží, jež možno považovat za bazální neogenní vrstvy, soudíme, že jde o paleogén. Jeho svrchní hranici klademe za pomoci EK-diagramu do hloubky 1693 m. Celý předneogenní interval vrtu patří přitom opět k lakšárským šupinám.

Vrtba Studienka — 5. — Šedé až tmavošedé dolomitické vápence, v hloubce 2520—2593 m, jsou podle foraminiferové mikrofauny, kterou v nich našel O. Samuel (in A. Kullmanová 1968) svrchnosenonského stáří. V jejich nadloží se vyskytují bezfosilní tmavošedé až černé jílovce a šedé celistvé vápence s anhydrity, jež tvoří (A. Kullmanová in A. Biely et al. 1973) buď jejich puklinovou výplň, anebo samostatné polohy.

Anhydritové vrstvy byly prokázány (podle A. Krölla — G. Wesselého 1973) v podloží neogénu vídeňské pánve v Rakousku v permoskytu a anisu ötscherského příkrovu a v karnu a noru frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému. U nás je faunisticky doloženo především jejich svrchnotriasové stáří na vrtbě LNV — 7, z hornin, v nichž se zde nacházejí, považujeme za hlavní dolomit a opponitzské vápence.

Vzhledem k těmto skutečnostem, jakož i litologickému charakteru zjištěných hornin, klademe jílovce a vápence s polohami anhydritů na vrtbě Studienka — 5 do karnu. Jílovce považujeme přitom za lunzské vrstvy, zatímco vápence paralelizujeme s opponitzskými vrstvami. O anhydritech soudíme současně, s přihlédnutím k vrtbě LNV — 7 a rakouským poměrům, že se vyskytují nejpravděpodobněji ve vyšších částech opponitzských vápenců.

Pokud jde o tektonické zařazení, je celý převrtaný interval vrtby Studienka — 5 součástí lakšárských šupin. Nejvyšší partie předneogenních formací stejně jako bazální neogenní vrstvy jsou přitom odříznuty lakšárským zlomem.

Vrtba Studienka — 37. — Anhydritová série s polohami bezfosilních vápenců, brekcií, tmavošedých jílovců a břidlic přechází jak do podloží, tak i do vápencového vývoje, který je v nejvyšší části charakterizován bílými až tmavošedými a ojediněle též světle zelenými vápenci s proplásky rudohnědých slinitých jílu. Tyto podložní i nadložní vrstvy patří (J. Salaj in A. Biely et al. 1973, M. Holzknecht 1973) podle zjištěné foraminiferové fauny senonu (nejpravděpodobněji maastrichtu).

Stejně jako na vrtbě Studienka — 5 považujeme i zde anhydritovou sérii s vápenci, které paralelizujeme s opponitzskými vrstvami, a s jílovci a břidlicemi, o nichž soudíme, že jde o lunzské vrstvy, za karn, jenž spolu s nadložní

svrchní křídou byl přesmyknut přes podložní svrchnokřídové vápence. Tento názor podporuje i tektonicky silné prohnětení břidlic a brekcií se sádrovcem, jež uvádí A. Biely et al. (1973). Tektonicky náleží celý tento interval opět k lakšárským šupinám.

Oblast závodská a studienecká na pokleslé kře lakšárského zlomu (tab. 3)

Vrtba Závod — 57. — Interval v hloubce 3313—4023 m patří podle foraminiferové mikrofauny (M. Holzknecht 1973) senonu (campanu — maastrichtu). Litologicky jsou to šedé až tmavošedé vápnito-dolomitické pískovce s ojedinělými vložkami jílovců. Od hloubky 3580 m níže je ostrý přechod do souvrství šedých až tmavošedých a v nejhlubší části nahnědlých dolomitických vápenců a vápnitých dolomitů, místy brekciovitých.

Nadloží svrchnokřídových vrstev tvoří bezfosilní šedé a tmavošedé silně zpevněné polymiktní slepence, jež mohou buď celé náležet bazálním vrstvám neogénu, anebo zčásti být paleogenní. Svrchnokřídovou faunu, kterou v nich našla A. Kullmanová (1968) v jádře z hloubky 3300,0—3300,7 m, považujeme za přeplavenou, a to vzhledem k uvedené ostré litologické hranici v hloubce 3313 m, jakož i přítomnosti slepenců v nadloží pískovcového souvrství senonu, jež mohou být z toho důvodu paleogenního nebo neogenního, ale nikoli svrchnokřídového stáří.

Ve druhém případě klademe hranici mezi paleogénem a neogénem, v souhlasu s K. Bílkem (1965) a T. Budayem — E. Menčíkem — V. Špičkou (1967), do hloubky 3165 m, což znamená, že nejvyšší části slepenců, prokládané vložkami hrubozrnných vápnitých pískovců, považujeme za bazální neogenní vrstvy.

Vrtba Závod — 68. — Interval v hloubce 3350—3700 m je z litologického hlediska reprezentován světle šedými až šedými, jemně a jen ojediněle též středně zrnitými až hrubozrnnými vápnitými, popřípadě křemitými pískovci s polohami pestrých polymiktních slepenců, tvořených opracovanými valounky dolomitů, vápenců, křemenců a biotiticko-chloritického granodioritu.

Stratigrafie vrtů na pokleslé kře lakšárského zlomu

Stratigraphie der Bohrungen an der Tiefscholle des Bruches von Lakšárska Nová Ves

Tab. 3

Vrtba	Báze neogénu	Lakšárský šupinovitý systém		
		Příbradlové šupiny		
		paleogén nebo bazální neogén	svrchní křída	
			campan -maastricht	coniak -santon
Závod-57	3165	—3313*	—4023	
Závod-68	3350	—3700*	—4332	—4599
Studienka-39	3260	—3365*	—	—

* není faunisticky doloženo

Ojedinelé jsou vložky tmavošedých a červenohnědých jemně písčitých slidnatých jílovců a šedých vápnitých dolomitů.

Souvrství je téměř bezfosilní. Stratigraficky mohou tyto vrstvy patřit paleogénu, přičemž nelze ovšem vyloučit, že jde o pokračování bazálních neogenních partií.

V hlubší části vrtu, v hloubce 3700—4599 m, je možno sledovat pozvolný přechod do šedých až tmavošedých vápnitých jílovců až siltovců, jež samy často přecházejí do jemnozrnných vápnitých pískovců. Hlouběji se objevují v jílovcích, nabývajících místy čokoládové hnědých barev, polohy vápnito-dolomitických slepenců a dolomitických vápenců, místy brekciovitých. Podle vyhodnocení hojné foraminiferové fauny (J. Salaj in A. Biely et al. 1973) náleží toto souvrství senonu, přičemž (M. Holzknecht 1973) do hloubky 4332 m jde pravděpodobně o campan, zatímco hlouběji se objevuje i fauna santonu a coniaků.

Z tektonického hlediska patří celý provrtaný předneogenní interval, podobně jako na vrtbě Závod — 57, k lakšárskému šupinovitému systému, a to k jeho dílčí jednotce, označené námi jako příbradlové šupiny.

Vrtba Studienka — 39. — Téměř bezfosilní jemnozrnné vápnité pískovce s polohami polymiktních slepenců, tvořených valouny vápenců, křemenců a metamorfovaných hornin (rul, sericitických křemenců a ojedinelé porfytických hornin), buď patří, podobně jako na vrtbách Závod — 57 a 68, paleogénu, anebo jde o pokračování bazálních neogenních vrstev. Souvrství bylo navrtáno v hloubce 3260—3365 m. V jeho nadloží se vyskytují, jak je zřejmé i z EK-diagramu, bazální neogenní vrstvy, v nichž byl zjištěn přemístěný blok tmavošedého podložního vápence.

Oblast šaštínská a Borského Juru (tab. 4)

Vrtba Šaštín — 9. — Neogenní podloží, v hloubce 2055—2200 m je zde tvořeno střídáním světle šedých, nahnědlých vápnitých dolomitů a dolomitických vápenců, ojedinelé kavernózních a porušených místy hojnými puklinami, vyplněnými kalcitem. Sporadická fauna zjištěná zde M. Holzknechtem (1973) řadí toto souvrství k triasu. Podle obdobného litologického charakteru s karbonáty vrtby Šaštín — 10 možno soudit, že jde asi o svrchní trias chočského příkrovu.

Vrtba Šaštín — 10. — V intervalu 1845—2020 m bylo navrtáno souvrství polymiktních slepenců a pískovců s polohami dolomitických brekcií v nejhlubší části, jež přechází do nadloží do šedých a žlutohnědých, nazelenalých vápnitých jílovců. Podle foraminiferové fauny, zjištěné M. Holzknechtem (1973), řadíme tuto formaci k paleogénu příbradlových šupin.

V jádrech, z hloubky 1873—1878 (A. Biely et al. 1973), 1795—1800 a 1744—1749 m (A. Kullmanová et al. 1968, 1969) byly nalezeny též paleogenní spory a pylová zrna. V posledním z těchto jader prokázala však mimoto I. Zapletalová (in M. Holzknecht 1973) i přítomnost neogenní fauny, podle níž patří tyto vrstvy eggenburgu, a to vyšší části silikoplacentinových vrstev. Tento nález, jenž vylučuje paleogenní stáří těchto sedimentů, dokazuje současně, že nalezené paleogenní sporomorfy je třeba považovat za přepravené.

Podstatné rozdíly vykazují též vody z těchto formací. Zatímco v intervalu

1852–1905 m byla získána nesirovodíková voda prakticky bez slané složky, jež je podobná vyslazeným až silně vyslazeným nesirovodíkovým vodám podložního svrchního triasu, byly v nadložních obzorech z intervalu 1814,0–1738,0 m zjištěny slané sirovodíkové vody s normální mineralizací i obsahem chloridů.

Na základě těchto zjištění a s přihlédnutím k litologickému charakteru hornin i EK-diagramu klademe hranici mezi paleogénem a neogénem na této vrtbě do hloubky 1845 m. Nejvyšší část tohoto paleogénu považuje přitom E. Planderová (in A. Biely et al. 1973) podle sporomorfního spektra za oligocén.

V podloží paleogénu bylo navrtáno bezfosilní souvrství, které je v nejvyšší části tvořeno světle šedými až šedými brekciovitými vápnitými dolomity, v jejichž podloží byly zjištěny světle šedé až šedé, místy nahnědlé mikritické dolomitické vápence. V intervalu 2230–2520 m se nacházejí tmavošedé až černé jílovce a jílovité břidlice, prokládané vložkami světle šedých až tmavošedých jemnozrnných pískovců. Podle sporomorfního spektra, halobiové makrofauny (A. Kullmanová et al. 1968, 1969) a foraminiferové mikrofauny, kterou zjistil M. Holzknecht (1973), patří ke svrchnímu triasu — karnu, což znamená, že jde o lunzské vrstvy. Z toho důvodu, jakož i s přihlédnutím k litologickému charakteru, je možno uvedené nadložní karbonáty považovat za opponitzké vápence a nejvyšší vrstvy za horniny hlavního dolomitu.

V podloží lunzských vrstev, v hloubce 2520–2630 m se nepravidelně střídají světle šedé až tmavošedé vápence a dolomity s jílovcí a břidlicemi lunzských vrstev. Odtud níže až do konečné hloubky 3000 m se opětovně vyskytují světle šedé až šedé vápence s polohami vápnitých dolomitů, jemnozrnných pískovců a černošedých slabě vápnitých jílovců v nejhlubší části vrtu.

Tento interval nelze, vzhledem k jeho faunistické sterilitě i malým ziskům jader, jednoznačně zařadit. Souvrství v hloubce 2630–3000 m je možno považovat podle jedné z alternativ za opponitzké vápence s lunzskými vrstvami v podloží. Přitom nelze ovšem vyloučit, že může jít o intenzivně zešupinatěnou partii svrchnotriasových až středně triasových hornin. Část nacházející se v hloubce 2520–2630 m lze interpretovat jako poruchové pásmo, v němž mohou být vzájemně prohněteny lunzské vrstvy s horninami hlavního dolomitu, popřípadě i s opponitzkými vápenci. Po stránce tektonické klademe všechny navrtné triasové horniny do chočského příkrovu.

Vrtba Šaštín — 11. — Souvrství světle šedých, nahnědlých vápnitých dolomitů, přecházející v nejhlubší části až do dolomitických vápenců s vložkou pestrých jílovců a s lesklými ohlasy zlutohnědých a červenohnědých barev, jež bylo navrtáno v hloubce 2085–2230 m, začleňuje A. Kullmanová (1968) do triasu. Ze srovnání s vrtbou Šaštín-10 soudíme, že jde o hlavní dolomit chočského příkrovu.

V podloží triasu se vyskytují hnědé až tmavohnědé, místy i rudohnědé, dále světle šedé, nazelenalé a v nejhlubší části též růžové vápence, v nichž se v intervalu 2478–2480 m nacházejí hlízy rohovců. A. Kullmanová (1968, in A. Biely et al. 1973) v nich zjistila svrchnojurskou mikrofaunu, podle níž řadí tyto horniny do kimmeridže — berriusu — tithonu bradlového pásma.

Podobně jako A. Kullmanová, a na základě jejího vyhodnocení též M. Dlabáč — V. Špička (in M. Dlabáč et al. 1968) a K. Bílek (1969), považujeme i my toto souvrství za součást bradlového pásma, avšak s tím rozdílem, že jde pouze o jeho šupinu, zavrásněnou do chočského příkrovu. Vedle toho nelze

V r t b a		Chočský příkrov									
		Lakšárský šupinovitý systém		Bradlové pásmo nebo křížňanská jednotka		s v r c h n í t r i a s			opponitzské vápence a lunzské vrstvy nebo střední trias	trias blíže nezaražený	
		Příbradlové šupiny	paleogén	svrchní jura	hlavní dolomit	opponitzské vápence	lunzské vrstvy — karn	poruchové pásmo			
		v nejvyšší části nelze vyloučit oligocén ▼		kimeridž-berrias-tithon							
Šaštín-9	2055	—		—	—	—	—	—	—	—	— 2200
Šaštín-10	1845	— 2020		—	— 2140*	— 2230*	— 2520	— 2630△	— 3000*	—	—
Šaštín-11	2085	—		— 2500	— 2230*	—	—	—	—	—	—
Borský Jur-8	3620	—		—	— 4000	—	—	—	—	—	—

▼ podle sporomorfního spektra

* není faunisticky doloženo

△ jde o vzájemně do sebe zavrásněné lunzské vrstvy, opponitzské vápence a vrstvy hlavního dolomitu

ovšem vyloučit možnost, jak předpokládá A. Biely et al. (1973), že tyto horniny patří šupině křížňanského příkrovu, zavlečené rovněž do stavby chočského jednotky.

V r t b a B o r s k ý J u r — 8. — Mezozoikum v hloubce 3620—4000 m je tvořeno světle šedými, ve svrchní části nahnědlými dolomity a vápnitými dolomity, jež jsou porušeny puklinami, vyplněnými především jilovitým materiálem. Na základě zjištěné mikrofauny řadí A. Kullmanová (in A. Biely et al. 1973) tyto horniny ke svrchnímu triasu. Podle litologického charakteru soudíme, že jde o hlavní dolomit.

Z tektonického hlediska považují M. Dlabač — V. Špička (in M. Dlabač et al. 1968) toto souvrství za trias bradlového pásma. Podle našeho zhodnocení jde o chočskou jednotku. Na seizmickém profilu 530/70 je totiž velmi výrazné rozhraní, jež reprezentuje s největší pravděpodobností násunovou plochu chočského příkrovu na křížňanskou, popřípadě manínskou jednotku. Poněvadž rozhraní probíhá v podloží vrtby Borský Jur — 8, patří celý interval této vrtby k chočské jednotce, jež, v souladu s průběhem rozhraní, zasahuje v tomto prostoru až k bradlovému pásmu.

Vrtba Smolinské — 14. — V nejhlubší části vrtu se vyskytují světle šedé až šedé celistvé vápence s hojnými kalcitovými žilkami a proplástky šedých jílovců. Podle A. Kullmanové (in A. Biely et al. 1973), jež v nich zjistila nannokonovou mikrofacii, jsou neokomské. Jejich nadloží tvoří šedé až tmavošedé, jemně písčité, místy slídnaté slínité jílovce až břidlice s hojnými kalcitovými žilkami a s vložkami světle šedého jemnozrnného pevného vápni-tého pískovce. Na základě bohaté foraminiferové mikrofauny, určené M. Holz-knechtem (1973), jsou spodnokřídového (albského) stáří.

A. Biely (lc.) předpokládá podle přítomnosti pískovcových vložek, že slínovce a břidlice provrtané na vrtbě Smolinské — 14 jsou součástí krížňan-ského nebo maninského příkrovu. O vápencích v jejich podloží přitom soudí, že buď tvoří s nadložním albem jednu sukcesi těchto příkrovů, anebo odpoví-dají pienidním bradlům v jejich tektonickém podloží.

Vrtby Smolinské — 17 a 19. — Neogenní podloží je na těchto vrtech budováno šedými až černošedými a jen výjimečně zelenošedými, hnědě skvrni-tými, jemně písčitými, místy slídnatými slínitými jílovci, jež jsou porušeny puklinami, vyhojenými kalcitovými žilkami. Na vrtbě Smolinské — 17 se v nich vyskytují mimoto polohy světle šedých, ojediněle nazelenalých vápenců až dolomitických vápenců, jež se na vrtbě Smolinské — 19 nalézají jako málo opracované valouny.

Podle bohaté foraminiferové fauny, zjištěné O. Samuelem (in A. Biely et al. 1973) a potvrzené M. Holzknem (1973), patří tyto horniny do spodní křídý (albu). Pouze jílovce v jádře z hloubky 1270—1275 m na vrtbě Smo-linské — 9 jsou (A. Kullmanová in A. Biely et al. l. c.) neokomské. Z hlediska tektonické příslušnosti považujeme podložní horniny na obou vrtbách za součást bradlového pásma. Na vrtbě Smolinské — 19 je hranice mezi spodní křídou a neogénem, kterou klademe do hloubky 1232 m, zlo-mová.

Stratigrafie vrtů smolinské oblasti
Stratigraphie der Bohrungen in dem Bereich von Smolinské

Tab. 5

V r t b a	Báze neogénu	Bradlové pásmo		Křížňanská nebo manínská jednotka	Křížňanská nebo manínská jednotka nebo bradlové pásmo
		s p o d n í k ř í d a			
		alb	neokom	alb	neokom
Smolinské-14	1390	—	—	— 1540	— 1551
Smolinské-17	1346	— 1605	—	—	—
Smolinské-19	1232	— 1270	— 1275	—	—
		— 1320			

Vrtba Bištava — 1. — V hloubce 1165,0—1234,8 m byl navrtán tmavozelený, červeně a fialově skvrnitý slídnatý, jemně písčitý slinitý jíla až jílovec. Foraminiferová fauna v jádře z hloubky 1215,9—1220,5 m je svrchnokřídová až paleogenní. Pouze jediná forma, a to *Cyclammina amplexans* Grzyb., zjištěná O. Samuelem (in A. Biely et al. 1973), dokazuje středně eocenní stáří tohoto pestrého komplexu a současně i jeho příslušnost k přibradlovým šupinám.

Vrtby Bištava — 2 a 3. — Pestré, červenohnědé, místy zelenošedé jemně písčité slinité jíly a jílovce s hojnými kluznými plochami a ojedinělými kalcitovými žilkami, navrtané na vrtbě Bištava — 2 v jádře z hloubky 1047—1049 m, patří podle foraminiferové fauny (M. Holzknecht 1973) senonu (maastrichtu).

Na vrtbě Bištava — 3 přistupují v intervalu 895—1074 m k tmavě šedým a rudohnědým, místy světle zelenavě šedým jemně slídnatým a písčitým slinitým jílovcům ještě též polohy slepenců a ojediněle i vložky pískovců. Také zde byla zjištěna (M. Holzknecht l. c.) svrchnokřídová foraminiferová fauna senonu (maastrichtu).

T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967) považují uvedené horniny na obou vrtech za flyšoidní facii s upohlavskými slepenci a s pestrá slínovcovou facii bradlového obalu. Podle našeho názoru jde o púchovské vrstvy bradlového pásma.

Vrtba Letničie — 1. — Neogenní podloží bylo navrtáno v intervalu 802—2057 m. Až do hloubky 1940 m jde o typicky flyšový vývoj. Litologicky je tato část tvořena šedými a tmavě šedými různě písčitými, slabě až silně vápnitými dobře vrstevnatými jílovci s kalcitovými žilkami a do hloubky 1250 m s hojnými vložkami šedých jemnozrnných pískovců, jež se hlouběji vyskytují již jen ojediněle. V nehlubší části vrtu přistupují polohy šedých, nazelenalých vápenců a vápnitých dolomitů s kalcitovými žilkami a světle šedých jemnozrnných pískovců.

Téměř v celém profilu byla zjištěna foraminiferová mikrofaua (M. Holzknecht 1973), podle níž patří tyto vrstvy svrchní křídě, a to nejpravděpodobněji campanu a maastrichtu, přičemž v nejvyšších partiích nelze vyloučit ani paleogén.

Jejich tektonické zařazení je zatím problematické, neboť podobný vývoj není podle ústního sdělení E. Menčíka znám z bělokarpatské jednotky magurského flyše. Podle A. Bielého et al. (1973) není však typický ani pro žádnou ze sérií bradlového pásma. Vrtba Letničie-1 se nachází ve vrcholové části podloží štefanovské struktury, u níž pro její výraznost je možno předpokládat, že je spíše tvořena bradlovým pásmem s jeho elevačním charakterem než bělokarpatskou jednotkou magurského flyše, jež se zde může vyskytovat v jakékoliv strukturní pozici. Proto považujeme alternativně celý navrtaný podložní komplex na této vrtbě za součást bradlového pásma.

Vrtba Štefanov — 1. — V šedozelených a rudohnědých vápnitých jílech a jílovcích s polohami jemnozrnných a místy až hrubozrnných vápnitých pískovců se žilkami bílého vápence, navrtaných v intervalu 871,0—883,2 m, zjistil M. Holzknecht (1973) foraminiferovou asociaci, kterou řadí do svrchní křídě (maastrichtu). Vzhledem k obdobnému litologickému charakteru

Vrtba	Báze neogénu	Lakšárský šupinovitý systém	Bradlové pásmo			
		Přibradlové šupiny				
		paleogén	svrchní křída	spodní křída		
		střední eocén	svrchní senon	alb	neokom	
Bištava-1	1165	— 1234,8	—	—	—	
Bištava-2	1020	—	— 1055	—	—	
Bištava-3	895	—	— 1074	—	—	
Letničie-1	802	—	— 2057△	—	—	
Štefanov-1	871	—	— 883,2	—	—	
Štefanov-51	1145	—	—	—	— 1170,8	
Štefanov-140	555	—	— 566,7 — 660,8	— 568,6	—	
Štefanov-170	850	—	— 860,2	—	—	
Štefanov-205	512	—	— 527,2	—	—	
Štefanov-404	1085	—	— 1100*	—	—	
Koválov-3	765	—	—	—	843,2*	
Kúty-7	2204	—	—	— 2282	—	

* není faunisticky doloženo

△ v nejvyšších partiích nelze vyloučit ani paleogén

těchto hornin s vrtbami Bištava — 2 a 3 se domníváme, že i tyto sedimenty mohou patřit k púchovským vrstvám bradlového pásma. Naproti tomu O. Samuel (in A. Biely et al. 1973) soudí, že tato asociace je paleocenní. Biofaciální charakter mikrofauny svědčí současně podle něho o příslušnosti těchto vrstev ke spodnímu oddílu paleogénu bělokarpatské jednotky.

Vrtba Štefanov — 51. — V jádru z hloubky 1150,0—1152,5 m. byl navrtán bělavě šedý silně rozpukaný, místy slabě dolomitizovaný kalový vápenec. Pukliny jsou vyplněny kalcitovými žilkami nebo povlaky šedého a zelenošedého slinitého jílu. Podle mikrofauny (A. Kullmanová in A. Biely et al. l. c.) jde o neokom, jenž z tektonického hlediska, s přihlédnutím k litologickému charakteru vápenců, zařazujeme, podobně jako T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967), popřípadě i jiní autoři, do bradlového pásma.

Vrtba Štefanov — 140. — Do bradlového pásma klademe alternativně též šedé a tmavošedé slíny a slínovce, prokládané polohami tmavošedých, místy zelenavě, popřípadě hnědě skvrnitých slepenců. Byla v nich zjištěna netypická foraminiferová fauna, jež podle M. Holzknechta (1973) je spíše svrchnokřídová (svrchnosenonská). Naproti tomu naznačuje O. Samuel (in A. Biely et al. 1973), že na základě biofaciálního charakteru této fauny jde pravděpo-

dobně o paleogén magurského flyše. Podle nevýrazného bentózního foraminiferového společenstva, nalezeného M. Holzknechtem (1973) v jádře z hloubky 566,7—568,6 m, jež je tvořeno tmavošedým a zelenošedým, místy čokoládově hnědě skvrnitým, slabě slinitým jílovcem, nachází se ve svrchnokřídovém komplexu zavrásněná šupina spodní křídý — albu.

Vrtba Štefanov — 170. — V jádru z hloubky 855,0—860,2 m byl navrtán tmavošedý jílovec, jenž po stránce litologické je shodný s jílovci z vrtby Letniče — 1. Byla v něm rovněž zjištěna (M. Holzknecht l. c.) foraminiferová svrchnokřídová fauna campanu — maastrichtu. Tektonické zařazení těchto vrstev je proto shodné se zařazením vrtby Letniče — 1.

Vrtba Štefanov — 205. — Rovněž tmavě šedozelený rozpadavý slín až slínovec s vložkou šedého jemnozrnného vápnitého pískovce, navrtaný v jádru z hloubky 525,3—527,0 m, považujeme alternativně, s přihlédnutím ke zjištěné ochuzené úlomkovité fauně, řazené M. Holzknechtem (l. c.) spíše ke svrchnímu senonu, za bradlové pásmo. I v tomto případě se O. Samuel (in. A. Biely et al. 1973) domnívá, že biofaciální charakter zjištěného společenstva je bližší magurskému paleogénu než bradlovému pásmu.

Vrtba Štefanov — 404. — Interval z hloubky 1085—1100 m řadí T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967) ke spodnímu oddílu paleogénu bělokarpatské jednotky. Přitom uvádějí, že jde o jeho pestrý vývoj. Ve skutečnosti se zde vyskytuje podle jádra z hloubky 1098,2—1100,0 m tmavošedý vápnitý jílovec, který, přestože je faunisticky téměř sterilní, považujeme na základě zcela obdobného litologického charakteru za stejnou horninu jako vrtbě Letniče — 1, tj. alternativně za součást bradlového pásma.

Koválovská oblast (tab. 6)

Vrtba Koválov — 3. — K bradlovému pásmu přiřazujeme rovněž šedé vápence zjištěné v bočním jádru z hloubky 802 m, jež jsme podle charakteru EK-diagramu vymezili, v souhlasu s T. Budayem — V. Špičkou (1965), v intervalu 765,0—843,2 m. S přihlédnutím k vrtbě Štefanov — 51 mohlo by i v tomto případě jít o vápence neokomského stáří.

Kútská oblast (tab. 6)

Vrtba Kúty — 7. — Šedé a šedozelené jemně písčité slínité jílovce s vložkou šedého jemnozrnného vápnitého pískovce až slepence, jež se nacházejí v hloubce 2204—2282 m a jsou podle fauny (M. Holzknecht 1973) spodnokřídového, nejspíše albského stáří, řadí T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967) k jednotce bělokarpatské. Vzhledem k tomu, že litologický charakter těchto hornin není typický pro tuto jednotku a současně nevyklučuje jejich přiřazení k bradlovému pásmu, považujeme je za jeho součást.

Shrnutí poznatků o stratigrafii a litologii (tab. 7)

Podle rozborů makrofauny i mikrofauny provedených na jednotlivých vrtbách a s přihlédnutím k litologickým kritériím byly zjištěny ve vnitrokarpatských jednotkách a bradlovém pásmu sledované oblasti tyto stratigrafické a litologické poměry.

Křížňanský nebo manínský příkrov. — A. Biely et al. (1973) považuje za jednu z těchto jednotek šedé až tmavošedé slinité jílovce a břidlice albského stáří na vrtbě Smolinské — 14, a to podle přítomnosti písčivcových vložek, jež se v nich nacházejí. O neokomských vápencích v jejich podloží uvažuje, že buď s nimi tvoří jednu sukcesi, anebo jsou součástí bradlového pásma.

Alternativně nelze vyloučit, že šupinou křížňanské jednotky jsou též svrchnojurské vápence nacházející se na vrtbě Šaštín — 11.

Chočský příkrov. — Nejstarší formací jsou středně triasové dolomity, zjištěné podle foraminiferové mikrofauny na vrtbě LNV — 4 (A. Kullmanová in A. Biely et al. 1973), jež přecházejí v některých partiích až do brekciovitých dolomitů. Jsou světle šedé až hnědé, místy šedé nebo nazelenalé. S přihlédnutím k litologickému charakteru mohlo by jít o wettersteinské dolomity.

Svrchní trias — karn je charakterizován tmavošedými až černými jílovci a břidlicemi lunzských vrstev, jež jsou prokládané vložkami pevných, převážně jemnozrnných písčivců o mocnosti až 5 m. Jejich stáří je doloženo halobiovou makrofaunou a sporomorfním spektrem (M. Kochanová in A. Biely et al. l. c., A. Kullmanová et al. 1968, 1969). Vyskytují se v oblasti lakšárské i šaštínské. V maximální mocnosti 2013 m byly převrtány na vrtbě LNV — 7, přičemž jejich skutečná mocnost se zde pohybuje okolo 600–700 m.

Na vrtbě Šaštín — 10 byly zjištěny v hloubce 2140–2230 m bezfosilní světle šedé až šedé, místy nahnědlé mikritické dolomitické vápence. Vzhledem k lunzským vrstvám v jejich podloží považujeme je za vyšší karn. Litologicky je lze srovnávat s opponitzkými vápenci. O jejich výskytu uvažujeme též na vrtbách LNV — 2 a 7. V nejhlubších částech druhého z těchto vrtů jsou prokládány hojnými polohami anhydritů.

Za hlavní dolomit noru pokládáme na lakšárské vysoké kře formaci nacházející se společně s opponitzkými vápenci v podloží lunzských vrstev na vrtbě LNV — 7, v níž od hloubky 5500 m níže zjistila A. Kullmanová (podle ústního sdělení) svrchnotriasové foraminiferové společenstvo. V příbradlové zóně předpokládáme jeho existenci na vrtbách Šaštín — 10, 11 a Borský Jur — 8, a to na základě litologického charakteru, popřípadě vzhledem k lunzským a opponitzkým vrstvám v jeho podloží, neboť faunisticky jsou zde tyto horniny sterilní. Litologicky jde převážně o světle šedé a šedé, jen ojediněle tmavošedé, často nahnědlé, popřípadě šedohnědé až hnědé dolomity a vápnité dolomity, jež jsou místy brekciovité. V nejhlubších partiích vrtby LNV — 7 jsou prokládány hojnými polohami anhydritů.

Rhaet — lias byl interpretován (E. Pländerová in A. Biely et al. 1973) podle sporomorfního spektra na vrtbě LNV — 7 v hloubce 2270–2360 m. Jsou to tmavošedé až černé jílovce a břidlice podobné lunzským vrstvám a prokládané černými, poměrně měkkými rozpadavými břidlicemi s hojnými ohlázovými plochami.

Lakšárský šupinovitý systém. — Patří k němu svrchnotriasové sedimenty, jakož i horniny svrchní křídy a paleogénu, u nichž zčásti bylo zjištěno zavrácení do těchto triasových formací. Tektonicky vydělujeme v tomto systému tři dílčí jednotky, a to: příbradlové a lakšárské šupiny a giesshübské vrstvy.

Svrchnotriasové sedimenty lakšárských šupin jsou totožné s horninami choč-

ského příkrovu. Pouze anhydritové polohy se u nich nevyskytují v hlavním dolomitu, nýbrž jen ve vyšších částech opponitzkých vápenců (na vrtbách Studienka — 5 a 37).

Ve svrchní křídě příbradlových šupin byly v závodské oblasti zjištěny (J. Salaj in A. Biely et al. l. c.) podle foraminiferové fauny horniny svrchního senonu a hlouběji též (M. Holzknecht 1973) santonu a coniaqu. V hlubších partiích jde o vápencovo-dolomitický vývoj, místy brekciovitý, s polohami slepenců, jež výše přechází do jílovcového a jílovcovo-pískovcového vývoje. V největší mocnosti 865 m byly tyto horniny navrtány, aniž bylo dosaženo jejich podloží, na vrtbě Závod — 68.

Na lakšárské elevaci, kde byl zatím zjištěn v lakšárských šupinách pouze campan a maasticht (A. Kulmanová 1968, J. Salaj — O. Samuelin in A. Biely et al. 1973, M. Holzknecht 1973), činí maximální převrtaná mocnost svrchní křídý na vrtbě LNV — 7 288 m. Litologicky jsou to většinou šedé až tmavošedé, jen ojediněle slabě nazelenalé dolomitické vápence, v jejichž nejvyšších částech se nachází na vrtbě LNV — 6 poloha tmavošedých až černošedých jílovců a na vrtbě Studienka — 3 vložka vápnitého pískovce.

Paleogén giesshüblských vrstev navrtaný na vrtbě LNV — 3 je tvořen tmavošedými až černými jílovci a břidlicemi, jež jsou podobné lunzským vrstvám. Byl zjištěn v mocnosti 355 m, aniž bylo dosaženo jeho podloží. Prokázán byl (P. Snopková 1964, A. Kulmanová et al. 1968, 1969) na základě pylového a sporomorfního společenstva a foraminiferové mikrofauny. U příbradlových šupin patří paleogenní vrstvy z vrtby Bištava—1 (O. Samuelin in A. Biely et al. 1973) střednímu eocénu, zatímco na vrtbě Šaštín — 10 může být jejich nejvyšší část podle sporomorfního spektra až oligocenní (E. Planđerová in A. Biely et al. l. c.). Litologicky jde o slepence a pískovce s polohami dolomitických brekcií, jejichž nadloží tvoří pestré jily a jílovce.

Bezfosilní slepence na vrtbě Studienka — 3, jež přecházejí v nejvyšší části do pestrých vrstev, považujeme s přihlédnutím k litologickému charakteru, jakož i dalším slepencům v jejich nadloží, za paleogén příbradlových šupin. Naproti tomu stratigrafické zařazení bezfosilních slepenců a pískovců zjištěných na vrtbách Závod — 57, 68 a Studienka — 39 je problematické. Tento komplex může totiž patřit buď k bazálním neogenním vrstvám celý, anebo jeho spodní partie mohou náležet paleogénu příbradlových šupin.

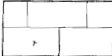
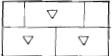
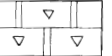
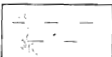
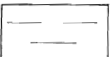
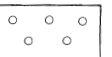
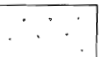
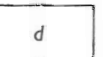
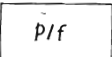
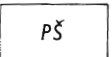
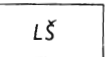
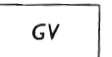
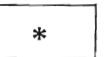
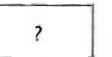
Ötscherský příkrov. — Poznatky o této jednotce jsou jen velmi sporadické, neboť zatím byla zjištěna nejvýše na dvou vrtbách.

Faunisticky doložený střední trias nacházející se na vrtbě LNV — 3 (A. Kulmanová et al. 1969) je tvořen světle šedými, nahnědlými až šedo-hnědými vápenci s polohami vápnitých jílovců a vložkou světle šedého drobivého pískovce, uzavírajícího nepravidelné partie silně pyritizovaného anhydritu. S přihlédnutím k jejich litologickému charakteru jde, jak předpokládá též A. Biely (1973), o wettersteinské vápence.

Svrchní trias — karn zjištěný rovněž na vrtbě LNV — 3 je ve vývoji tmavošedých jílovců a břidlic s vložkami pevných pískovců. Na základě halobiové makrofauny a sporomorfního spektra (P. Snopková 1964, A. Kulmanová et al. 1968, 1969) jde o lunzské vrstvy.

Do svrchního triasu ötscherského příkrovu řadíme též světle šedé až šedé, nahnědlé vápence z vrtby Rohožník — 1, jež jsou hlouběji silně dolomitizo-

Stratigrafické dělení			Bradlové pásmo	Křižňanský nebo maninský příkrov	Chočský příkrov	Lakšdrský šupinovitý systém	Ötscher-ský příkrov	Vyšší příkrovy
Terciér	Paleogén	Oligocén				PŠ	LSGV	
		Eocén				b *	*	
Křída	Svrchní křída	Paleocén				z ?		
		Maastricht	p f			z		
		Kampan				z		
		Santon				z		
		Coniak				z		
		Turon				z		
		Cenoman				z		
	Sp. křída	Alb						
		Apt						
		Neokom						
Jura	Malm	Tithon, Berrias, Kimmeridž						
	Dogger							
	Lias	jílovce						
	Rét	a břidlice						
Trias	Nor	dachsteinské hlavní vápence dolomit a dolo- opponitzké mity vápence				LŠ		d
	Karn	lunzské vrstvy				LŠ		d
	Ladin	wetersteinské dolomity a vápen- ce						
	Anis							

- 1  2  3  4  5  6 
- 7  8  9  10  11  12 
- 13  14  15  16  17  18 

vané. Podle A. Bielého (1974) by však mohlo jít spíše o pokleslou část sukcese havranického příkrovu odkrytého na Vajarské.

Vyšší příkrovy. — A. Kröll — G. Wessely (1973) vydělují na J od ötscherské jednotky vyšší příkrovy, jejichž existenci zdůvodňují především velkou mocností dachsteinského vápence lagunární facie na struktuře Baumgarten, jakož i skutečností, že tento vápenec se zde nevyskytuje v nadloží pánevnicí fací triasu, ale lagunárně rifového vývoje dolomitu. Vzhledem k tomu, že stejný vývoj se nachází i na Lábu, Malackách a Vysoké, považujeme i my trias těchto oblastí za součást vyšších příkrovů (v pojetí uvedených autorů), jež jsou nasunuty na ötscherskou jednotku.

Nejstarší formací vyšších příkrovů je svrchní trias — karn, zjištěný na vrtbě Láb — 93 ve vývoji tmavošedých až černých jílovců a břidlic lunzských vrstev, jejichž stáří bylo potvrzeno sporomorfním spektrem (E. Planderová in A. Biely et al. 1973).

Vyšší část tvoří souvrství bezfosilních dolomitů, místy vápnitých, jež jsou převážně světle až bělavě šedé, zřídka tmavošedé, s velmi silně omezenými vložkami vápenců a s polohou hrubozrnných pískovců a slepenců na bázi. Byly zjištěny na vrtbě Láb — 93, kde spočívají transgresivně v nadloží jílovců a břidlic lunzských vrstev. Celé toto souvrství, jehož maximální navrtaná mocnost (bez dosažení podloží) byla zjištěna na vrtbě Láb — 90 ve výši 455 m, považujeme za vyšší svrchní trias dachsteinského typu.

Nejvýše leží komplex světle šedých a jen místy až tmavošedých vápenců a dolomitických vápenců, jen ojediněle obsahujících vložky vápnitých dolomitů. V hlubších partiích na vrtbě Láb — 115 přistupují k nim mocné polohy vápenců rudohnědé až fialově hnědě zbarvených. Podle foraminiferové mikrofauny jsou svrchnotriasové (A. Kullmanová in A. Biely et al. l. c.).

Tab. 7. *Přehled stratigrafie a litologie vnitrokarpatkých jednotek a bradlového pásma v podloží neogénu slovenské části vídeňské pánve*

1—11 — litologie: 1 — vápence, 2 — brekciovitě vápence, 3 — dolomity, 4 — brekciovitě dolomity, 5 — anhydrity, 6 — jíly a jílovce (i slínité), 7 — jíly a jílovce (i slínité) s proplásky pískovců, 8 — jílovce a břidlice (i slínité), 9 — jílovce a břidlice s drobnými polohami pískovců, 10 — slepence, 11 — pískovce; 12 — dachsteinské vápence nebo dolomity; 13 — p — pestré vrstvy, f — flyšový vývoj; 14—16 lakšárský šupinovitý systém: 14 — příbradlové šupiny, 15 — lakšárské šupiny, 16 — giesshüblské vrstvy; 17 — bližší zařazení v rámci paleogénu není faunisticky doloženo; 18 — stratigrafické zařazení je pouze alternativní. Označení oblastí: b — bištavská, l — lakšárská vysoká kra, š — šaštínská, z — závodská

Tabelle 7 Übersicht der Stratigraphie und Lithologie der innerkarpatischen Einheiten und der Klippenzone im Untergrund des Neogens des slowakischen Teiles des Wiener Beckens

1—11 — Lithologie: 1 — Kalke, 2 — brekzienartige Kalke, 3 — Dolomite, 4 — brekzienartige Dolomite, 5 — Anhydrite, 6 — Tone und Tonsteine (auch mergelige), 7 — Tone und Tonsteine (auch mergelige) mit Einschaltungen von Sandsteinen, 8 — Tonsteine und Schiefer (auch mergelige), 9 — Tonsteine und Schiefer mit winzigen Lagen von Sandsteinen, 10 — Konglomerate, 11 — Sandsteine, 12 — Dachsteinkalke oder Dolomite, 13 — p — bunte Schichten, f — Flysch-Entwicklung, 14—16 — Schuppensystem von Lakšárska Nová Ves: 14 — klippennahe Schuppen, 15 — Schuppen von Lakšárska Nová Ves, 16 — Giesshübler Schichten, 17 — genauere Eingliederung im Rahmen des Paläogens faunistisch nicht belegt, 18 — stratigraphische Eingliederung nur alternativ. Bezeichnung der Bereiche: b — Bištava, l — Hochscholle von Lakšárska Nová Ves, š — Šaštín, z — Závod

V souhlasu s A. Bielym považujeme je za dachsteinské vápence. V největší mocnosti 1652 m byly navrtány, aniž bylo dosaženo jejich podloží, na vrtbě Láb — 115, přičemž jejich skutečná mocnost zde nepřesahuje 600—700 m.

Bukovská deprese není v daném území bezpečně prokázána. Za její možné pokračování pokládáme, shodně s T. Budayem — E. Menčíkem — V. Špičkou (1967), bezfosilní pestré vrstvy s polymiktními slepenci, navrtané v nejvyšší části na vrtbě LNV — 5.

Bradlové pásmo má ve sledované oblasti stratigrafické rozmezi svrchní jura — svrchní křída. Svrchní jura (kimmeridž — berrias — tithon) byla zjištěna na základě foraminiferové fauny na vrtbě Šaštín — 11 (A. Kullmanová 1968), kde podle jedné z alternativ může jít o šupinu bradlového pásma. K nekomu jsou řazeny vzhledem k výskytu bohaté asociace mikroorganismů (A. Kullmanová in A. Biely et al. 1973) podložní vrstvy z vrtby Štefanov — 51, dále faunisticky neprokázané horniny z vrtby Koválov — 3 a šupina z vrtby Smolinské — 19. Alb byl potvrzen bohatou foraminiferovou asociací na vrtbách Smolinské — 17 a 19 (O. Samuel in A. Biely et al. l. c.) a v odlišném vývoji na vrtbě Kúty — 7 (M. Holzknecht 1973). Podložní formace na vrtbách Bištava — 2 a 3, Štefanov — 1, 140, 205 a Letničie — 1, kde jejich navrtaná mocnost, aniž bylo dosaženo podloží, činí 1252 m, zařazuje M. Holzknecht (l. c.) podle foraminiferových společenstev k senonu, zatímco O. Samuel (in A. Biely et al. 1973) je považuje spíše za paleogén náležející magurskému příkrovu.

Po stránce litologické je svrchní jura až alb ve vývoji karbonátovém, k němuž v albu přistupují slíny, slinovce a břidlice s vložkami pískovců a slepenců. Senon na vrtbách Letničie — 1, Štefanov — 170 a 404 má flyšový vývoj, reprezentovaný šedými až tmavošedými jílovci s proplásky pískovců a s polohami karbonátů v hlubší části. Naproti tomu na vrtbách Bištava — 2, 3 a Štefanov — 1 jde o pestré jíly a jílovce, jež považujeme za púchovské vrstvy bradlového pásma.

Zhodnocení východních geofyzikálních materiálů

Výchozími podklady při zpracování reliéfu neogenního podloží byly odkryté mapy, sestavené podle výsledků mapování a mělkého vrtního průzkumu řadou autorů (T. Buday, I. Čícha, M. Dlabáč, J. Janáček, A. Kocák, M. Kolesník, M. Mořkovský, K. Urban), strukturní mapy na badenský lábský obzor, ložiskové mapy sestavené ČND, n. p., Hodonín, Naftou, n. p., Gbely a hlubinné vrty, které zastihly bázi neogénu.

Z geofyzikálních materiálů měly pro interpretaci největší význam podklady získané gravimetrickým měřením a seizmickými pracemi.

Gravimetrické měření

K posouzení reliéfu neogenního podkladu nám sloužily mapy druhých derivací tíže, vyhotovené podle formule Elkins a Rosenbach pro $s = 1,5$ km, a mapy reziduálních a regionálních anomálií pro $s = 2$ km. Při hodnocení hlubší stavby podloží se přihlíželo k reziduálním a regionálním mapám pro různé poloměry ($r = 4, 6, 8, 10, 12$ km). Výchozí byla mapa úplných Bouguerových anomálií.

Na odvozených mapách pro menší poloměry ($s = 1,5$ a 2 km), vyhotovených v měř. $1 : 50\,000$, jsou zvýrazněné základní strukturní prvky reliéfu podloží, ověřené i reflexní seizmickou.

K inhomogenitám, které diferencují tíhové pole, patří kladná tíhová anomálie v prostoru Gbely, indikující hodonínsko-gbelskou hrást. Významnému tíhovému gradientu, jehož nulová hodnota probíhá v linii Čáry — vrt Lentniče — 1 — Smrdáky, odpovídá průběh vnitřního bradlového pásma s kladnými anomáliemi na SV od vrtu Letniče — 1 a zápornými hodnotami k JZ. Území záporných hodnot je vázáno na kútský příkop. Diferencované kladné tíhové pole s řadou lokálních anomálií mezi Moravským Jánem a Kuklovem, s maximem u Šaštína, je vyvolané mezozoickými horninami chočského příkrovu. Tíhová minima sv. od Šaštína, lemující vnitřní okraj bradlového pásma, odpovídají přibradlovým šupinám. Na lakšárské elevaci souvisí výrazná kladná anomálie vz. směru s průběhem elevačního pásma v prostoru vrtů LNV — 3 až LNV — 7, které je budováno vnitrokarpatskými jednotkami. Výraznou kladnou anomálií se projevuje i elevační pásmo lábské s vrcholem u Plaveckého Štvrtku, tvořená vyššími příkrovovými jednotkami vnitřních Karpat. Tíhovým minimem podél sv. okraje Malých Karpat se projevuje zohorsko-plavecký příkop.

Z příčných systémů je v tíhových mapách dobře indikován levársko-sološnický příkop, omezený na S a J lokálními kladnými anomáliemi, vázanými na vysoké kry příkopu. Zápornými hodnotami se projevuje příčný příkop šajdíkovécký, probíhající sv. od Šaštína.

Na reziduálních mapách pro větší poloměry ($r = 4, 6, 8, 10, 12$ km) se tíhový obraz mění. Některé lokální anomálie s hloubkou zanikají. Zvýrazněné jsou anomálie většího regionálního významu, u kterých se již projevuje tíhový účinek hustotních nehomogenit v předneogenním podloží, kombinovaný patrně s vlivem krystalinického podkladu.

K výrazným kladným anomáliím patří tíhový prvek u Lakšárské Nové Vsi a elevace lábsko-malacká. Nejvýraznější postavení má příčná tíhová anomálie (směru SZ—JV) v prostoru Skalica—Radošovce a kladná anomálie u Gbel. Jelikož magneticky se všechny anomálie projevují negativně, předpokládáme, že nesouvisejí s hustotně těžšími bazickými intruzemi.

Podle tíhových podkladů lze z regionálního hlediska předpokládat v prostoru Lakšárska Nová Ves—Skalica samostatný hluboko založený, patrně krystalinický blok, ohraničený na JZ predisponovaným levársko-sološnickým příkopem, na SZ centrální regionální tíhovou depresí, jejíž osa probíhá od Břeclavi k Uherskému Hradišti, a na SV příčnou kladnou tíhovou zónou skalicko-radošovskou.

Uvedený blok je možno považovat za nejvýraznější předterciérní strukturní prvek, který z hlediska naftové prospekce hlubších sérií může mít značný význam.

Refrakčně seizmické měření

Celopánevní význam má profil 519 R/68, který propojuje vrty Borský Jur — 8 a Láb — 90. V jižní části profilu v prostoru Láb—Malacky je vymezené rychlostní rozhraní s $V_H = 6000$ m/s a v oblasti Závod—Borský Jur s $V_H = 6100$ m/s. V centrální části v prostoru Leváre—Závod v místech příčného levársko-sološ-

nického příkopu je zjištěno mělčí rozhraní s $V_H = 5500\text{--}5600$ m/s, které však patří nehomogenitám ve spodní části neogénu. Hlubší rozhraní s $V_H = 6000$ m/s je v této části profilu nezřetelné. Změna kvality refrakčního rozhraní je podminěna zlomovou tektonikou vymezující příčný příkop. Ostatní profily, odměřené v předchozích letech, indikují stavbu neogenní výplně. Pro charakter podloží nemají podstatný význam.

Reflexně seizmické měření

Při zpracovávání jsme vzali za výchozí profily odměřené metodou společného reflexního bodu (SRB) v letech 1970—1972. Na rozdíl od dřívějších měření, provedených klasickým jednoduchým způsobem, umožňuje měření metodou několikanásobného překrytí spolehlivěji sledovat úložné poměry neogenní výplně, přesnit reliéf neogenního podkladu a přispět k řešení stavby předneogenních jednotek. Ve větší míře se projevuje spojitá korelace časových obrazů fyzikálních rozhraní.

Měření provedené v roce 1970 mělo regionální charakter. Propojeny byly hlubinné vrty, které navrtaly neogenní podloží. Reliéf neogenního podkladu je v seizmických profilech indikován výrazným spojitě korelujícím časovým obrazem. Podle paralelizace se sousedním Rakouskem, zejména s vrtnými výsledky na struktuře Baumgarten a Tallesbrunn, byla v j. části pánve na lábské elevaci vymezena ötscherská jednotka a v prostoru Senica—Závod—Suchohrad naznačen průběh příbradlových šupin. Sledovány byly i tektonické poměry v neogenní výplni a diskordantní vztahy mezi jednotlivými neogenními stupni. Dosažené výsledky byly zpřesněny v dalších letech.

Seizmické práce provedené v roce 1971—1972 doplnily síť profilů z roku 1970 a umožnily sestavit strukturní schéma reliéfu neogenního podloží slovenské části vídeňské pánve a řešit zlomovou tektoniku dna pánve.

Podle výsledků vrtního průzkumu, provedeného jak v naší části pánve, tak i v sousedním Rakousku, a na základě výraznějších spojitě korelujících seizmických rozhraní v časových řezech byly v podloží pánve vymezeny vnitrokarpatské jednotky a naznačen jejich průběh.

Metodika měření a zpracování seizmických profilů

Měření bylo prováděno metodou společného reflexního bodu systémem šesti- a dvanásobného překrytí, se středovým uspořádáním odpalovacích bodů.

Záznamy naměřené v roce 1970 byly zpracovány na analogové seizmické centrále podniku OKGT Budapest, zatímco ty, jež byly odměřeny v letech 1971 a 1972, byly vyhodnoceny na seizmické digitální centrále EMR 6070 řady ADVANCE 6000 v n. p. Geofyzika, Brno. Výsledkem zpracování byly časové řezy vyhotovené v několika variantách, s nižší a vyšší filtrací, a některé v alternativě s dekonvolucí před součtem a po součtu. V poslední době se přikročilo k migraci seizmických vln. Migrované časové řezy prezentují skutečnou polohu odrážejících elementů. Při zpracování se použilo standardního souboru seizmických programů (demultiplexáž, statické korekce, analýza rychlostí, kinematické korekce, sumace, časově proměnná filtrace, ojediněle analýza reziduálních statických korekcí a dekonvoluce před součtem a po součtu).

Ukázalo se, že časově proměnná dekonvoluce po součtu je spolu s časově proměnnou nižší a vyšší filtrací relativně dobrým přínosem a poskytuje kompletnější obraz o geologicko-geofyzikálních poměrech na profilu. Zejména odrazy od podloží neogénu z hlubokých částí pánve lze spolehlivěji posuzovat na verzi s časově proměnnou nižší filtrací, kde reálným reflexům na vyšších časech odpovídají obvykle horizonty z několika fázemi. Obdobně lze posuzovat i časové odrazy od fyzikálních rozhraní, nalézající se uvnitř podložních jednotek. Varianta s časově proměnnou vyšší filtrací charakterizuje spolehlivěji reálné odrážející elementy na nižších časech, které prezentují úložné poměry neogenní výplně v menších hloubkách. Verze s dekonvolucí umožňuje diferencovat odrážející horizont v závislosti na litofaciálních změnách.

Při zpracování jsme věnovali největší pozornost reflexům od neogenního podloží. Podle korelace konfrontované s vrtními pracemi se podloží neogénu projevuje časovým odrazem s několika fázemi a výrazněji na verzi s časově proměnnou nižší filtrací. Interpretace reliéfu neogenního podloží byla prováděna na první fázi, popřípadě na některou vyšší fázi, která se projevuje spojitou korelací. Problematické bylo vymezit průběh povrchu podloží v místech mnohofázových reflexů, kde se uplatňoval i účinek bazálního neogenního souvrství tvořeného zejména slepenci. V takovém případě jsme rozhraní neogén — podloží posuzovali podle nejvýraznější fáze. Spojitá korelace časových obrazů byla mnohdy zastřena poruchovým vlnovým obrazem. Patří sem hlavně vlny difragované, refragované a násobné reflexy. Nejhojněji jsou zastoupeny difrakce, které vznikají jednak od nerovného rozhraní, v našem případě silně členitého reliéfu podloží, a jednak, což je nejběžnější případ, v místech, kde jsou odrážející horizonty porušeny zlomy, popřípadě v místech, kde dochází k ostrým litofaciálním změnám. Jak bylo pozorováno (A. Kocák — S. Mayer in O. Jakeš et al. 1971), šíří se refragované vlny (tj. odražené lomené vlny) buď po zlomové ploše a zpětně se odrážejí od ostrého fyzikálního rozhraní na pokleslé kře, nebo po relativně rovném fyzikálním rozhraní, jakým může lokálně být báze neogénu, a odrážejí se od zlomové plochy, která toto rozhraní porušuje. Nejméně hojné jsou násobné reflexy, které na rozdíl od jiných neregulérních vln jsou při sumování metodou společného reflexního bodu silně potlačeny. Analýza hodochron seizmických vln ukazuje, že relativně rovný reliéf neogenního podkladu se projevuje reálnými vícefázovými reflexy, kdežto silně členitý, tektonicky namožený povrch podloží vytváří řadu difragovaných vln. Jejich hodochrony mají tvar hyperbol a průběhu neogenního podloží odpovídá tečna k těmto hyperbolám.

Podle charakteru reflexů v časovém řezu můžeme usuzovat na kvalitu rozhraní a přispět k řešení zlomové stavby. Ukazuje se, že spojitě korelujícími reflexními horizonty se projevuje povrch podloží relativně horizontálně uložený. Ve vídeňské pánvi je to oblast Závod—Borský Jur, Gajary—Suchohrad a lokální oblasti v místech flyšového podloží. Převahou difrakcí se charakterizuje reliéf podloží v elevačních pásmech a zejména jejich svahy, které jsou narušeny mnohdy nevýraznou zlomovou tektonikou. Patří sem lábsko-lakšárská elevační zóna, štefanovská elevace a povrch bradlového pásma.

Zlomové linie byly lokalizovány na základě vrtního a povrchového geologického průzkumu, prováděného mělkými cf-vrty a hlubokými vrty, zaměřenými na sledování badenského lábského obzoru a na naftové geologický průzkum podloží. Dále byly situovány podle známých příznaků zejména anomálního

úklonu dohochron v blízkosti zlomů, vymizení reflexů pod zlomovou plochou a podle systému bodochron difragovaných vln.

Aby bylo možno co nejpřesněji zpracovat naměřené údaje a provést spolehlivou hloubkovou interpretaci časových řezů, je potřeba znát rychlosti šíření seizmických vln v daném prostředí. Podkladem k rychlostní analýze byla seizmokarotážní měření hlubinných vrtů. Podle získaných výsledků a geologické stavby pánve bylo zájmové území rozděleno na 7 rychlostních oblastí, mezi nimiž byla vymezena přechodová pásma. Pro neogenní výplň byly stanoveny následující vrstevní rychlosti: pliocén 1950 m/s, sarmat 2450 m/s, baden 2700—3300 m/s, karpát 3000—3500 m/s, ottang — eggenburg 3500—4000 m/s. Pro paleogén a svrchní křídou příbradlových šupin je určena vrstevní rychlost 5000—5500 m/s, pro vnitrokarpatské mezozoikum 6000 m/s, pro flyšové pásmo 4000 m/s a pro bradlové pásmo 4500 m/s. Je pochopitelné, že existují odchylky od těchto hodnot, které jsou závislé na hloubce uložení daného stratigrafického stupně. Rychlostní model byl sestaven podle seizmokarotáží z 27 vrtů a přihlíželo se i k výsledkům měření v Rakousku, kde byly provrtány větší intervaly neogenního podloží.

Všechny časové řezy byly vztaženy na srovnávací rovinu + 200 m n. m. a základní rychlost při zpracování byla podle dosavadních zkušeností zvolena 1800 m/s. Nejdůležitějším momentem při interpretaci časových řezů je zanesení vrtně ověřených stratigrafických a jiných geologických hloubkových údajů do časové varianty řezu. Vychází se přitom z definovaných rychlostních zákonitostí, podle kterých se určí hloubkovým hodnotám příslušný časový údaj. Komplikovanější je situace v případě více ukloněného rozhraní. Normálový dopad paprsků na rozhraní se ve standardním časovém řezu promítá svisle a tak dochází ke specifickým průmětům časových obrazů. Proto v případě složitější geologické stavby je třeba standardní časové řezy transformovat do hloubkové formy, která lépe prezentuje úložné poměry. V poslední době plní tuto úlohu migrované časové řezy, z kterých je pak potřebné zkonstruovat hloubkový normálový řez. Abychom získali plošnou představu o průběhu zkoumaného horizontu, je nutné provést vzájemné navázání křížujících se profilů s ohledem na hloubku nebo čas příslušného horizontu. Vzájemné navázání standardních časových řezů migrovaných a hloubkových normálových řezů je specifické a řídí se průběhem paprsků prostředím a konstrukcí jednotlivých variant řezu.

Geologická interpretace časových řezů

Ve vídeňské pánvi byla odměřena metodou SRB regionální síť profilů, která byla zahuštěna jen v elevačních oblastech laskáské a lábsko-malacké. Profily byly orientovány, vzhledem k průběhu základních tektonických jednotek, ve směru SV a SZ. Situovány byly tak, aby propojily co největší počet hlubinných vrtů.

Charakter stavby a úložných poměrů možno ilustrovat na seizmických profilech 528/70, 531/70, 545/71, 557 A/72, 581/71 a 563/72.

Profil 528/70 (obr. 1)

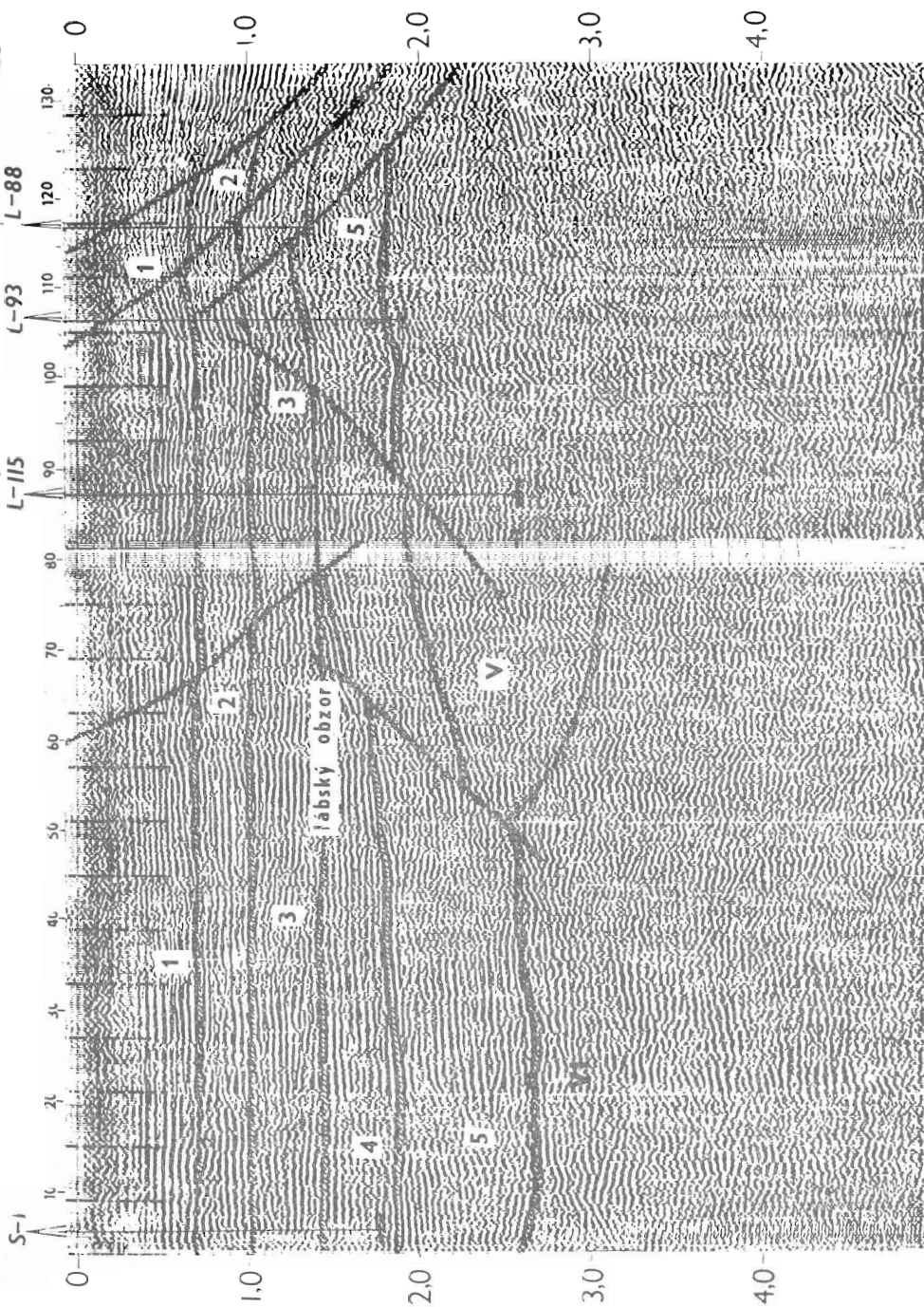
Propojuje vrt Suchohrad-1 s řadou vrtů na lábské struktuře, z nichž neogenního podloží dosáhly vrty Láb-115 a 93. Profil je orientován od ZSZ k VJV. Probíhá v příčném směru přes neogenní jednotky. Na západě je to suchohrad-

Zohor. příkop

Lábska elevace

WNW

ESE



ská deprese a lábská elevace, na východě zohorsko-plavecký příkop. Z neogen-ních zlomů, které diferencují podloží, jsou to poruchy omezující příčnou lábskou hrást na Z a systém lábských zlomů vyčleňující zohorsko-plavecký příkop. In-tenzivními difragovanými vlnami se projevují lábské zlomy. Báze neogénu je doprovázena výraznějšími reflexy. Ve vrcholové části lábské struktury jsou podle výsledků v sousedním Rakousku a z vrtu Láb-115 interpretovány vyšší příkrovové jednotky vnitřních Karpat, které jsou nasunuty na ötscherský příkrov. Násunová plocha je charakterizována krátkými úseky spojitě korelo-vatelných hodochron.

Profil 531/70 (obr. 2)

Je orientován ve směru SZ—JV. Probíhá přes štefanovskou elevaci a ková-lovský příkop. Propojuje vrty Štefanov-205, Letničie-1, Bištava-3 a Koválov-4.

Území, přes které probíhá, je velmi dislokované a má složitou stavbu. Z pod-ložních jednotek je zastoupen v sz. části magurský flyš, a to jednotkou bělo-karpatskou, vnitřní bradlové pásmo, příbradlové šupiny a na JV vnitrokar-patské jednotky.

Z neogenních poruch, které zasahují do předneogenního podloží, jsou to hlavně zlomy omezující bradlové pásmo. Na severozápadě jde o jánský zlom a na JV o farskou poruchu, dále o zlom šaštínský a koválovský.

Reliéf podloží neogénu budovaný magurským flyšem je spolehlivě indikován souvislým horizontem. Na složitost vnitřní stavby lze usuzovat z krátkých úseků časových obrazů. Narušení vnitřní stavby v blízkosti bradlového pásma sérií dílčích přesunů je v časovém řezu charakterizováno časovými obrazy korelujících rozhraní, směrově shodných se sz. vergencí bradlového pásma.

Bradlové pásmo se jeví jako výrazný morfologický prvek. Je seizmicky ne-gativní. Na jeho vnitřním předpolí je možno pozorovat, jak naznačuje profil, vztyčení struktury vnitrokarpatských jednotek. Podle výsledků vrtních prací lze uvažovat o zešupinatění stavby bradlového pásma. Předpokládáme, že při formování jeho stavebního stylu došlo k tektonickému namožení čel vnitro-karpatských příkrovů.



Obr. 1. Reflexně seizmický profil 528/70 (časová verze)

1 — pliocén; 2 — sarmat; 3 — vyšší baden; 4 — spodní baden; 5 — karpat; V — vyšší vnitrokarpatské příkrovy; VI — ötscherský příkrov; 10, 20—130 hektametry; 0,0, 1,0—4,0 časový údaj v s. Označení hlubinných vrtů: S — Suchohrad, L — Láb

Abb. 1. Seismisches Reflexionsprofil 528/70 (Zeit-Version)

1 — Pliozän, 2 — Sarmat, 3 — oberes Baden, 4 — unteres Baden, 5 — Karpat, V — höhere innerkarpatische Decken, VI — Ötscher-Decke, 10, 20—130 Hektameter, 0,0, 1,0—4,0 Zeitangabe in Sek. Bezeichnung der Tiefbohrungen: S — Suchohrad, L — Láb



Obr. 2. Reflexně seizmický profil 531/70 (migrovaná časová verze)

II — bělokarpatská jednotka magurského flyše; III — příbradlové šupiny; V — vnitrokarpatské příkrovové jednotky; VI — vnitřní bradlové pásmo; 10, 20—170 hekta-metry; 0,0, 1,0—4,0 časový údaj v s. Označení hlubinných vrtů: Št — Štefanov, L — Letničie, Bi — Bištava, Ko — Koválov

Abb. 2. Seismisches Reflexionsprofil 531/70 (migrierte Zeit-Version)

II — Weisse Karpaten-Einheit des Magura-Flysches, III — klippennahe Schuppen, V — innerkarpatische Decken-Einheiten, VI — innere Klippenzone, 10, 20—170 Hek-tameter, 0,0, 1,0—4,0 Zeitangabe in Sek. Bezeichnung der Tiefbohrungen: Št — Štefanov, L — Letničie, Bi — Bištava, Ko — Koválov

Štefanovská elevace

Kovalovský příkop

NW

SE

Št-105

Bi-3

Ko-4

0

10

20

30

40

50

60

70

80

90

100

110

120

130

140

150

160

170

180

190

200

210

220

230

240

250

260

270

280

290

300

310

320

330

340

350

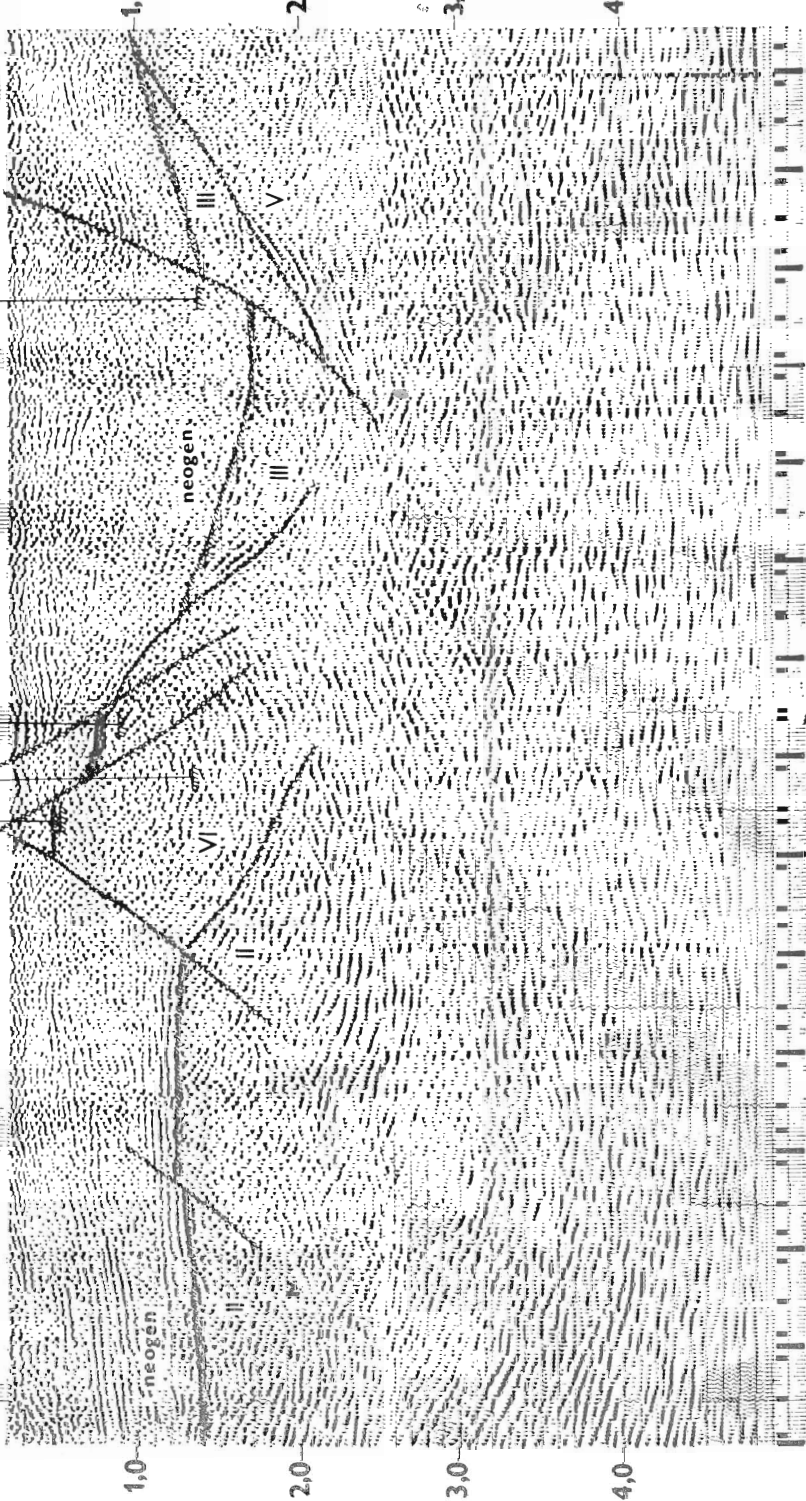
360

370

380

390

400



Suchohradská deprese



S

S-1

N

0 10 20 30 40 50 60 68.65°

1

2

3

lábský obzor

4

5

5

V

V

1.0

1.0

2.0

2.0

3.0

3.0

4.0

4.0

5.0

5.0

V prostoru koválovského příkopu je báze neogénu budována příbradlovými šupinami; její sedimenty překrývají vnitrokarpatské příkrovy a vyklíňují jak k SZ, tak i k JV. Kontakt s vnitrokarpatskými jednotkami je seizmicky indikován krátkými horizonty jak v nejhlubší části, tak i na vysoké laskšárské kře. Vnitrokarpatské jednotky, vzhledem k složitým seizmogeologickým podmínkám, jsou bez zřetelných indikací.

Profil 545/71 (obr. 3)

Prochází přes vrt Suchohrad-1 a je orientován od S k J. Z neogenních jednotek je v s. části zastoupena suchohradská deprese. V jižní části probíhá profil přes vrcholovou partii struktury Záhorská Ves, která je od depresní zóny oddělena suchohradským zlomem. Porucha vyznívá ve spodním badenu, narušuje již středně badenský lábský obzor. V seizmickém řezu se projevuje výraznou sérií difragovaných vln. Podloží neogénu, jež je budováno ötscherskou jednotkou, se projevuje intenzivnějšími reflexy.

Profil 557 A/72 (obr. 4)

Probíhá v příčném směru přes kútský příkop a šaštínsko-závodské elevační pásmo. Neogén se vyznačuje řadou spojitě korelujících horizontů, z nichž k nejvýraznějším patří lábský obzor. Kútský příkop je od šaštínsko-závodské elevace oddělen jánským zlomem, který je indikován sérií difragovaných vln. Báze neogénu se zřetelně projevuje souvislými několikařazovými reflexy. Na vyšších časech (3,9 s) je vymezen přerušovaný vícefázový horizont, který srovnáváme s povrchem magurského flyše, popřípadě krystalinika, přičemž nelze vyloučit ani vnitrokarpatské autochtonní formace. V podloží neogénu je vymezeno na SZ vnitřní bradlové pásmo, jehož kontakt s chočskou jednotkou se projevuje spojitým reflexním horizontem. V jihovýchodní části je vymezené pásmo příbradlových šupin.



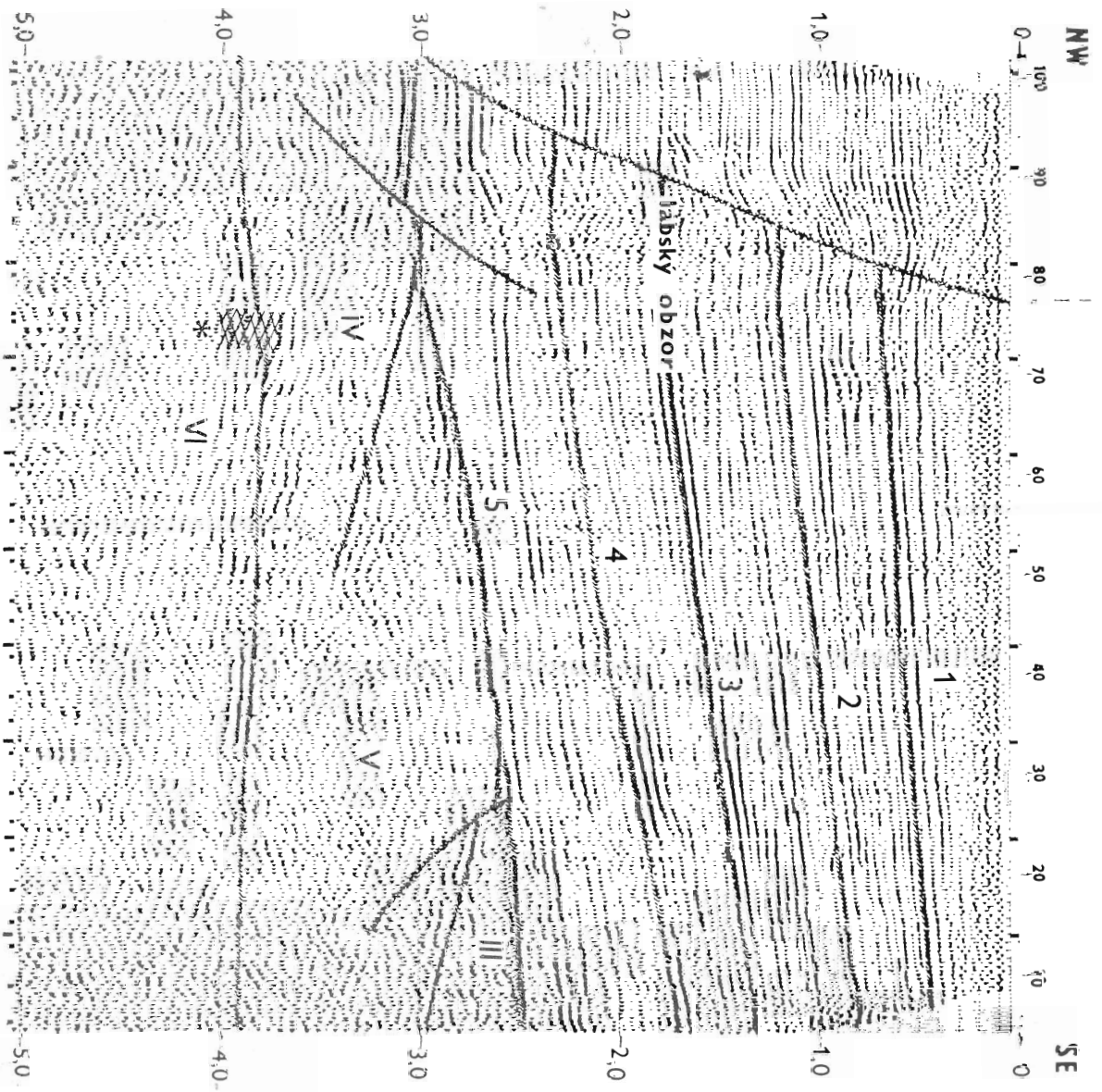
Obr. 3. Reflexně seizmický profil 545/71 (časová verze)
1 — pliocén; 2 — sarmat; 3 — vyšší baden; 4 — spodní baden; 5 — karpát; V — ötscherský příkrov; 10, 20—6885 hektametry; 0,0, 1,0—5,0 časový údaj v s. Označení hlubinných vrstev: S — Suchohrad

Abb. 3. Seismisches Reflexionsprofil 545/71 (Zeit-Version)
1 — Pliozän, 2 — Sarmat, 3 — oberes Baden, 4 — unteres Baden, 5 — Karpat, V — Ötscher-Decke, 10, 20—8865 Hektameter, 0,0, 1,0—5,0 Zeitangabe in Sek. Bezeichnung der Tiefbohrungen: S — Suchohrad



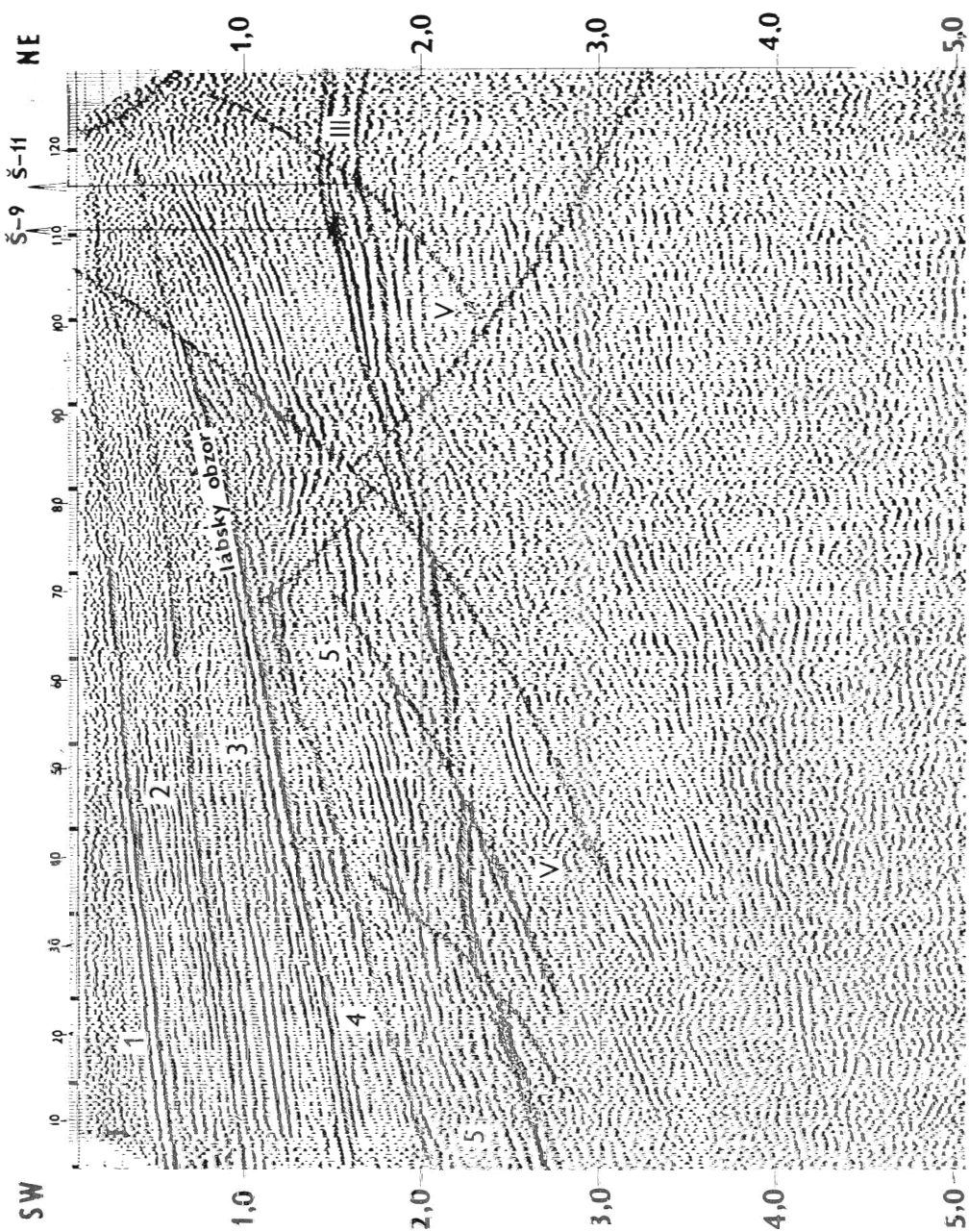
Obr. 4. Reflexně seizmický profil 557A/72 (časová verze)
1 — pliocén; 2 — sarmat; 3 — vyšší baden; 4 — spodní baden; 5 — karpát; III — příbradlové šupiny; IV — vnitřní bradlové pásmo; V — vnitrokarpatské příkrovové jednotky; VI — magurský flyš, popřípadě krystalinikum, vyloučit nelze ani vnitrokarpatské autochtonní formace; * — předpokládaná poruchová zóna; 10, 20—100 hektametry; 0,0, 1,0—5,0 časový údaj v s.

Abb. 4. Seismisches Reflexionsprofil 557A/72 (Zeit-Version)
1 — Pliozän, 2 — Sarmat, 3 — oberes Baden, 4 — unteres Baden, 5 — Karpat, III — Klippennahe Schuppen IV — innere Klippenzone, V — innerkarpatische Deckeneinheiten, VI — Magura-Flysch, gegebenenfalls Kristallin, auch innerkarpatische autochthone Formationen können nicht ausgeschlossen werden, * — vorausgesetzte Störungszone, 10, 20—100 Hektameter, 0,0, 1,0—5,0 Zeitangabe in Sek.



Čaršký příkop

Šaštin. elevace



Profil 561/71 (obr. 5)

Probíhá v podélném směru přes šaštínsko-závodské elevační pásmo. Prochází blízko vrtů Šaštín-9 a 11. V neogenní výplni je velmi zřetelný horizont, odpovídající lábskému obzoru. Spojitá korelace reflexů dokazuje, že v tomto prostoru nelze předpokládat zlomovou tektoniku. Profil na SV prochází šaštínskou elevací a v příčném směru protíná čarský příkop. Zlomové vymezení neporušují lábský obzor a patří k předstředné badenské tektonice. V časovém řezu se projevují přerušením spojitě korelace časových obrazů a difragovanými vlnami.

Báze neogénu je tvořena v sv. části příbradlovými šupinami, které se projevují zřetelným souborem reflexů.

V jihozápadní části profilu je podloží neogénu budované mezozoikem chočského příkrovu a projevuje se souvislým pásmem vícefázových časových obrazů. Reflexy na vyšších časech (2,5—3,5 s) považujeme za odrazy od bradlového pásma, které probíhá paralelně s profilem.

Profil 563/72 (obr. 6)

Je situován v sv. části pánve. Probíhá od SZ přes vrt Bresty-1, štefanovskou elevaci k JV do koválovského příkopu. Báze neogénu se projevuje intenzívními časovými obrazy, jejich porušená souvislost je způsobena zlomovou tektonikou. Štefanovská elevace je omezena na SZ jánským a na JV farským zlomovým systémem, který ji odděluje od koválovského příkopu. V prostoru profilu je budována bradlovým pásmem s vergencí k SZ. Na jeho vnitřní straně je možno pozorovat zónu vztyčených struktur vnitrokarpatských jednotek. Flyšové pásmo, které sz. od bradlového pásma tvoří podklad neogenních sedimentů, se nevyznačuje souvislými reflexy. Krátké úseky vícefázových horizontů lokálně usměrněných v prostoru bradlového pásma, shodně s jeho vergencí, indikují spíše násunové plochy dílčích flyšových jednotek než jejich vrstevní stavbu. Horizont na čase 3,2—4,5 s s několikafázovým obrazem je vyvolán fyzikálním rozhraním odpovídajícím buď podflyšovému autochtonnímu komplexu jv. svahů

Obr. 5. Reflexně seizmický profil 561/71 (časová verze)

1 — pliocén; 2 — sarmat; 3 — vyšší baden; 4 — spodní baden; 5 — karpat; III — příbradlové šupiny; V — chočský příkrov; 10, 20—120 hektametry; 0,0, 1,0—5,0 časový údaj v s. Označení hlubinných vrtů: Š — Šaštín

Abb. 5. Seismisches Reflexionsprofil 561/71 (Zeit-Version)

1 — Pliozän, 2 — Sarmat, 3 — oberes Baden, 4 — unteres Baden, 5 — Karpat, III — klippennahe Schuppen, V — Choč-Decke, 10, 20—120 Hektameter, 0,0, 1,0—5,0 Zeitangabe in Sek. Bezeichnung der Tiefbohrungen: Š — Šaštín

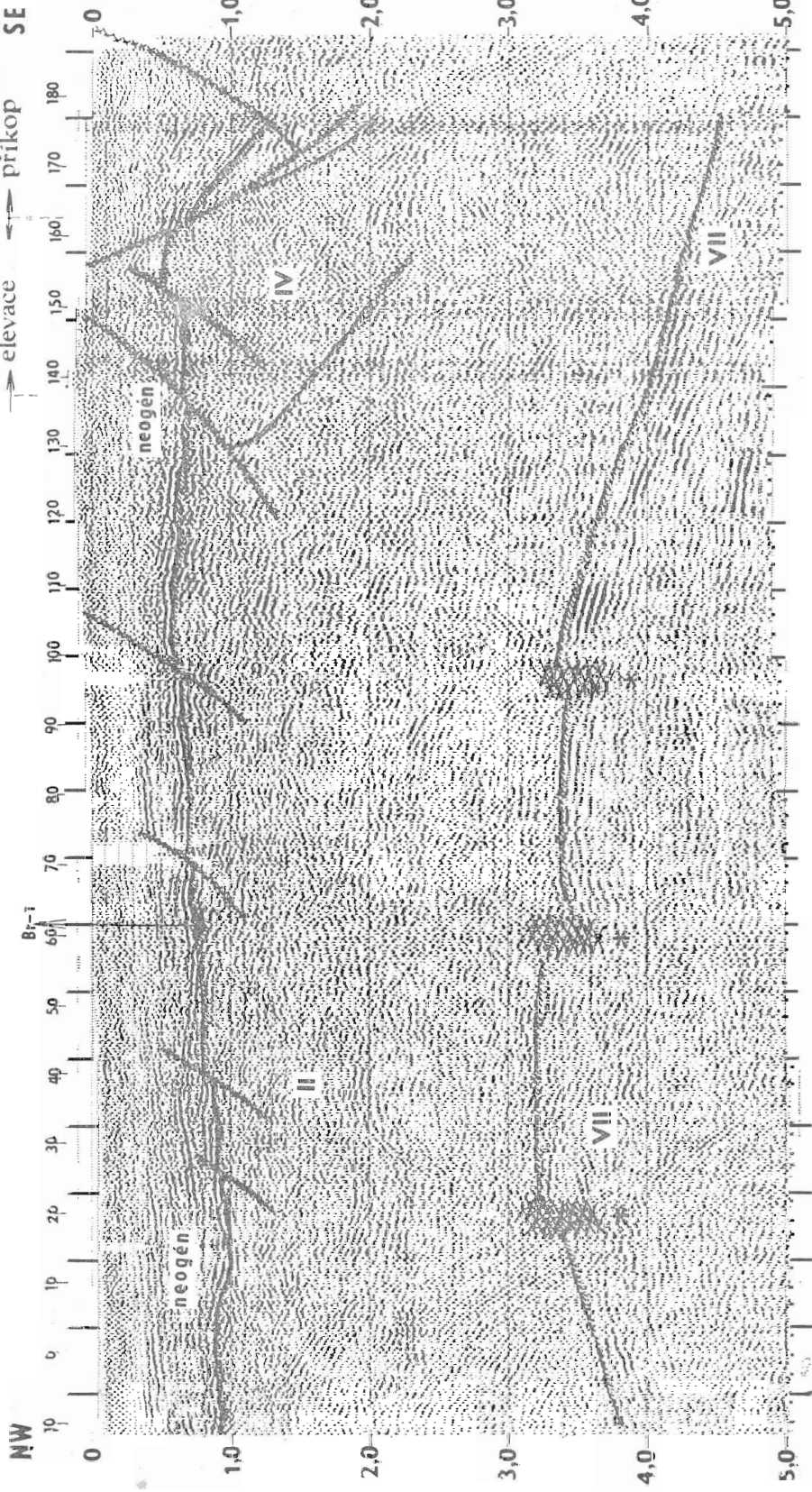
Obr. 6. Reflexně seizmický profil 563/72 (časová verze)

II — magurský flyš; IV — vnitřní bradlové pásmo, VII — podflyšový autochtonní komplex jv. svahů Českého masívu nebo vnitrokarpatské formace, popřípadě krystalinikum; * — předpokládané poruchové zóny; 10, 20—180 hektametry; 0,0, 1,0—5,0 časový údaj v s. Označení hlubinných vrtů: Br — Bresty

Abb. 6. Seismisches Reflexionsprofil 563/72 (Zeit-Version)

II — Magura-Flysch, IV — innere Klippenzone, VII — unter dem Flysch liegender autochthoner Komplex der SO-Hänge der Böhmisches Masse oder innerkarpatische Formationen, gegebenenfalls Kristallin, * — vorausgesetzte Störungszonen, 10, 20—180 Hektameter, 0,0, 1,0—5,0 Zeitangabe in Sek. Bezeichnung der Tiefbohrungen: Br — Bresty

Štefanovská Kovalovský
 elevation příkop SE



Českého masívu, nebo vnitrokapatským formacím, popřípadě krystaliniku. Má charakter elevačního vyklenutí, porušeného ve vrcholové části systémem dislokací.

Stavba předneogenního podloží

V této části práce jsme řešili všechny dílčí problémy, jež se týkají stavby předneogenního podkladu dané oblasti, s výjimkou hlubších partií bradlového pásma a předpokládaného autochtonního podloží, u nichž to stávající poznatky neumožnily.

Charakter stavby

Na severozápadě zájmového území (příl. 1) se nachází magurský flyš s dílčí jednotkou račanskou a bělokarpackou, jenž je lemován na JV vnitřním bradlovým pásmem. Ve vnitřních Karpatech jsme vydělili v podloží neogénu slovenské části vídeňské pánve jednotky krížňanskou nebo manínskou, chočskou, lakšárský šupinovitý systém, ötscherskou a vyšší.

Přítomnost krížňanské nebo manínské jednotky předpokládá A. Biely et al. (1973) v příbradlovém pásmu na vrtbě Smolinské-14, kde její nadloží tvoří neogén vídeňské pánve. V ostatních částech příbradlové zóny, stejně jako ve směru k JV, usuzujeme shodně s M. Maheľem (in M. Dlača et al. 1968), že krížňanská jednotka tvoří podloží chočskému příkrovu. Nelze ovšem přitom vyloučit, že lokálně mohla být vymáčkuta nasunujícím se chočským příkrovem.

Chočský příkrov jsme zjistili v oblasti lakšárské, šaštínské a Borského Juru. S výjimkou posledního z těchto území a vrtů Šaštín-9, 11, kde jeho nadloží tvoří přímo neogén, uvažujeme, že je zakryt horninami lakšárského šupinovitého systému a v j. části též ötscherským a vyššími příkrovy.

Jak vyplývá z interpretace seizmických profilů, je chočský příkrov mírně nasunut ve směru k SZ na bradlové pásmo. V místech, kde je na chočskou jednotku a lakšárský šupinovitý systém, reprezentovaný zde paleogénem giesshüblských vrstev, nasunut ötscherský příkrov, předpokládáme prudký úpad styčné plochy chočského příkrovu ve směru k J a JV.

Pokud jde o velikosti úklonu vrstev chočské jednotky, pohybují se v lunzských vrstvách na vrtbě LNV-7 v rozmezí 60–90°. Teprve od hloubky 4175 m níže se zmenšují až na hodnoty 18–28°, s ojedinělými výkyvy do 60°. V hlavním dolomitu a opoponitzkých vápencích v podloží lunzských vrstev převládají vrstevní úklony podle stratametrického měření i poznatků z jader od hloubky 5200 m níže v rozmezí 70–80°, zatímco jejich hodnoty od 50 do 70 a od 80 do 90° se vyskytují jen ojediněle. Rovněž v nejhlubších částech vrtby LNV-2 byl zaznamenán úklon vrstev až 80°. Stejně úklony byly zjištěny i v lunzských vrstvách na vrtbě Šaštín-10.

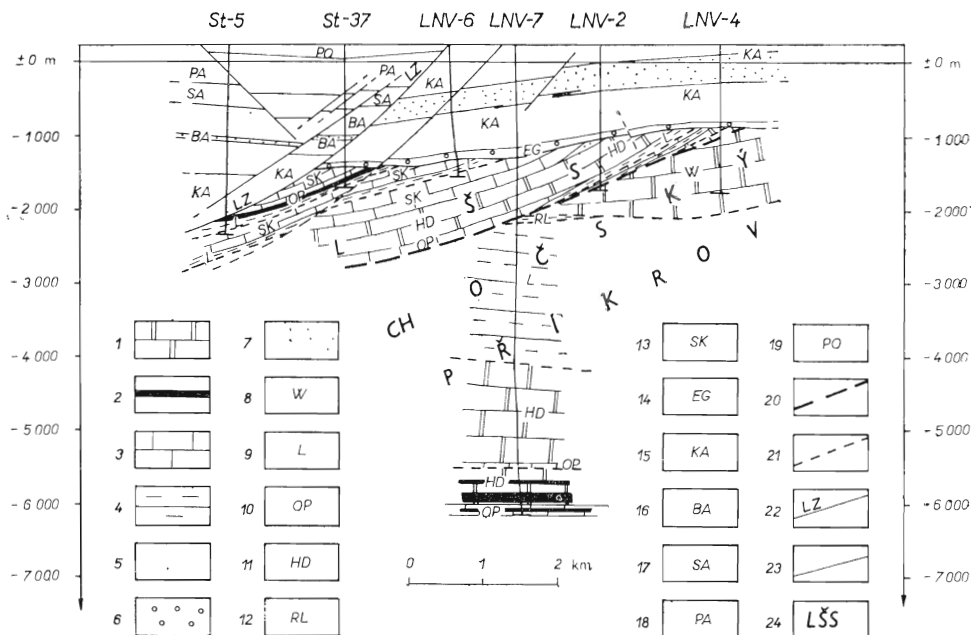
O směrech vrstevních úklonů jsme získali poznatky pouze ze stratametrického měření na vrtbě LNV-7, a to z intervalu 5200–6405 m. Do hloubky 5760 m mají úklony převládající směr k JV, zatímco odtud do hloubky 6300 m jsou vrstvy ukloněny k SZ až S a v posledních sto metrech k SSV.

Horniny chočského příkrovu jsou porušeny četnými puklinami, jež mají různé směry a úklony až 90°. Značná část těchto puklin má kalcitovou výplň,

s mocností až 2, popřípadě 3 cm. Jílovitá výplň puklin je poměrně řidší. Rovněž její maximální mocnosti nepřesahují zpravidla několik milimetrů. V hlavním dolomitu na vrtbě LNV-7 se vyskytují, od hloubky 5500 m níže, dva puklinové systémy. Zatímco v jednom z nich se pohybují úklony puklin v rozmezí 0–20°, dosahují ve druhém 50–90°.

ZJZ(WSW)

VSV(ENE)



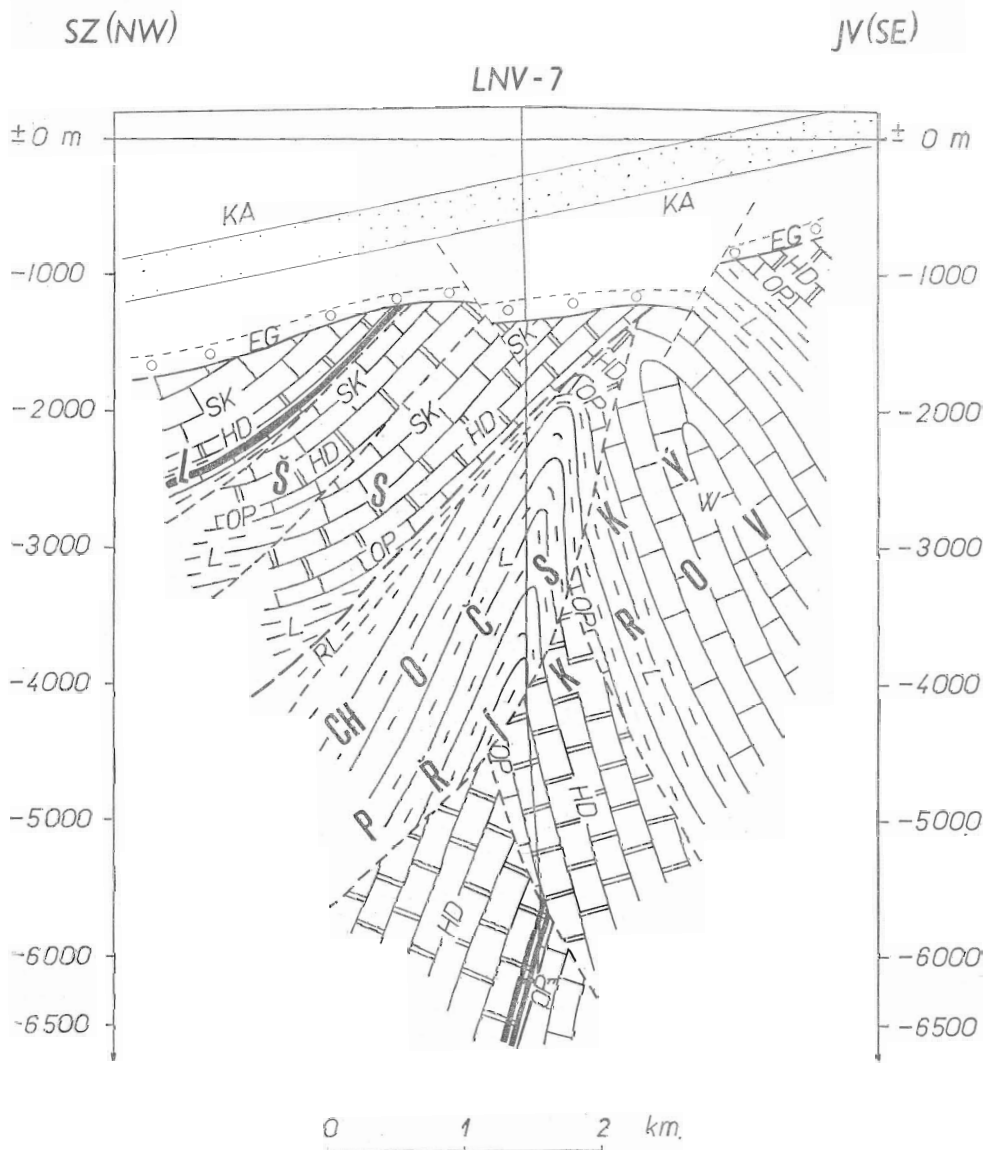
Obr. 7. Podélný geologický profil (I) lakšárskou vysokou krou

1–7 — litologie: 1 — dolomity, 2 — anhydrity, 3 — vápence, 4 — jílovce a břidlice, 5 — pískovce, 6 — slepence, 7 — písky; 8–13 — vnitrokarpatské jednotky: 8 — wettersteinské vrstvy středního triasu, 9 — lunzské vrstvy karnu, 10 — opponitzké vrstvy vyššího karnu, 11 — hlavní dolomit noru, 12 — rhaet-lias, 13 — svrchní křída; 14–19 — neogén: 14 — eggenburg, 15 — karpat, 16 — baden, 17 — sarmat, 18 — pannon, 19 — pont; 20 — násunová plocha lakšárského šupinovitého systému; 21 — přesunové plochy dílčích šupin; 22 — lakšárský zlom; 23 — další zlomy; 24 — lakšárský šupinovitý systém. Označení hlubinných vrtů: LNV — Lakšárska Nová Ves, St — Studienka

Abb. 7. Geologisches Längsprofil (I) der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves

1–7 — Lithologie: 1 — Dolomite, 2 — Anhydrite, 3 — Kalke, 4 — Tonsteine und Schiefer, 5 — Sandsteine, 6 — Konglomerate, 7 — Sande, 8–13 — innerkarpatische Einheiten: 8 — Wettersteinschichten der mittleren Trias, 9 — Lunzer Schichten des Karns, 10 — Opponitzer Schichten des oberen Karns, 11 — Hauptdolomit des Nors, 12 — Rät-Lias, 13 — obere Kreide, 14–19 Neogen: 14 — Eggenburg, 15 — Karpat, 16 — Baden, 17 — Sarmat, 18 — Pannon, 19 — Pont, 20 — Aufschiebungsfläche des Schuppensystems von Lakšárska Nová Ves, 21 — Überschiebungsflächen der Teilschuppen, 22 — Bruch von Lakšárska Nová Ves, 23 — weitere Brüche, 24 — Schuppensystem von Lakšárska Nová Ves. Bezeichnung der Tiefbohrungen: LNV — Lakšárska Nová Ves, St — Studienka

Vnitřní stavba chočského příkrovu na lakšárské vysoké kře je v prostoru, kde byly odvrtány hlubinné vrtby, šupinovitá (obr. 7 a 8). Na vrtbě LNV-7



Obr. 8. Schematický příčný geologický profil (II) lakšárskou vysokou krou. sestavený za pomoci poznatků získaných z migrovaných reflexně seismických profilů (SRB). Vysvětlivky viz obr. 7

Abb. 8. Schematisches geologisches Querprofil (II) der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves zusammengestellt nach Erkenntnissen aus migrierten seismischen Reflexionsprofilen (CDP). Erläuterungen wie bei Abb. 7.

považujeme za dílčí šupiny jílovce a břidlice rhaetu — liasu, jež zde leží v přímém nadloží lunzských vrstev, a dále komplex těchto vrstev, spočívající na horninách hlavního dolomitu a oddělený od nich poruchovým pásmem tvořeným tektonickou brekcií. V nejhlubších částech vrtby LNV-7 jsme vydělili dvě šupiny, jejichž hranice se nachází v hloubce 5760 m. Podkladem pro toto tektonické dělení jsou především již uvedené rozdílné směry vrstevních úklonů, zjištěné stratametrickým měřením. Ve svrchní šupině vydělujeme na základě toho horniny hlavního dolomitu s opponitzkými vápenci v nejhlubší části, jež jsou přesunuty přes hlavní dolomit, a podložní opponitzké vápence spodní šupiny. Z dalších důkazů, jež zde podporují existenci dvou šupin, je přítomnost anhydritových poloh ve spodní a naopak jejich absence ve svrchní šupině, jakož i kavernóznost hornin svrchní šupiny, jež končí v souhlasu s její spodní hranicí.

U hlubších šupin lze počítat (obr. 8), s přihlédnutím k reflexně seizmickým profilům (SRB), s vergencí k SZ—S. Naproti tomu vyšší šupiny, tvořené lunzskými vrstvami a jílovci a břidlicemi rhaetu — liasu, mohou mít opačnou orientaci s vergencí k JV. Vnitřní stavba šupin může přitom být buď monoklinální, nebo vrásová.

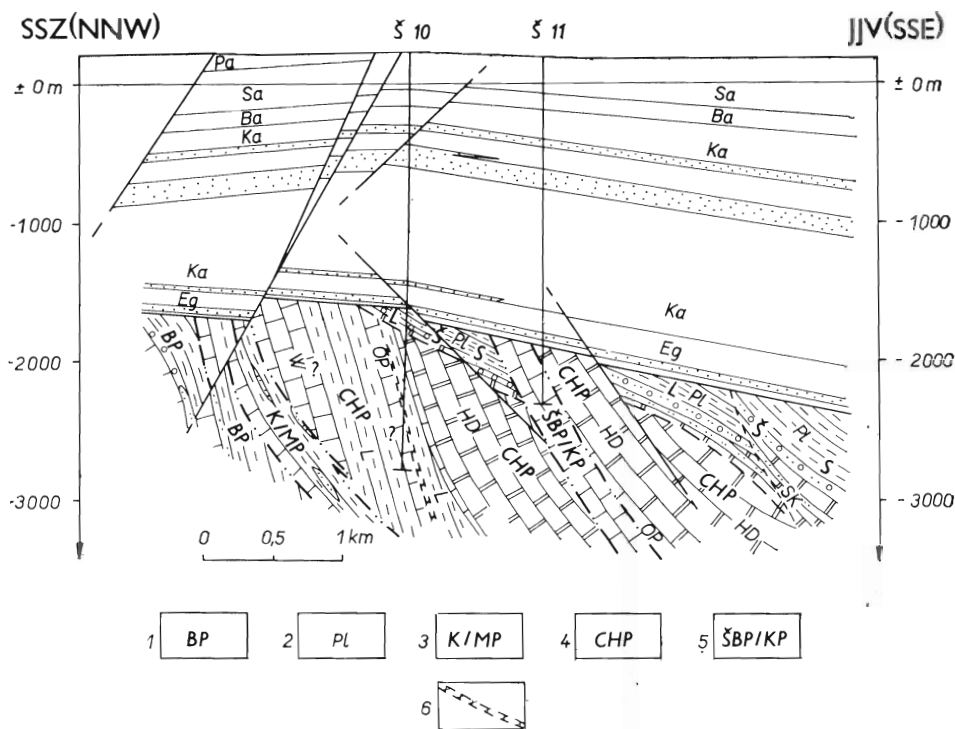
V šaštínské oblasti (obr. 9) vydělujeme na vrtbě Šaštín-10 dvě šupiny, z nichž svrchní, tvořená lunzskými vrstvami s opponitzkými vápenci a hlavním dolomitem v jejich nadloží, je přesmyknuta přes spodní šupinu, v níž se nacházejí opponitzké vrstvy nebo střední trias. Mezi oběma šupinami se vyskytuje poruchové pásmo, v němž předpokládáme vzájemné prohnětení lunzských vrstev s horninami spodní šupiny, včetně hlavního dolomitu.

Chočský příkrov je stejně jako ostatní příkrovy mimoto porušen též četnými zlomy (poklesy), z nichž část je spojena s neogenní tektonikou. Některé z těchto zlomů mají však přesto predispoziční podklad ve vnitrokarpatkých jednotkách, popřípadě až v krystaliniku. Podrobný rozbor celé této poklesové tektoniky je uveden ve zhodnocení pojednávajícím o strukturních prvcích.

Paleogén a svrchní křída brezovské série tvoří ve smyslu M. Maheľa et al. (1967), F. Chmelíka (in T. Buday et al. 1967) a T. Budaye — E. Menčíka — V. Špičky (1987) výplň velké mezihorské deprese stejného jména. Celá série představuje přitom jeden faciálně proměnlivý sedimentační cyklus od coniacu do svrchního eocénu. Stavba brezovské deprese, jež má v pojetí uvedených autorů mísovitý brachysynklinální charakter, je v zásadě germanotypní. Je porušovaná podélným i příčnými zlomy, jež vytvářejí složité detailní hrástovité a depresní systémy.

Na základě zhodnocení, jež jsme provedli z nových podkladů získaných hlubinnými vrtty, docházíme k poznatkům, jež se liší od uvedených názorů.

Na lakšárské vysoké kře jsou zavlčeny do nejvyšších partií triasu sedimenty svrchní křídly (na vrtbách Studienka-5, 37, LNV-4 a 6) i paleogénu (na vrtbě LNV-3). Vzhledem k tomu, že stavba těchto formací má z toho důvodu alpský styl, považujeme je za samostatnou jednotku, které dáváme název lakšárský šupinovitý systém. Současně sem zařazujeme, do definitivního vyřešení, všechny ostatní svrchnokřídové a paleogenní vrstvy považované až dosud za autochtonní výplň brezovské deprese, u nichž nebylo zatím zjištěno zavlčení do stavby vnitrokarpatských příkrovů. S přihlédnutím k poznatkům, jež budou uvedeny, vydělujeme dále v rámci lakšárského šupinovitého systému tři dílčí podélné jednotky. Dvěma z nich dáváme název příbradlové a lakšárské



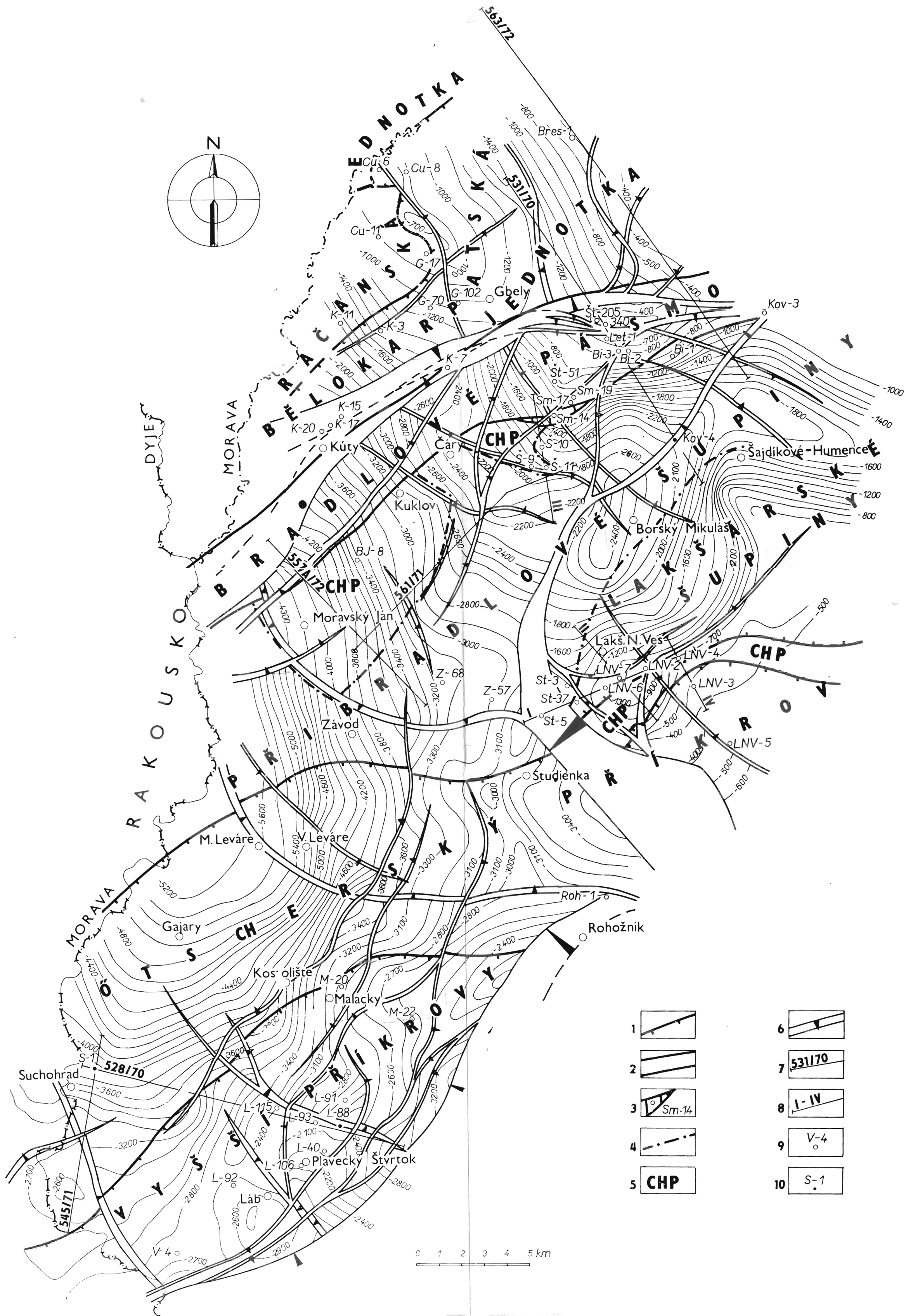
Obr. 9. Příčný geologický profil (III) šaštínskou oblastí a jejím okolím, sestrojený za pomoci poznatků získaných z migrovaných reflexně seizmických profilů (SRB) 1 — bradlové pásmo; 2 — paleogén přibradlových šupin; 3 — křížňanský nebo manínský příkrov; 4 — chočský příkrov; 5 — šupina bradlového pásma nebo křížňanského příkrovu; 6 — poruchové pásmo se vzájemně prohnětenými lunzskými vrstvami, horninami hlavního dolomitu, popřípadě opponitzkými vápenci. Označení hlubinných vrtů: Š — Šaštín. Ostatní viz vysvětlivky k obr. 7

Abb. 9. Geologisches Querprofil (III) des Gebietes von Šaštín und Umgebung zusammengestellt nach Erkenntnissen aus migrierten seismischen Reflexionsprofilen (CDP).

1 — Klippenzone, 2 — Paläogen der klippennahen Schuppen, 3 — Křížna- oder Manín-Decke, 4 — Choč-Decke, 5 — Schuppe der Klippenzone oder der Křížna-Decke, 6 — Störungszone mit gegenseitig verknieteten Lunzer Schichten, Gesteinen des Hauptdolomits, gegebenenfalls Opponitzer Kalken. Bezeichnung der Tiefbohrungen: Š — Šaštín. Die übrigen wie bei Abb. 7.

šupiny, zatímco pro třetí používáme označení známé již z podloží neogénu v rakouské části vídeňské pánve, a to giesshüblské vrstvy.

Při posuzování svrchní křídý a paleogénu těchto dílčích jednotek nelze vyloučit, že jejich horniny vznikly v průběhu ne jednoho, ale dvou sedimentačních cyklů, a to svrchnokřídového a paleogenního. Dokladem je především existence dvou konglomerátových komplexů na vrtbě Studienka-3, mezi nimiž se vyskytují pestré vrstvy, jejichž litologický charakter nejen vylučuje jejich příslušnost k neogénu nebo svrchní křídě, ale současně umožňuje považovat je za paleogenní. Hlubší konglomeráty, spočívající na faunisticky doložené svrchní křídě, tvořily by v tomto případě bazální vrstvy paleogénu, zatímco vyšší by



Příl. I. Strukturní schéma slovenské části vídeňské pánve na bázi neogénu

1 —okraje nasunutí flyšových a vnitrokarpatských jednotek; 2 — okraje vnitřního bradlového pásma; 3 — krížňanský nebo manínský příkrov; 4 — ohraničení při-bradlových šupin; 5 — chočský příkrov; 6 — zlomy; 7 — reflexně seizmické profily; 8 — geologické profily; 9 — hlubinné vrty, které dovrstaly do neogenního podloží; 10 — hlubinné vrty, jež řešily pouze neogén a jsou uvedeny na seizmických profilech (SRB). Označení vrtů: Bi — Bištava, BJ — Borský Jur, Bres — Bresty, Cu — Cunín, G — Gbely, Kov — Koválov, K — Kúty, L — Láb, Le — Letniče, LNV — Lakšárska Nová Ves, M — Malacky, Roh — Rohožník, S — Suchohrad, Sm — Smolinské, St — Studienka, Š — Šaštín, Št — Štefanov, V — Vysoká, Z — Závod

Beil. I Strukturelles Schema des slowakischen Teiles des Wiener Beckens an der Basis des Neogens

1 — Ränder der Aufschiebungen der Flysch- und der innerkarpatischen Einheiten, 2 — Ränder der inneren Klippenzone, 3 — Krížna- oder Manín-Decke, 4 — Begrenzung der klippennahen Schuppen, 5 — Choč-Decke, 6 — Brüche, 7 — seismische Reflexionsprofile gemessen mittels der Methode eines gemeinsamen Reflexionspunktes (CDP) und angeführt auf Abb. 1—6, 8 — geologische Profile angeführt auf Abb. 7—10, 9 — Tiefbohrungen von denen der Untergrund des Neogens erreicht wurde, 10 — Tiefbohrungen die nur das Neogen erfassten und auf den seismischen Profilen (CDP) angeführt sind. Bezeichnung der Bohrungen: Bi — Bištava, BJ — Borský Jur, Bres — Bresty, Cu — Cunín, G — Gbely, Kov — Koválov, K — Kúty, L — Láb, Le — Letniče, LNV — Lakšárska Nová Ves, M — Malacky, Roh — Rohožník, S — Suchohrad, Sm — Smolinské, St — Studienka, Š — Šaštín, Št — Štefanov, V — Vysoká, Z — Závod

patřily bázi neogénu. Rovněž přítomnost paleogénu v přímém nadloží triasových karbonátů na vrtbě Šaštín-10, stejně jako absence paleogenních vrstev na vrtbách LNV-2, 4, 6, 7 a Studienka-37, podporují uvedenou koncepci.

Rozsah příbradlových šupin je zhruba shodný s rozsahem brezovské deprese v jejím dosavadním pojetí. Nacházejí se v Myjavské pahorkatině, odkud se noří ve směru k JZ pod neogén vídeňské pánve, kde byly zjištěny v oblasti bištavské, šaštínské, studienké a závodské. Odtud přecházejí do Rakouska.

O jihovýchodní hranici příbradlových šupin v podloží neogénu vídeňské pánve předpokládáme, že probíhá z území Šajdíkových Humenců k JZ do oblasti sz. od Lakšárské Nové Vsi a odtud do prostoru mezi vrtbami Studienka-3 a 37. Na pokleslé kře lakšárského zlomu považujeme za jižní hranici této dílčí jednotky její styk s paleogénem giesshüblských vrstev.

Severozápadní omezení příbradlových šupin v úseku mezi vrtbami Koválov-3 a Smolinské-14 tvoří bradlové pásmo, popřípadě křížňanská nebo manínská jednotka. V dalším pokračování stáčí se paleogén příbradlových šupin k JJZ, přičemž nasedá nebo je mírně nasunut na chočský příkrov. V šaštínské oblasti je s největší pravděpodobností (obr. 9) nasunuta na paleogén, zjištěný na vrtbě Šaštín-10, šupina bradlového pásma nebo křížňanského příkrovu, a to v prostoru mezi touto vrtbou a vrtbami Šaštín-9 a 11. O příčných příkopech směru ZSZ—VJV usuzujeme přitom, že jsou rovněž vyplněny paleogénem, a to až k bradlovému pásmu.

O vnitřní stavbě příbradlových šupin máme zatím jen málo poznatků. Podle předběžných výsledků získaných na vrtbě Lubina-1 (ústní sdělení B. Leška z GÚDŠ) jde zde o střídání paleogenních a svrchnokřídových šupin.

V závodské oblasti, kde nebyla svrchní křída převrtána, nebylo zatím zjištěno její zavrásnění do triasových hornin. Zešupinatění nebude zde tak intenzivní, jak o tom svědčí vrstevní úklony zaznamenané ve svrchní křídě na vrtbě Závod-68, jež se převážně pohybují v rozmezí 10—20°, popřípadě jsou i menší a jen místy se zvyšují na hodnoty až 65°. Tato klidnější stavba je zdůvodnitelná depresním charakterem závodské oblasti, který se rovněž projevuje větší mocností svrchní křídý (865 m), aniž bylo dosaženo jejího podloží.

Dílčí jednotka, kterou označujeme lakšárské šupiny, je zatím omezena na oblast lakšárské vysoké kry. Je charakterizována triasovými horninami, do jejichž nejvyšších partií jsou zavrásněny sedimenty svrchní křídý, jak bylo zjištěno na vrtbách Studienka-5, 37, LNV-4 a 6.

Jednotka se skládá z několika šupin. Nejvyšší z nich, zachycená vrty Studienka-5 a 37, je tvořena lunzskými a opponitzkými vrstvy s anhydrity, v jejichž nadloží se vyskytuje svrchní křída a v podloží hlavní dolomit a lunzské vrstvy hlubší šupiny. Další hlubší šupina je reprezentována svrchní křídou, hlavním dolomitem a opponitzkými vápenci, přičemž přesunutí nadložní šupiny na její svrchnokřídové sedimenty bylo zjištěno na vrtbě LNV-6. Svrchní křída a její blíže nezařazené triasové dolomity v nadloží na vrtbě LNV-4 patří, spolu s opponitzkými vápenci a podložními lunzskými vrstvy z vrtby LNV-2, pravděpodobně nejhlubší části lakšárských šupin v této oblasti.

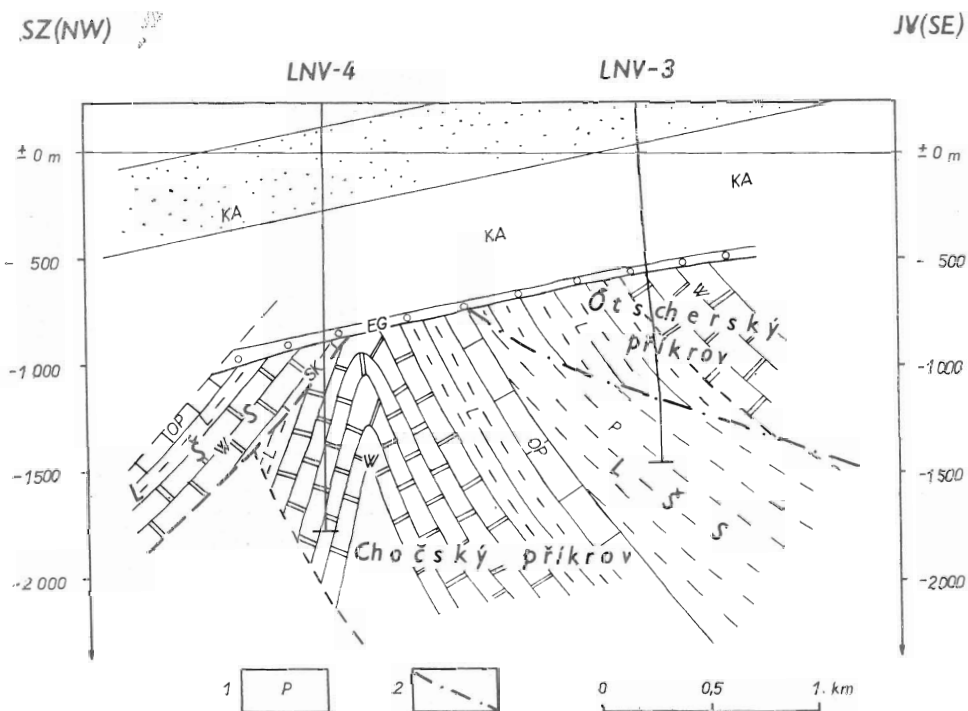
Úklony vrstev lakšárských šupin se pohybují v hlavním dolomitu na vrtbě LNV-7 od 45 do 65° a na vrtbě LNV-2 až okolo 80°. V lunzských a opponitzkých vrstvách s anhydrity dosahují na vrtbách Studienka-5 a 37 hodnot

40—60°, zatímco ve svrchní křídě na vrtbě Studienka-3 byly zjištěny v rozmezí 75—90°.

Nasunutí lakšárských šupin na chočský příkrov, interpretované na vrtbách LNV-2, 4 a 7, má s největší pravděpodobností vergenci k JV, což značí, že jde o zpětný přesun. Rovněž jeho jednotlivé šupiny jsou nasouvány na sebe ve stejném směru.

Na paleogén prokázaný na vrtbě LNV-3 (obr. 10) jsou nasunuty, podobně jako na paleogén „giesshübelské muldy“ v Rakousku, horniny svrchního a středního triasu. Soudíme proto, že v obou případech jsou paleogenní vrstvy totožné. Přitom není ovšem jednoznačné, že jde o depresi (muldu) tektonického původu. Z toho důvodu používáme pro označení paleogenních hornin v podloží ötscherského příkrovu název *giesshübelské vrstvy*. Úklony těchto vrstev se pohybují na vrtbě LNV-3 v rozmezí 45—70°, přičemž směrem dolů se zmenšují.

O dalším průběhu giesshübelských vrstev, stejně jako o jejich poměru k se-



Obr. 10. Příčný geologický profil (IV) lakšárskou vysokou krou řešící nasunutí ötscherského příkrovu na paleogén giesshübelských vrstev

1 — paleogén giesshübelských vrstev; 2 — násunová plocha ötscherského příkrovu; ostatní viz vysvětlivky k obr. 7

Abb. 10. Geologisches Querprofil (IV) der Hochschule von Lakšárska Nová Ves, die Aufschiebung der Ötscher-Decke auf das Paläogen der Giesshübler Schichten darstellend.

1 — Paläogen der Giesshübler Schichten, 2 — Aufschiebungsfläche der Ötscher-Decke. Die übrigen wie bei Abb. 7.

dimentům bukovské deprese, nemáme zatím hodnověrné poznatky. Nelze přitom vyloučit, že giesshüblské vrstvy i horniny bukovské deprese vznikly v jediném sedimentačním prostoru, jenž byl rozdělen teprve popaleogenními horotvornými pochody.

Ötscherský příkrov byl vydělen rakouskými geology jako samostatná jednotka, i když v pojetí A. Kröll a — G. Wesselého (1973) má určité litologické prvky shodné s lunszkým příkrovem. Za kritérium jeho existence se považuje především přítomnost dachsteinských vápenců a pravděpodobně i výskyt werfenských vrstev. Ötscherský příkrov je zčásti nasunut na sedimenty frankenfelsko-lunzského šupinovitého systému a na paleogén giesshüblské muldy, což je zase jeho hlavním tektonickým znakem.

Poněvadž na lakšárské elevaci na vrtbě LNV-3 je rovněž na paleogén giesshüblských vrstev nasunut ve směru k SZ příkrov tvořený lunszkými vrstvami a karbonáty středního triasu, předpokládáme existenci ötscherské jednotky i na našem území.

Hranici nasunutí ötscherského příkrovu jsme interpretovali, s výjimkou prostoru vrtby LNV-3, z reflexně seizmických profilů. Uvažujeme, že na naše území přechází tato hranice s. od Gajar, odkud probíhá k SV. Jižně od Závodu se stáčí do v. směru, který zachovává až k lakšárskému zlomu. Na vysoké kře této poruchy pokračuje nejprve k SV, pak se v. od vrtby LNV-4 obloukovitě stáčí do vjv. směru.

Pokud jde o vnitřní stavbu ötscherského příkrovu, lze předpokládat, že je rovněž šupinovitá. Dokladem toho je přesmyknutí středně triasových vápenců na lunszké vrstvy karnu zjištěné na vrtbě LNV-3.

A. Biely (1974) soudí, že vápence z vrtby Rohožník-1 by mohly patřit k pokleslé části havranického příkrovu Malých Karpat, jenž v pojetí A. Bielyho — J. Bystrického — O. Fusána (1968) a J. Bystrického — M. Mahela (1970) patří do skupiny gemeridních příkrovů.

Vyšší příkrov tvoří svrchnotriasové lunszké vrstvy a nadložní doloimity a vápence navrtané na lábské a malacké elevaci a v oblasti Vysoká. Důvody, jež nás vedly k tomu, abychom tyto horniny považovali za součást samostatné tektonické jednotky, uvedli jsme již v části pojednávající o stratigrafii a litologii.

Vyšší příkrovy jsou nasunuty ve směru k SZ na jednotku ötscherskou. Hranice tohoto nasunutí probíhá na našem území z prostoru j. od Suchohradu ve směru k SV až za Malacky, odkud postupuje k V a VSV k Rohožníku. Byla interpretována, s přihlédnutím k vrtbě Malacky-20, z reflexně seizmických profilů.

Horniny vyšších příkrovů jsou porušeny hojnými puklinami, jež mají různé směry a úklony, převážně v rozmezí 60—90°. Jsou většinou vyplněny žilkami bílého až bílošedého, jen ojediněle též hnědého nebo rudohnědého zbarveného, jemně zrnitého až hrubozrnného kalcitu. V menší míře tvoří jejich výplň světle zelenavě šedé a jen vzácně též fialově šedé, popřípadě hnědě skvrnitě slínité jily, jež se vyskytují i ve formě povlaků na ohlazových a kluzných plochách. Menší část puklin je bez výplně.

Z vrstevních úklonů, především na vrtbě Láb-115, jež zvláště v hlubokých partiích dosahují hodnot až 85°, lze soudit, že i vnitřní stavba vyšších příkrovů bude alespoň zčásti šupinovitá.

Na základě uvedených poznatků vyplývá, že z hlediska horotvorných po-

chodů možno prokázat ve vnitrokarpatiském podloží neogénu vídeňské pánve tři horotvorné fáze, a to: předgosauskou, pogosauskou, ale předpaleogenní, a popaleogenní, ale předneogenní.

Z jednotek námi interpretovaných lze za předgosauské považovat příkrovy křížňanský a chočský. V průběhu pogosauské, ale předpaleogenní fáze došlo opětovně k převrácení chočského, popřípadě i křížňanského příkrovu včetně nadložní svrchní křídý, jež byla intenzivně zavrácena do části triasových vrstev, čímž vzniká lakšárský šupinovitý systém. Popaleogenní činnost před započítím miocenní transgrese se projevila v průběhu laramické orogeneze nasunutím ötscherského příkrovu na paleogén giesshüblských vrstev. Současně dochází ke vzájemnému zešupinatění paleogenních a svrchnokřídových vrstev v příbradlových šupinách. Pokud jde o vyšší příkrovy, nelze dobu jejich vzniku, vzhledem k nepřítomnosti svrchní křídý a paleogénu v nich, bezpečně prokázat.

Pokračování bradlového pásma od Podbranče, kde se noří pod neogén vídeňské pánve, interpretujeme podle hlubinných vrtů, dále reflexně seizmických profilů odměřených metodou SRB a s přihlédnutím k výsledkům tíhových měření nejprve ve směru k ZJZ ke Koválovu a Štefanovu. Odtud po stočení do směru SV—JZ pokračuje toto pásmo přes Smolinské a prostor sz. od Borského Juru do Rakouska, kde bylo zjištěno J. K a p o u n e k e t a l. (1964) v okolí Raggendorfu. Jeho šířka je 2,5—4,5 km.

Pokud by k bradlovému pásmu patřily i horniny zjištěné na vrtbě Šaštín-11 v podloží chočské jednotky, považujeme je pouze za jeho šupinu, zavrácenou do tohoto příkrovu.

A. Biely et al. (1973) posunují bradlové pásmo oproti našemu řešení k J, a to především na základě rozdílného tektonického zařazení vrtů Letničie-1, Štefanov-1, 140, 170, 205 a 404, jejichž podložní horniny interpretují jako magurský flyš. Tento názor, stejně jako naše zhodnocení, je třeba brát jako alternativní závěry, jejichž vyřešení bude možné teprve po získání nových poznatků z dalších hlubinných vrtů.

Podle reflexně seizmických profilů (SRB) upadá bradlové pásmo v řešeném prostoru k JV, což znamená, že na horniny magurského flyše zde bylo nasunuto ve směru k SZ. Podobné nasunutí bradlového pásma na flyšové podloží bylo prokázáno (J. O. Kulčickij 1965) v sovětských Karpatech na vrtu Svalava-1, kde pod j. okrajem bradlového mezozoika bylo navrtáno v hloubce 1135 m svrchnokřídové flyšové souvrství.

O pokračování bradlového pásma do hloubky, jakož i o problému buď jeho tektonického zakotvení, nebo pozvolného zmírňování jeho úklonu do hloubky a plochého ponořování pod čela příkrovů, nepřináší nová reflexní seizmika (SRB) jednoznačné poznatky, i když na některých profilech jsou určité náznaky podporující druhou alternativu. K té se přiklání i některá řešení rakouských geologů (J. K a p o u n e k e t a l. 1965).

Pokud jde o stavbu magurského flyše, upřesnili jsme ve sledovaném prostoru nasunutí bělokarpatiské jednotky na jednotku račanskou (příl. 1). Další poznatky o jeho stavbě, s výjimkou těch, jež se týkají struktur-ních prvků předneogenního reliéfu, jsme nezískali.

Podle Z. Rotha (1957) a J. Ibrmayera — J. Doležala (1959) pokračují jv. svahy Českého masívu pouze do gravimetrického minima jdoucího od Břeclavi přes Kysucké Nové Město k Námestovu. To současně znamená, že v podloží slovenské části magurského flyše by se již měly na-

cházet vnitrokarpatké formace, popřípadě, že magurský flyš spočívá zde přímo na krystaliniku. Tento předpoklad lze přijmout pouze alternativně, neboť nelze vyloučit druhou možnost (F. Němec 1970, 1973), podle níž pokračuje Český masív dále k JV za tíhové minimum až k bradlovému pásmu, jak naznačují též výsledky některých reflexně seizmických profilů (SRB).

Z formací, jež byly zjištěny na jv. svazích Českého masívu na Moravě, můžeme ve sledované oblasti v rámci tohoto řešení předpokládat v první řadě juru s převážně pískovcovými sedimenty na bázi a pelitickými a především vápencovými a dolomitickými vývoji ve vyšších partiích. V severních částech přicházejí v úvahu paleozoické formace a z nich především devon v karbonátovém vývoji. V příčných příkopech nelze vyloučit ani autochtonní paleogén, jenž by byl součástí sedimentačních prostorů flyšové miogeosynklinály.

Ve stavbě jz. části této oblasti se vyskytuje podle reflexně seizmických měření uskutečněných metodou SRB rozsáhlá elevace, která se výrazně projevuje ve formě reflexů, jež interpretujeme jako hranici flyšových příkrovů a jejich podloží. Na profilu 563/72 se toto rozhraní nachází v hloubce 6000 až 7000 m.

Sestrojení strukturního schématu

Metodika interpretace záležela ve vzájemném propojení časových a hloubkových řezů s navázáním na výsledky hlubinných vrtů a ostatních geofyzikálních metod (zejména gravimetrie). Současně bylo využito obecných geologických znalostí a předpokladů.

Při interpretaci se braly v úvahu všechny profily odměřené metodou SRB v letech 1970–1972. Do profilů byly nejdříve zaneseny údaje o bázi neogénu a pak se přikročilo ke konstrukci map. Nejprve byla sestrojena mapa izochron, jež pak byla graficky převedena do mapy hloubkové. Sestrojené strukturní schéma na bázi neogénu (příl. 1) poskytuje prostorovou představu o reliéfu neogenního podloží, rozložení strukturních prvků a průběhu zlomové tektoniky.

Zhodnocení strukturních prvků

Dnešní reliéf vídeňské pánve vytvářely jak geomorfologické činitele, které obnažený povrch před transgresí neogénu modelovaly, tak i radiální neogenní tektonika související s vývojem pánve, která epigeneticky narušila podložní útvary a zvýraznila jeho morfologicko-tektonický reliéf.

Neogenní tektonikou byly vyčleněny z podkladu pánve základní strukturní jednotky orientované v podélném a příčném směru (příl. 1).

Příčný směr (SZ—JV až Z—V) vymezují zlomy geneticky starší, hlavně s předstředněbadenskou aktivitou, podélný směr (SV—JZ až SSV—JJZ) určují zlomy geneticky mladší, tj. pospodnobadenské, které se podílely na změně orientace pánve z původního příčného směru do směru podélného.

Příčné jednotky patří k strukturám založeným po předgosauském zvrásnění (T. Buday — E. Menčík — V. Špička 1967), hlavně však při pogosauských pohybech — oživením příčné povariské platformní tektoniky (A. Kocák — F. Němec 1973). Zformovány byly sávskou horotvornou fází a dovořeny štýrskými pohyby. Mobilita těchto jednotek ve vyšším badenu postupně doznívala. Patří sem na SV příčný příkop šajdíkovécký, ohraničený

na SV zlomem s úklonem k JZ o výšce skoku asi 100 m a na JZ poruchou omezující šaštínskou strukturu s výškou skoku 250 m.

V prostoru obce Čáry je vymezen seizmickým měřením (profily 553/71 a 561/71) příčný příkop čárský (A. Kocák — F. Němec 1973), ohraničený poklesovými zlomy, které fungovaly hlavně v hlubším miocénu a doznely ve ve spodním badenu. Amplitudy zlomů jsou okolo 100 m.

Nejvýraznější z příčných příkopů je levársko-sološnický. Vytváří nejhlubší část pánve. Má vz. směr a v prostoru řeky Moravy se stáčí k ZSZ. Zlom omezující příkop na S navazuje na lakšárský poruchový systém, který se stáčí v místech příkopu téměř k V. Výška skoku příčného zlomu je okolo 200–250 m. Na jihu je příkop ohraničen poruchou s maximální amplitudou 450 m. Vymezen je reflexně seizmickým měřením (profily 525/70, 526/70 a 546/71). Okrajové zlomy příkopu byly zjištěny i refrakčním měřením (profil 519 R). Projevují se změnou hraniční rychlosti a difragovanými vlnami. Průběh příkopu je patrný i z tíhových podkladů. V odvozených mapách druhých derivací lze jeho vysoké kry určit podle lokálních maxim. Činnost zlomů omezujících příkop ustává ve středním badenu. V hlubším miocénu tyto poruchy patrně ovlivňovaly i paleogeografii sedimentačního prostoru pánve. Je pravděpodobné, že v karpátu podmiňovaly limnický vývoj v j. části pánve a mořský vývoj v s. oblasti. Předpokládáme, že zlomy byly činné již v paleogénu (A. Kocák — F. Němec 1973). Levársko-sološnický příkop tvoří nejhlubší část pánve s hodnotami u řeky Moravy až 5800 m. Odtud k V paralelně s j. okrajovým zlomem vybíhá deprese, oddělující lakšárskou elevaci na S od lábsko-malackého elevačního pásma na J. Báze neogénu stoupá od řeky Moravy k V, kde dosahuje hloubky 3400 m.

V jižní části pánve se uplatňuje jako výrazný elevační pruh příčná lozoreňsko-lábská hrást, ohraničená poruchovými systémy zjištěnými vrtné a ověřená reflexně seizmickým měřením.

V prostoru Vysoká—Suchohrad je vymezen příčný zlom, označený jako suchohradský, jenž je paralelní s řekou Moravou. Porucha zasahuje k JV do prostoru Malých Karpat a tvoří patrně pokračování zlomů ohraničujících lamačský příkop. Dislokace má amplitudu okolo 400 m a odděluje příčnou elevační zónu baumgartsko-tallesbrunskou od deprese suchohradské, která koresponduje s lamačským příkopem. Vyznívá ve spodním badenu.

Na vysoké kře suchohradského zlomu j. od obce Záhorská Ves byla reflexně seizmickým měřením zjištěna morfologická podložní elevace v hloubce 2800 m s vrcholovým uzavěrem 100 m. Struktura je indikována seizmickými profily 545/71 a 527/70 a na rakouské straně profily probíhajícími v blízkosti našich hranic, jejichž pomocí byla navázána na hlubinné vrty Tal-6, Tall Süd-1, Heidenberg-1 a Baumgarten-1 a 7. Elevace Záhorská Ves je součástí antiklinálního pásma baumgartsko-tallesbrunského, od kterého je oddělena lokální depresí. Na severozápadě je omezena zlomem sv. směru, který dislokuje tallesbrunskou strukturu. Patří k příčným podložním strukturám. Dotvořena byla hlavně ve spodním badenu společně s příčným suchohradským zlomením, což dokazuje výrazná subsidence v prostoru Suchohradu, patrná ze seizmických profilů 545/71 a 527/70.

Podélné jednotky, vzniklé pozdějšími neogenními pohyby, zastírají a narušují příčné stavební elementy a zčásti je začleňují do podélného směru. Jejich vývoj spadá do pohybů štýrské fáze. Starší podložní útvary porušují epigene-

tický. Zlomy, které se na tyto jednotky vážou, jsou sledovatelné z povrchové stavby a vtiskly pánvi dnešní tvar.

K podélným jednotkám v s. části pánve patří hodonínsko-gbelská hrást, která má směr S—J až SSV—JJZ a na obou stranách je ohraničena zlomy. Na západě jsou to lanžhotské a lužické zlomy, jež se nacházejí již mimo rámec příl. 1, a na V zlomový systém hodonínsko-gbelský, který odděluje gbelskou hrást od kopčanské deprese. V zájmové oblasti vystupuje na gbelské hrásti v podloží reliéfu výrazná týnecko-cunínská elevace s dílčím vrcholem v prostoru vrtů H-2 a Gbely-17, orientovaná podél gbelského zlomu. Vrchol je v hloubce 900 m. Od této elevace upadá podloží regionálně k JZ. Východně od gbelské hrástě je kopčanská deprese a holičská kerná oblast, s generelním úpadem reliéfu k JZ. Vrcholová osa cunínské elevace navazuje na morfologickou strukturní elevaci štefanovskou, od které je oddělena farským a jánským zlomovým systémem probíhajícím ve směru V—Z až SV—JZ.

Z významných povrchových strukturně tektonických jednotek pozbývá pro modelaci podloží význam kútský a zohorsko-plavecký příkop.

Dominantními prvky v pánvi zůstávají ve smyslu dosud používaného tektonického členění „šastínsko-gajarské elevační pásmo“, lábsko-malacký elevační pruh a lakšárská elevace.

„Šastínsko-gajarské elevační pásmo“ je omezené na Z jánským a na V východním šastínským zlomem. Zabírá centrální část pánve a k J pokračuje ke Gajarům. Strukturně nejvýznamnější je jeho s. partie. Prostor Gajar, kde jsou nejhlubší části pánve (až 5450 m), patří centrální depresi. Ze strukturního hlediska je logičtější omezit pojem struktury na šastínsko-závodské elevační pásmo. Podložní reliéf na tomto morfologicko-tektonickém prvku je ovlivněn štefanovskou elevací, jejíž vrcholová část je v jeho nejsevernějším prostoru v hloubce 450 m. Patří k nejvýraznějším morfologickým strukturám v pánvi. Má komplikovanou stavbu, narušenou příčnými zlomy šajdikoveckého příkopu a podélnými zlomy šastínskými. Její vrcholová část v podélném směru je porušena jánským a farským zlomovým systémem starého spodnomiocenního a snad i předneogenního založení, s nejintenzivnějšími pohyby v pannonu. Elevace leží na rozhraní podélných a příčných neogenních zlomů a s tím souvisí i její vývoj. V hlubším miocénu (eggenburg a zčásti i karpát) byla pod vlivem pohybu příčného příkopu. Se vzrůstající aktivitou podélných tektonických prvků a jánského a farského zlomu se zvyšuje její amplituda. V podloží je budována vnitřním bradlovým pásmem a vnitrokarpatskými příkrovovými jednotkami překrytými paleogénem, popřípadě i svrchní křídou příbradlových šupin.

Podklad pánve na šastínsko-závodském elevačním pásmu upadá generelně z vrcholu struktury k J a JZ do gajarské centrální deprese. Podložní reliéf je výrazněji modelován hřbetním pásmem vybíhajícím z vrcholu štefanovské elevace přes Šastín, v. od vrtu Borský Jur-8 k obci Závod. Porušuje jej podélný z. šastínský zlom a zlomy kuklovské s proměnnou výškou skoku 100—200 m.

Dále k J přes levársko-sološnický příkop pokračují poruchy malacké a studienské, s úklonem k Z, a zlom lábský, s úklonem k V. Zlomy patří k systému podélných pánevních poruch. Zlomy malacké a studienské oddělují centrální depresi gajarskou od lábsko-malackého elevačního pásma.

Lábsko-malacká strukturní elevace má směr SV—JZ a je v podloží lokálně členěna na dílčí elevaci malackou a lábskou. Na jihovýchodě je ohraničena lábským zlomovým systémem s úklonem k JV, který v podloží vymezuje již

velmi úzký zohorsko-plavecký příkop. Vrcholová osa elevačního pásma probíhá od Vysoké přes Láb, v. od vrtu Malacky-22 do prostoru Studienky.

Lábská elevace je v příčném směru součástí lozorensko-lábské hrástě. Vrchol lábské struktury je v území vrtu Láb-106 v hloubce 2150 m. Na jižní pokleslé kře je zjištěna lokální elevace s vrcholem jz. od obce Láb. Vrchol struktury má hodnotu 2700 m a jeho uzávěr činí 200 m.

Malacká elevace je od lábské struktury oddělena lokální depresí, která z centrální části pánve vybíhá k JV podél příčného zlomu omezujícího lábskou hrást na SV. Vrchol struktury leží v hloubce 2300 m a má sv.—jz. směr. Z vrcholové části do prostoru vrtu Malacky-20 vybíhá příčný hřbet. Pokračování malackého elevačního pásma k SV je patrné i v levársko-sološnickém příkopu. Antiklinální pruh blízko vrtu Studienka-39 dělí příkop na dvě části a odděluje v. lokální depresi sološnickou od rozsáhlejší deprese levárské. Na uvedeném hřbetu je v prostoru z. od Studienky vymezena dílčí elevace, narušená na S příčným vz. zlomem. Její vrchol je v hloubce 3000 m. Struktura je protažena ve směru příkopu a patří k nejvýše položeným elevacím v této oblasti. Geneticky je vázána na malacko-lakšárské elevační pásmo. Usměrněna je tektonickými pohyby.

Lábsko-malacké elevační pásmo nemá jednotný charakter. Patrný je odlišný vývoj struktury Láb od elevace Malacky. Příčná kerná stavba řadí lábskou elevaci k starším předstředně badenským strukturám. Podle interpretace reflexně seizmických profilů se struktura Láb začala vyvíjet již v karpátu, kdy se uplatňovala činnost příčných poruch. Intenzivnější pohyby probíhaly ve spodním badenu. Subsidenční zónou byla hlavně suchohradská deprese, vázaná na poruchu suchohradskou a lábskou hrást. V dalším stadiu se vrcholová část elevace vyvíjela shodně s malackou strukturou.

Elevace Malacky na rozdíl od lábské struktury je pozdějšího založení. Začala se uplatňovat koncem spodního badenu, hlavně však během mladšího neogénu. Patří k podélným pospodbadenským strukturám s charakteristickou zlomovou tektonikou, s převládajícím sv.—jz. směrem. Na Z je omezena malackými a na V lábskými zlomy.

Podélná zlomová tektonika zasáhla v pozdějším vývoji i lábskou strukturu. Epigeneticky narušuje příčné tektonické prvky a začleňuje je do systému podélného lábsko-malackého elevačního pásma. Severovýchodní tektonika byla podmíněna hlavně mladší štýrskou horotvornou fází. Při těchto pohybech dochází k oživení funkce i příčných poruch a na strukturách v dalším vývoji se vytvářejí složité zlomové systémy.

Lakšárská elevace patří k výrazným podložním strukturám v pánvi. Je omezena na SZ a J lakšársko-koválovským zlomem, který má anomální průběh. V prostoru Borského Mikuláše má sv. směr a úklon k SZ a dále k J se stáčí do příčného sz. směru. Jeho stáčení je ovlivněno zlomovou tektonikou příčného příkopu. S jeho anomalií souvisí i jeho funkce. Jižní úsek je patrně starého založení a obnovením činnosti jak v nižším, tak i vyšším miocénu a pliocénu. Koválovská část poruchy (sv. úsek) patří spíše ke zlomům s činností od středního badenu.

Vrchol struktury je v prostoru vrtu LNV-3 v hloubce 750 m a je protažen v sv. směru. V prostoru obce Lakšárka Nová Ves je vymezen dílčí vrchol, který pokračuje na pokleslou kru lakšárského zlomu do prostoru vrtu Studienka-39.

Lakšárské elevační pásmo je v podélném směru dislokované zlomy: dubnickým, jablonickým a mikulášovským. Uplatňuje se i vliv příčných poruch, které patrně pokračují z prostoru šaštínsko-závodského elevačního pásma.

Severovýchodní zlomy patří svým založením k mladší pospoldobadenské tektonice a porušují souvrství karpátu a jeho podloží epigeneticky.

Podložní reliéf upadá regionálně z vrcholové části jak k SZ, tak i k SV. Nevýrazný je uzávěr k JV. Na SV je lakšárská elevace ohraničena příčnou depresí protaženou k ZSZ, která souvisí s pokračováním šajdíkovského příkopu k VJV, jehož průběh jednoznačně indikuje i změna směru izolinií podložního reliéfu (zejména jejich prudké stáčení do zsz. směru).

Lakšárská elevace je od šaštínsko-závodského elevačního pásma oddělena koválovským příkopem, jenž je charakterizován prudkým úpadem báze neogénu k J. Sklon podložního reliéfu patří j. svahu štefanovské elevace.

Rozdíly ve stylu deformace podloží se projevují mezi flyšovým pásmem a vnitrokarpatskými jednotkami. Ve flyšové části se více uplatňují vrásové prohyby magurského příkrovu, vytvářející depresní a elevační pásma, kdežto ve vnitrokarpatském podloží je podstatná kerná, bloková stavba s monoklinálně ukloněným podložím.

Zvýšenou mobilitou se prosazuje bradlové pásmo. Jeho pohybová aktivita podmiňuje vznik neogenní zlomové tektoniky. Významná shoda mezi průběhem farského a jánského zlomového systému s tektonickým s. okrajem svědčí o jejich vzájemné genetické souvislosti. Doznívající pohyby při dotváření stavby bradlového pásma podmínily vývoj těchto poruch a vedly ke vzniku kútského a koválovského příkopu. Naproti tomu oblast štefanovské elevace byla konsolidovanějším prvkem bradlového pásma.

Přímou závislost neogenní tektoniky na j. tektonickém omezení bradlového pásma nelze pozorovat. Při posuzování aktivity se zdá, že s. okraj bradlového pásma je mobilnější než tektonický kontakt s vnitrokarpatskými jednotkami. Větší konsolidace vnitřního okraje je patrně dána stmelením, provrásněním a zešupinatěním bradlového pásma a na něm ležícími vnitrokarpatskými příkrovy.

Ve flyšové oblasti na hodonínsko-gbelské hrásti vystupuje výrazná morfologická cunínsko-týnecká elevace. Je pravděpodobné, že její stavba souvisí s podflyšovou strukturou a vrásovým ohybem magurského příkrovu. Poukazují na to výsledky tíhových měření, zejména odvozené mapy sestrojené na vyšší poloměry, na kterých se anomálie zřetelně projevuje. Tato kvalitativní změna svědčí spíše o větším vlivu hlubšího podkladu než reliéfu podloží.

Na hodonínsko-gbelské hrásti je nápadná změna směru hranice nasunutí bělokarpatské jednotky na račanskou. Zdá se, že uvedená anomalita poukazuje na pokračování příčného šajdíkovského příkopu k SZ. To současně znamená, že tento příkop by mohl být pokračováním příčných příkopů zjištěných na jv. svazích Českého masívu, jak to předpokládají A. K o c á k — F. N ě m e c (1973).

V části pánve budované vnitrokarpatskými jednotkami nelze pozorovat zřetelnou závislost mezi podložními jednotkami a neogenní zlomovou tektonikou. Částečně to lze vysvětlit i tím, že doposud nemáme dostatek konkrétních informací z vrtů o rozložení a průběhu podložních jednotek.

Na nejhlubší část pánve jsou vázány paleogenní příbradlové šupiny. Jejich pozice je však předmětem diskuse.

V prostoru levársko-sološnického příkopu je interpretován průběh hranice nasunutí ötscherského příkrovu na giesshüblské vrstvy. Lze soudit, že usměrnění od vz. směru bude ovlivněno starou předalpínskou tektonikou, která předispozici v pozdějším stadiu vývoje podminila i vznik příčného levársko-sološnického příkopu. Na přítomnost příčné poruchy starého založení v rakouské části vídeňské pánve v prostoru Mistelbachu poukazují J. K a p o u n e k et al. (1965) a Z. R o t h (1967), kteří uvádějí rozdílné vývoje flyše Vídeňského lesa od račanské dílčí jednotky. V poslední době vyvozuje F. C h m e l í k (1971) ponoření račanské tektonické jednotky pod dílčí příkrovy Vídeňského lesa podle příčného vz. hlubinného zlomu, na který je vázaná i levársko-sološnická deprese.

Ukazuje se, že okraj nasunutí vyšších příkrovů byl využíván k poklesovým pohybům a ovlivnil průběh studienských a malackých zlomů. Předpokládáme, že násunová plocha tvoří nestabilní nekompaktní zónu, na kterou je vázán systém neogenních poruch.

Naftonosnost a plynonosnost předneogenního podloží

V rámci řešení tohoto problému jsme provedli stručný rozbor naftově geologických poměrů vnitrokarpatských jednotek, bradlového pásma a předpokládaného autochtonního podloží. Příléhající částí magurského flyše jsme se nezabývali pro jeho celkovou malou perspektivitu v tomto směru (V. Š i m á n e k 1963, E. M e n č í k — V. P e s l — M. P l i č k a (1966).

Naftomatečnost hornin

Podle geochemického výzkumu organické hmoty (V. Š i m á n e k 1968, 1972) nevykazují předneogenní formace sledované oblasti z hlediska naftomatečnosti příznivé indicie. Pouze svrchnokřídové vrstvy v lakšárské oblasti, dále některé partie vyšších příkrovů a v menší míře i chočské a ötscherské jednotky, a z nich především lunzské vrstvy, je možno považovat za potenciálně naftomatečné horniny, jež mohly mít určitý, i když značně omezený praktický význam pro vznik živiničných ložisek. Množství epigenetických, tj. vmigrovaných bitumenů je rovněž nepatrné a bezvýznamné.

Tyto závěry nelze zatím aplikovat v plné míře ani na sledovanou část bradlového pásma, ani na svrchní křídlo a paleogén lakšárského šupinovitého systému, neboť výzkum těchto jednotek se uskutečnil až dosud jen v minimálním měřítku.

Pokud jde o autochtonní sedimenty jv. svahů Českého masívu, předpokládané alternativně v podloží magurského flyše, je možno (z aplikace na výsledky získané stejnou metodou na Moravě) uvažovat o příznivých podkladech z hlediska naftomatečnosti (V. Š i m á n e k 1969, 1971, V. Š i m á n e k — J. Š m e r a l in V. H o m o l a et al. 1961) především u mezozoických sedimentů nacházejících se v pelitické nebo peliticko-karbonátové facii, přičemž vyloučit nelze ani horniny autochtonního paleogénu.

Hydrogeologické poměry

Vody vnitrokarpatských jednotek jsou podle M. Dlabáče —

M. Michalíčka — V. Procházkové (in M. Dlabáč et al. 1968) trojího druhu. V triasu vyšších příkrovů v oblasti lábské, malacké a na Vysoké jsou to solanky chloridosodného typu, s chloridovápenatým podtypem. Jejich celková mineralizace se pohybuje od 86,8 do 129,7 g/l, obsah iontu Cl^- od 53,3 do 77,99 g/l a obsah jodidů, jako nepřímých naftoprospekčních kritérií, od 9,7 do 22,2 mg/l.

Druhou skupinu tvoří slabě až středně mineralizované slané chloridosodné vody, jež byly zjištěny v triasu, svrchní křídě a paleogénu lakšárského šupinovitého systému a v triasu chočského příkrovu na vrtbách LNV-2, 3, 4 a Studienka-37. Jejich mineralizace dosahuje výše 5,27—10,77 g/l, chloridy 2,049 až 3,243 g/l, zatímco jodidy, s výjimkou paleogénu na vrtbě LNV-3, v nich nebyly zjištěny. Naproti tomu je pro ně charakteristická vysoká koncentrace sirovodíku (200—450 mg/l).

Uvedené výsledky rozborů ukazují na silné vyslazení těchto vod, způsobené otevřeností horninových celků a s největší pravděpodobností i jejich spojením s příslušnými mezozoickými formacemi vystupujícími k povrchu v Malých Karpatech.

Tento předpoklad dokazuje i enormní zvýšení geotermického stupně zaznamenané na vrtbě LNV-7, a to především v intervalu 1900—2700 m, kde dochází v některých částech dokonce k jeho poklesu směrem do hloubky, což může být způsobeno migrujícími chladnými vodami. Ze značných hloubek horninových komplexů lze současně soudit, že zjištěné anomální hodnoty geotermického stupně vyžadují ne jejich jednorázové, ale průběžné ochlazování. To znamená, že otevřenost těchto komplexů a migrace povrchových malokarpatských vod do nich trvá i v současné době, což potvrzují z převážné části i samotokové těžby vod, zjištěné při čerpacích pokusech.

V triasu chočského příkrovu na vrtbě Borský Jur-8, dále v hlubších částech vrtů Šaštín-9 a 10, jakož i ve svrchní křídě lakšárského šupinovitého systému na vrtbě Závod-57 byly zjištěny silně mineralizované sodnohydrokarbonátové vody, jež patří do třetí skupiny. Jejich celková mineralizace je 12,1—16,3 g/l, obsah chloridů 4,7—7,9 g/l a přítomnost jodidů od 3,8 do 12,0 mg/l. Sirovodík se vyskytuje jen ve vodách oblasti Šaštín v koncentracích 20,7—51,0 mg/l.

Výjimkou jsou zde vyslazené až silně vyslazené vody zjištěné ve vyšších částech svrchního triasu a v paleogénu na vrtbě Šaštín-10. Ve svrchnotriasových horninách jde přitom o sodnohydrokarbonátové vody, jejichž celková mineralizace se pohybuje od 2,76 do 5,98 g/l, obsah chloridů od 0,88 do 1,82 g/l. Jodidy a bromidy byly zjištěny jen v lunzských vrstvách, a to v množstvích 5,7 až 4,9 mg/l, zatímco sirovodík není vůbec přítomen.

V paleogénu byla, z intervalu 1852,0—1905,0 m, získána rovněž nesirovodíková voda prakticky bez slané složky (Cl^- — 180 mg/l) a bez přítomnosti jodidů a bromidů. Přitom je zajímavé, že v nadložních obzorech eggenburgu byly naproti tomu, v hloubce 1800,0—1814,0 m a 1738,0—1743,5 m, zjištěny slané sirovodíkové vody s celkovou mineralizací 10,28—10,35 g/l, obsahem chloridů 4,46—4,53 g/l, množstvím jodidů a bromidů ve výši 7,6—10,2 a 10,2—15,1 mg/l a obsahem sirovodíku od 71,5 do 102,2 mg/l.

Z uvedeného vyplývá, že k vyslazení těchto triasových a paleogenních vod došlo v minulosti, a to s největší pravděpodobností po usazení paleogenních vrstev. Vzhledem ke zjištěným statickým hladinám, jež se pohybovaly v hloubkách 530—850 m, jakož i silně mineralizovaným vodám v nadložním eggen-

burgu neexistuje již v současné době jejich styk s neogenními nebo dokonce povrchovými vodami.

J. Janáček (in A. Biely et al. 1973) uvádí ve vnitrokarpatských jednotkách sledované oblasti ještě vody síranové, jež odvozuji svůj původ od uloženého síranu vápenatého v oblasti Studienky. Z hlediska přítomnosti živice je považuje současně za negativní znak pro oblasti, v nichž se vyskytují.

Na vrtbě LNV-7 byla mimoto získána při testování slaná voda z hlavního dolomitu z hloubky 5201–5230 m, kterou vzhledem k tomu, že odebraný vzorek nebyl zcela reprezentativní, není možno zatím blíže specifikovat. Voda, jež má typický naftový charakter, obsahovala chloridy v množství 18,57 g/l, dále jodidy — 11,5 mg/l, a bromidy — 8,0 mg/l, jakož i rozpuštěné plyny, jejichž hlavní složkou byl metan a z vyšších uhlovodíků etan v množství 0,2 %.

Kolektorské horniny

Triasové vápence a dolomity chočského, ötscherského a vyšších příkrovů, jakož i lakšárského šupinovitého systému vykazují podle laboratorních rozborů jader jen malou primární poróznost, pohybující se v průměru okolo 1,6 %. Pokud jde o permeabilitu, bylo zjištěno, že téměř všechny vzorky jsou nepropustné.

Rozborem karotážních měření, provedeným na vrtbě Láb-115 J. Kalinou, byla určena primární poróznost vápenců vyššího příkrovu většinou v rozmezí 0,7–1,2 %. Pouze ojediněle dosahuje vyšších hodnot (do 2 %) a jen v intervalu 2970–2985 m v drobných proplástech až 3,5 %. Sekundární poróznost reprezentovaná puklinami se zde pohybuje převážně do 5 %, ojediněle do 8–10 % a pouze ve dvou nepatrných intervalech jsou to hodnoty větší. V nejvyšší části karbonátového komplexu je puklin poměrně málo.

Čerpacími pokusy uskutečněnými na vrtbě Láb-115 byly zaznamenány u jednotlivých obzorů, v souladu s uvedeným rozбором karotážních měření, dobré přítoky vod. U některých bylo docíleno i samotoku. Obdobné příznivé přítoky byly zjištěny i z triasových vápenců a dolomitů lakšárského šupinovitého systému, ötscherské, chočské a vyšších jednotek jak na dalších vrtech lábské elevace, tak i v jiných oblastech. Na základě uvedených výsledků, jakož i z aplikace na poznatky dosažené na vrtbě Láb-115 je možno považovat horniny těchto jednotek z převážné části za dobré kolektory.

Paleogenní a svrchnokřídové sedimenty lakšárského šupinovitého systému nejsou z kolektorského hlediska obzvláště příznivé. Svrchnokřídové karbonáty nemají, jak ukázaly čerpací pokusy, dobrou sekundární poróznost ani propustnost. Mocné pískovcovo-slepencové souvrství je zase z velké části značně zpevněné. Nutno ovšem vzít v úvahu, že o těchto formacích nemáme zatím dostatek podkladů, podle nichž bychom si mohli vytvořit podrobnější představu o jejich kolektorských vlastnostech.

Vápence a dolomity bradlového pásma mají rovněž podle výsledků čerpacích pokusů podstatně horší propustnost i sekundární poróznost než tytéž horniny vnitrokarpatských jednotek. Je to způsobeno intenzivnějším vyhojením puklin, jež zde existují ve velkém množství. Ve značné části bradlového pásma převažují pelitické sedimenty s polohami málo propustných pískovců. Pokud se vyskytují vložky písků, jsou buď proslíněné, anebo mají malé množství. Přítoky vod získané v průběhu čerpacích pokusů ze sedimentů této tektonické

jednotky byly většinou slabé nebo vůbec žádné. Z uvedeného vyplývá, že převrtnané horniny bradlového pásma nemůžeme považovat ve sledované oblasti (jako celek) za dobré kolektory. To se netýká jeho hlubších partií, jež nebyly dosud navrtány a o nichž nemáme v tomto směru zatím žádné poznatky.

Živičné indicie a naftová a plynová ložiska

V předneogenních formacích sledované oblasti byly již zaznamenány četné živičné indicie, zatímco živičná ložiska nebyla zde dosud zjištěna.

Naftové projevy (ve formě slabých stop až impregnací v jádrech a bočních jádrech, popřípadě ve formě gazolinického zápachu, jakož i stop nafty vytěžených při čerpacích pokusech spolu se slanou ložiskovou vodou) se vyskytují nejhojněji v bradlovém pásmu a v příbradlové zóně. Méně četné jsou v lakšárských šupinách a chočské jednotce na lakšárské elevaci, zatímco v nejvyšších příkrovech v prostoru lábské a malacké elevace, stejně jako ve svrchní křídě příbradlových šupin v oblasti závodské, nebyly téměř zjištěny.

Plynové projevy, vyskytující se především při čerpacích pokusech se slanou ložiskovou vodou a dále ve formě zplyněného výplachu nebo výronů plynu v průběhu vrtání, převládají v příbradlové zóně v oblasti šaštínské, smolinské a Borského Juru, a to v chočské a v jednom případě i krížňanské nebo manínské jednotce. V menší míře byly zjištěny v bradlovém pásmu a ve svrchní křídě příbradlových šupin v prostoru závodském, ještě méně v triasu lakšárských šupin na lakšárské struktuře, zatímco ve vyšších příkrovech na lábské a malacké elevaci se opět téměř nevyskytují.

Výskyty plynů rozpuštěných ve vodě dominují naopak ve vyšších jednotkách na těchto dvou strukturách. Poměrně hojné jsou v lakšárských šupinách a v chočském, popřípadě ötscherském příkrovu na lakšárské elevaci. Zato v bradlovém pásmu a příbradlové zóně nejsou téměř přítomny.

Chemické rozborů získaných olejů nejsou známy. Zjištěné plyny jsou hořlavé, uhlovodíkové. Mají vysoký obsah metanu. Vyšší uhlovodíky jsou rovněž přítomny, což je průkazným znakem jejich živičného původu.

V rakouské části vídeňské pánve byla objevena v předneogenních formacích naftová ložiska Prottes a Schönkirchen, plynová ložiska Aderklaa, Baumgarten a Schönkirchen—Tief a nafto-plynové ložisko Meyersdorf.

Migrace a akumulace živců

Možnost vzniku velkých naftových a plynových ložisek autochtonního původu ve vnitrokarpatských jednotkách v podloží neogénu slovenské části vídeňské pánve nepřichází podle výsledků geochemického výzkumu (V. Šimánek 1968) v úvahu.

Menší živičná ložiska autochtonního původu potenciální naftomatečnost hornin vnitrokarpatských příkrovů nevylučuje. Možnost jejich vzniku je však silně omezena. V době před neogenní transgresí muselo totiž dojít, vzhledem k velkému časovému intervalu, během něhož byly obnaženy vrcholové partie příkrovů, jakož i vzhledem k účinkům horotvorných pochodů v průběhu laramické a sávské fáze, k převážnému a ve větší části území až k úplnému vymigrování živců zde vzniklých. Zůstat mohly pouze živice, které se nahromadily

v sedimentech, jež byly překryty mocnými vrstvami pelitů lunzských vrstev tvořících pro ně dobrou krycí vrstvu. Podle současných poznatků mohlo by v tomto směru jít o prostor lakšárské elevace a oblast šaštínskou.

Tento předpoklad podporuje naprostý nedostatek naftových stop a impregnací, jakož i plynových projevů (s výjimkou plynů rozpuštěných ve vodě, jež považujeme za namigrované) v nejvyšších příkrovech na lábské a malacké elevaci.

Pokud jde o naftu zjištěnou v poslední době ve sladkovodním karpátu na lábské struktuře, domníváme se, že pochází z badenu, odkud mohla, vzhledem k přímému styku obou formací, namigrovat do nejvyšších partií karpátu.

Přítomnost ložisek vzniklých namigrováním živíc z neogenních matečných hornin do vnitrokarpatských příkrovů, včetně svrchní křídý a paleogénu příbradlových šupin, nelze vyloučit z hlediska jejich strukturní pozice, neboť obdobně, jako je tomu na rakouských strukturách, jsou i na našem území elevace, na nichž jsou nejvyšší partie vnitrokarpatských jednotek strukturně výše než neogenní pelity uložené na jejich svazích.

K této migraci mohlo dojít nejdříve po překrytí elevací neogenními horninami, tj. po usazení karpátu. V prostoru lábské a malacké elevace, kde svrchní a střední karpát je ve sladkovodním, popřípadě brakickém vývoji, nepřichází v úvahu jako matečná hornina. Pokud je zde interpretován eggenburg, je, vzhledem k minimálnímu rozsahu, jako naftomatečná formace, jež by mohla poskytnout živice pro vytvoření ložisek v předneogenním podkladu, zcela zanedbatelný. Nedostatek živičných projevů na obou strukturách podporuje i tyto úvahy.

V prostoru bradlového pásma a v příbradlové zóně jsou vyvinuty eggenburg i karpát v mořském vývoji. Vzhledem k jejich litologickému charakteru lze je proto brát v úvahu z hlediska naftomatečnosti. Případná ložiska, jež mohla vzniknout migrací živíc z těchto formací, se však nemohla dochovat. Na vysokých morfologických elevacích podkladu (např. na vrcholu štefanovské elevace) obnažují se totiž druhotně v důsledku silné eroze podložní formace (J. Janáček in A. Bielly et al. 1973), což má za následek vymigrování živíc zde akumulovaných.

K další migraci a akumulaci živíc mohlo dojít, jak předpokládá J. Janáček (l. c.), až po usazení badenu, popřípadě nejvyšších částí neogénu. Na lábské a malacké elevaci nemá tato migrační fáze pro předneogenní sedimenty již žádný význam, neboť jejich horniny nepřicházejí do vzájemného styku.

Na lakšárské elevaci mohlo dojít v této době k migraci menšího množství živíc z těchto vyšších partií neogénu, které se nacházejí na pokleslé kře lakšárského zlomu, do vyšších částí vnitrokarpatských příkrovů. Tyto živice zde však nezůstaly, nýbrž vymigrovaly, o čemž svědčí vyslazení mezozoických vod, jež je způsobeno otevřeností obzorů, existující i v současné době, a jejich spojením s mezozoickými formacemi vystupujícími k povrchu v Malých Karpatech. Dokladem této migrace mohly by být živičné výskyty ve svrchnotriassových a svrchnokřídových horninách na vrtbách LNV-2, 7 a Studienka-37.

V příbradlové zóně a v prostoru bradlového pásma byly s největší pravděpodobností namigrovány z vyššího neogénu do předneogenních formací jen stopy nafty a nepatrná množství zemního plynu, jež byla zjištěna spolu s ložiskovou vodou při čerpacích pokusech. K větší akumulaci zde asi nedošlo

především pro poměrně menší množství živců vzniklých v neogenních horninách v porovnání k podstatně většímu objemu vlastních kolektorských hornin.

Z provedeného rozboru vyplývá, že migrace živců z neogenních sedimentů neměla ve sledované oblasti praktický význam pro jejich akumulaci v předneogenních formacích.

Jako další možnost pro vznik živičných ložisek ve vnitrokarpatských jednotkách sledované oblasti přichází v úvahu migrace živců z autochtonních formací (především z mezozoika) jv. svahů Českého masívu, kterou předpokládají též J. Kapounek et al. (1964) u naftového ložiska Schönkirchen. K migraci zde došlo podle nich buď před usazením karpátu, anebo v průběhu sedimentace těchto vrstev až hlubšího badenu.

Tuto migraci je možno podložit matečným charakterem hornin autochtonního mezozoika, zjištěným výzkumem organické hmoty (V. Šimánek 1971) na jv. svazích Českého masívu na Moravě, jakož i skutečností, že ložiska Schönkirchen, Aderklaa a Prottes leží v jeho blízkosti.

K akumulaci migrovaných živců do morfologických pastí mohlo dojít až po utěsnění vnitrokarpatských jednotek, tj. nejdříve po sedimentaci karpátu. V příbradlové zóně, kde morfologické pasti byly druhotně obnaženy (J. Janáček in A. Biely et al. 1973) silnou erozivní činností, mohla se uchovat pouze ta ložiska, jež vznikla až po usazení badenu.

Na lábské a malacké elevaci byly zjištěny, podobně jako na rakouských strukturách, solanky se značným množstvím rozpuštěného plynu. Tato skutečnost, jakož i existence živičných ložisek v předneogenních formacích na rakouské straně a naopak jejich absence u nás na tak výrazných strukturách, jako jsou lábská a malacká, jsou podkladem pro předpoklad, že zde šlo o diferenciální akumulaci živců, vyvolanou jejich migračními pochody z mezozoika jv. svahů Českého masívu. Tento druh akumulace spočívá na zásadě naplňování pastí od hlubších k mělkým, což způsobuje, že v hlubokých strukturách akumulačního prostředí se tvoří plynová ložiska (jejichž hydrostatický tlak v nich nedovolí akumulaci nafty) a ve výše položených částech ložiska nafto-plynová a naftová; nejvyšší elevace jsou zavodněny. To odpovídá poměrům zjištěným v tomto směru na našich a rakouských strukturách.

Výjimkou by mohla být dílčí morfologická elevace u Záhorské Vsi, u níž z hlediska diferenciální akumulace nelze vyloučit vztah k rakouském plynovému ložisku Schönkirchen nebo Baumgarten, a tím i možnost existence naftového ložiska zde.

O vyšších partiích lakšárské elevace, kde se ve vodách rovněž vyskytuje množství rozpuštěného plynu, soudíme, že i zde šlo původně v rámci diferenciální akumulace o naplnění nejvyšších částí předneogenních formací této struktury solankami obsahujícími rozpuštěný plyn. Teprve druhotně dochází na základě otevřenosti obzorů a jejich spojení s povrchovými mezozoickými formacemi Malých Karpat, jež existuje i v současné době, k vysazení těchto pastí.

Zásady diferenciální akumulace živců, jež migrovaly z jv. svahů Českého masívu, lze přijmout i pro hluboké partie příbradlové zóny a v menší míře i pro oblasti dále k JV, tj. především vysokou lakšárskou kru a studienskou oblast. Vycházíme přitom z interpretace seizmických profilů, podle níž v území sz. od bradlového pásma lze předpokládat mateční autochtonní formace Českého masívu v hloubkách 6000—10 000 m. Za migrační cesty přes bradlové

pásmo považujeme zlomy a násunové plochy příkrovů a šupin, což znamená, že v tomto prostoru by šlo o vertikální migraci. V laskáarské a studienské oblasti je za těchto podmínek možnost vzniku živichých ložisek vázána na naplnění pastí v příbradlové zóně, popřípadě i v samotném bradlovém pásmu, tehdy, kdy v jeho hlubších částech kolektorské vlastnosti hornin, tj. především jejich puklinatost, umožnily vznik takových pastí.

Součástí vnitrokarpatských příkrovů jsou jílovce a břidlice lunzských vrstev, dosahující značných mocností, jež mohou sloužit jako dobré krycí vrstvy. Lze proto uvažovat o tom, že k vytvoření živichých ložisek v hlubokých partiích těchto příkrovů krytých lunzskými vrstvami mohlo dojít jak v příbradlové zóně, tak i v prostorách dále k JV nejen v průběhu sedimentace neogénu, ale již v paleogénu, popřípadě ve svrchní křídě. Část těchto ložisek, vzniklých před zahájením neogenní sedimentace, byla však rozrušena pozdějšími horotvornými pochody.

Při řešení otázek vzniku, migrace a akumulace uhlovodíků ve vídeňské pánvi je třeba zmínit se ještě o dalším možném procesu tvoření ložisek živich, diskutovaném v poslední době v Rakousku, kde někteří geologové na základě výskytu plyných uhlovodíků v rozpukaných dolomitech východoalpských příkrovových jednotek považují za jejich zdroj druhotnou termální mobilizaci kerogenu, která nastala vlivem poklesu pánve (A. Kröll — H. Wieseneder 1972). V důsledku změny tlakových a teplotních poměrů, popřípadě i fyzikálněchemických procesů v naftomatečné hornině, může dojít k přeměně zbytkové organické substance v uhlovodíky. Vzhledem k hraničním podmínkám je pravděpodobné, že větší význam budou mít plyné frakce.

Proces mobilizace zasáhl všechny sedimentární formace, které jsou z hlediska naftomatečnosti významné. Patří sem autochtonní paleogenní, mezozoické, popřípadě paleozoické sedimenty pelitické a peliticko-karbonátové facie v prostoru jv. svahů Českého masívu, pelity, eventuálně vápence vnitrokarpatských jednotek, obohacené organickou hmotou a ukládané v redukčním prostředí, a pelitické a peliticko-klastické (hlavně mořské) sedimenty neogenní výplně.

Diskutovaná je zvláště otázka původu živich z vnitrokarpatských jednotek, kde geochemické výzkumy, jak již bylo uvedeno, nejsou pro tyto útvary příznivé. A. Kröll — H. Wieseneder (l. c.) však možnost vzniku živich z vnitrokarpatských jednotek nevylučují a uvádějí, že výtěžky organické hmoty z mezozoických karbonátových hornin se nejvíce podobají výtěžkům ze surové ropy. Za zdroj uhlovodíků považují pelity a klastické vápence (kalclutity). Dokazují to průmyslovými akumulacemi plynu, jenž byl zjištěn ve velkých hloubkách na ložisku Schönkirchen (4800—6000 m), kde je vázán na rozpukaný triasový hlavní dolomit lunzského příkrovu, překrýtv křídovými a paleogenními sedimenty formace gosau. Poměrně vysoký obsah CO₂ (11 obj. %) a H₂S (2,5 obj. %) jej odlišuje od zemního plynu v neogénu a má se všeobecně za to, že pochází z karbonátových hornin.

Na rozdíl od G. N. Dolenka (1955) a J. Kapounka et al. (1963), kteří odvozují uhlovodíky vídeňské pánve a jeho alpského podložního mezozoika z autochtonních mezozoických sérií, považují J. Kröll a H. Wieseneder (1972) za zdroj akumulací v rozpukaném dolomitu na ložisku Schönkirchen termální mobilizaci kerogenu, obsaženého v karbonátech východoalpských jednotek. Zbytkové uchované množství mobilní složky přeměněné z organické hmoty, které nevymigrovalo v raném stadiu diagenese, stává se

produktem pozdního stadia migrace se zvyšující se litifikací. Vytěsněné uhlovodíky se stěhují do nejbližších kolektorů zformovaných probíhajícími pohyby v past, přičemž se uplatňuje jak laterální, tak i vertikální migrace po puklinách a zlomech. Půjde především o migrace na kratší vzdálenosti. Podmínkou akumulace je, aby v důsledku pohybů nedošlo k odhermetizování pastí.

Za změněných podmínek, vyvolaných poklesáváním, dochází ke změnám i v kolektorských vlastnostech hornin. U pískovcových obzorů se diagenézí a cementací snižuje porovitost a propustnost, kdežto u vápenců při dolomitizaci dochází k zmenšení objemu a vzniku trhlin, které porovitost a propustnost zvyšují. Na proces dolomitizace mají vliv i silně mineralizované vody, obsažené v mezozoických sedimentech. Vzhledem k příznivějším kolektorským vlastnostem je proto třeba dolomitickým partiím při průzkumu věnovat zvýšenou pozornost.

Přeměna organické substance v uhlovodíky termální mobilizací je významná i pro ropomatečné horniny autochtonního paleogénu a mezozoické, popřípadě paleozoické formace jv. svahů Českého masívu, které z geochemického hlediska jsou nejpríznivěji hodnoceny.

Pro slovenskou část viděnské pánve budou mít největší význam potenciální naftomatečné autochtonní formace vyvinuté v oblasti na JV od centrálního tíhového minima v prostoru blízko bradlového pásma, popřípadě v podloží vnitrokarpatských příkrovových jednotek. V opačném případě, jestliže rozsah autochtonních sérií bude vázán jen na jv. křídlo svahů Českého masívu, bude jejich význam z naftové geologického hlediska pro oblast vnitřních Karpat snižen. Podmínkou by musela být existence vhodných migračních cest na delší vzdálenosti. Je ovšem potřebné, aby kolektor v takovém případě byl bez výrazných laterálních litofaciálních změn, měl dostačující sklon a regionálně neporušenou souvislost. Pro dálkovou migraci je rovněž třeba příznivých podmínek porózity a permeability kolektoru. Uvedené parametry v našich podmínkách geologické stavby v alpsko-karpatském oblouku jsou zvláštností, a nelze je považovat za běžné.

Vertikální migrace je omezena na kratší vzdálenosti a využívá puklin, trhlin, zlomů a násunových ploch příkrovů, pokud nejsou sekundárně utěsněny, jak tomu obvykle v sedimentárních komplexech bývá. Vzhledem k naznačeným podmínkám se zdá příznivější předpokládat akumulaci uhlovodíkových kvant v strukturách existujících před migračními pochody, popřípadě tvořících se v průběhu migrace, a to v nejmenší vzdálenosti od výskytu autochtonních ropomatečných paleogenních, mezozoických a paleozoických formací. Takovým územím v zájmové oblasti jsou hřbetní pásma, eventuálně kerné struktury podél bradlového pásma. Vzdálenější struktury budou migračními pochody z autochtonních komplexů obohaceny méně. Pro zvýšení perspektivity těchto struktur byl by potřebný užší kontakt a návaznost paraautochtonu a příkrovových jednotek vnitřních Karpat s autochtonními formacemi jv. svahů Českého masívu, což u lakšárské vysoké kry a šaštínské oblasti nelze vyloučit.

Termální mobilizace má nesporně význam i pro vytěsnění uhlovodíkových kvant z naftomatečných sedimentů neogenní výplně. Proces subsidence a oscilace pánve, spojený s orogenetickou činností v alpsko-karpatském systému, podmiňuje migraci uhlovodíků vzniklých z organické hmoty deponované v pe-litech a klastikách.

Proces termální mobilizace podporuje možnost diferenciační akumulace. To

současné znamená, že ve sledované oblasti umožňuje též migrační a akumulární pochody, uvedené již při rozboru této disciplíny.

Perspektivní oblasti a formace

Z uvedeného rozboru vyplývá, že podle současných poznatků je možno považovat v podloží neogénu slovenské části vídeňské pánve za perspektivní akumulární území pro živice prostor příbradlové zóny a v něm především šaštínskou elevaci, jež se vyznačuje výraznou kladnou anomálií v mapě Bouguerových izanomálií, stejně jako v mapách druhých derivací i reziduálních anomálií. To značí, že jde o anomálii s poměrně hlubším založením, jež může zasahovat až do podloží bradlového pásma. Anomálie byla potvrzena též geoelektrickým, vrtné refrakčním i reflexně seizmickým měřením (SRB).

Perspektivu hlubších částí chočského, popřípadě krížňanského nebo manínského příkrovu šaštínské elevace podporují též živice projevů, naftový charakter vod, blízkost předpokládaných naftomatečných hornin jv. svahů Českého masívu, poměrně dobré kolektorské vlastnosti karbonátů, jakož i přítomnost jílovců a břidlic lunzských vrstev jako krycích hornin pro živice ložiska.

Výraznou morfologickou strukturou předneogenního podkladu je štefanovská elevace. Zatímco její vrchol je tvořen bradlovým pásmem, nacházejí se na jejím jv. svahu paleogenní a svrchnokřídové sedimenty příbradlových šupin. Analogicky s vrtbou Lubina-1 a podle interpretace reflexně seizmických profilů může zde jejich mocnost dosahovat i více než 1200 m. To znamená, že triasové karbonáty vnitrokarpatkých příkrovů se zde dostávají do strukturně hlubších poloh, což má nepříznivý vliv na jejich nadějnost na plyn a naftu. Tato interpretace je ve shodě s výsledky tíhového měření, podle něhož je tato oblast součástí výrazné záporné anomálie.

O perspektivitě svrchní křídly a paleogénu příbradlových šupin, jež se na jv. svahu štefanovské elevace nacházejí v dobré strukturní pozici, nebyly zatím zjištěny příznivé poznatky. V tomto směru bude proto třeba počkat na výsledky vrtby Lubina-1, podle nichž bude možno hodnotit i celkovou perspektivu štefanovské elevace.

V příbradlové zóně nelze vyloučit z perspektiv na živice týkajících se vnitrokarpatkých příkrovů ani oblast Borského Juru, jež je v poměru k šaštínské elevaci sice strukturně hlouběji, avšak v tíhových mapách je součástí výrazné kladné anomálie, zahrnující i oblast šaštínskou. Rovněž území na SV od štefanovské elevace, kde dochází ke stoupání předneogenního povrchu, je možno považovat za nadějně pro živice.

Prvořadý význam z hlediska perspektivity pro živice mají dále triasové dolomity chočského příkrovu na lakšárské elevaci, pokud se vyskytují v jednotlivých šupinách v podloží lunzských vrstev, tvořících jejich nepropustnou krycí vrstvu.

V tomto směru jde především o šupinu navrtanou na vrtbě LNV-7 od hloubky 5760 m níže, jakož i o nejvyšší strukturní partie šupiny v jejích nadloží, jež jsou tvořeny hlavním dolomitem a opponitzkými vápenci. Perspektivnost vyšší šupiny byla prokázána čerpacím pokusem provedeným testerem z hloubky 5201—5230 m, při němž byla získána slaná voda naftového charakteru, obsahující jodidy, bromidy a rozpuštěný plyn, jehož převládající složkou je metan. Hlubší šupinu považujeme za nadějnou podle karotážního diagramu.

Jde o několik puklinových partií s mocnostmi až 20 m, jejichž krycí vrstvy tvoří mocnější polohy anhydritů anebo silně prosolíněných dolomitů.

Naproti tomu dolomity a vápence lakšárského šupinovitého systému této elevace jsou na základě značného vyslazení jejich vod z hlediska naftonosnosti a plynonosnosti negativní.

Na pokleslé kře lakšárského zlomu v oblasti Studienky považujeme za nadějnou morfologickou elevaci patřící k ötscherskému příkrovu a dále svah chočské jednotky, o níž předpokládáme na základě interpretace seizmických profilů, že se ponořuje ve směru k JV pod horniny ötscherského příkrovu.

V jižní části pánve považujeme za perspektivní podložní morfologickou strukturu j. od Záhorské Vsi, jež je tvořena dolomity a vápenci ötscherského příkrovu a příkrovů vyšších. Její nadějnost je podložena za předpokladu diferenciační akumulace především její pozicí mezi plynovým ložiskem Schönkirchen—Tief a zavodněnými morfologickými strukturami Láb a Malacky.

Pokud jde o bradlové pásmo, nelze je v daném území hodnotit podle získaných poznatků jako významnou akumulární jednotku, neboť horniny, které zde byly zatím navrtány, nevykazují dobré kolektorské vlastnosti. Naopak, spíše je lze považovat za vyhovující těsnící element. Nelze ovšem vyloučit, že v hlubších částech a v jiném vývoji se mohou kolektorské vlastnosti jeho hornin tohoto pásma i podstatně zlepšit.

Horniny autochtonních formací (především jury), jejichž přítomnost předpokládáme alternativně (F. Němec 1970, 1973) v podloží magurského flyše na SZ od bradlového pásma, považujeme, vzhledem k jejich uvedenému matečnému charakteru, zjištěnému na jv. svazích Českého masívu na Moravě, jakož i poměrně dobrým nádržním horninám reprezentovaným bazálními pískovci a v okrajové oblasti karbonáty, za perspektivní pro živice.

Nejnadějnější oblastí se jeví přitom rozsáhlá elevace zachycená na profilu 563/72, jež se projevuje velmi výrazně na interpretované bázi flyšových příkrovů, která zde leží v hloubce 6000—7000 m. Elevace pokračuje ve směru k VSV. Nelze ovšem vyloučit, že flyšové podloží může zde být tvořeno vnitrokarpatkými formacemi, popřípadě přímo krystalinikem.

Závěr

Zjištění alpského stylu stavby ve vnitrokarpatských jednotkách v podloží neogénu slovenské části vídeňské pánve, jež se projevuje na lakšárské vysoké kře zavrásněním svrchnokřídových a paleogenních sedimentů do těchto příkrovů a jež jsme vydělili jako samostatnou tektonickou jednotku s názvem lakšárský šupinovitý systém, vyvolává otázku pokračování alpské stavby dále do vnitřních Západních Karpat, jejichž vznik byl ukončen podle dnešních názorů před sedimentací svrchní křídý.

Stavba paleogénu a svrchní křídý, zjištěná na vrtbě Lubina-1, vyvrací spolu s poznatky na lakšárské vysoké kře současné názory na stavbu celé dnešní brezovské deprese, jež není germanotypní pouze se zlomovou tektonikou, ale naopak alpinotypní, charakterizovaná šupinovitou stavbou uvedených formací.

Již podle těchto zjištění je třeba počítat s alpským stylem stavby v karpatských jednotkách až k sv. okraji brezovské deprese v jejím dosavadním pojetí.

Alpinotypní šupinovitá stavba paleogénu a svrchní křídý v prostoru příbradlových šupin, jakož i jejich zavrásnění do triasových hornin na lakšár-

ské vysoké kře a z toho vyplývající popaleogenní, ale předneogenní, popřípadě posvrchnokřídové, ale předpaleogenní orogenetické pochody poskytují důvody předpokládat v příbradlové zóně v podloží karpatských příkrovů pokračování paleogenních, popřípadě i svrchnokřídových sedimentů, a tím současně i alpského stylu stavby, dále k SV až do prostoru povrchových výchozů paleogénu v žilinské kotlině.

Západní ohraničení vnitrokarpatských jednotek s alpským stylem stavby by tvořilo vzhledem k současným poznatkům týkajícím se výskytu svrchní křídý a paleogénu bradlové pásma. Pro stanovení jejich v. hranice nemáme zatím podklady. Soudíme, že pro částečné vyjasnění tohoto problému bude vhodné prověřit vztah triasu k paleogénu bukovské deprese, popřípadě i k paleogénu piešťanského zálivu.

Možnost pokračování paleogénu a svrchní křídý v podloží karpatských příkrovů dále k SV má význam i pro nadějnost na naftu a plyn v tomto území. Jako perspektivní horniny přicházely by zde totiž v úvahu jurské a triasové dolomity a vápence v podloží uvedených formací. V případě existence dobrých kolektorských hornin v paleogénu a svrchní křídě bylo by navíc možno i tyto sedimenty zařadit mezi nadějně pro živice.

Zbývá ještě zmínit se o možnosti pokračování vyšších vnitrokarpatských jednotek nacházejících se v podloží neogénu vídeňské pánve do Malých Karpat. Ve vyšších příkrovech na strukturách Malacky, Láb a Baumgarten byly zjištěny dachsteinské vápence a dolomity a pouze na jediné vrstvě též lunzské vrstvy. Středně triasové horniny zde chybějí. Paralelizace vyšších příkrovů s vyššími jednotkami Malých Karpat není proto zatím jednoznačná. Připustíme-li ovšem možnost, že v podloží neprovrtaných lunzských vrstev na vrstvě Láb-93 se nacházejí středně triasové karbonáty, lze uvedené jednotky považovat za totožné.

V prostoru mezi malackou a lakšárskou elevací nebyly doposud získány podklady, jež by poskytly poznatky o ötscherském příkrovu. Avšak ani na samotné lakšárské vysoké kře není k dispozici jeho kompletní biofaciální charakteristika. Pouze vzhledem k přítomnosti středně triasových wettersteinských dolomitů a lunzských vrstev karnu bylo by možno srovnávat jej s havranickým nebo veternickým příkrovem Malých Karpat.

Doručené 11. X. 1975

Odporučil M. Dlabač

LITERATURA

- Biely, A. 1974: Posúdenie práce: „Předneogenní podloží vídeňské pánve a jeho další průzkum“. Autoři F. Němec — A. Kocák — S. Mayer 1973. Manuskript — Geofond, Bratislava, 15 s.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: De lápartenance des nappes des Karpates occidentales internes. XXIII. Inter. Geol. Cong. 3, (Prag), S. 87—92.
- Biely, A. et al. 1973: Geologické vyhodnotenie podložia Viedenskej panvy. Manuskript — Geofond, Bratislava, 148 s.
- Bílek, K. 1965: Výsledky a perspektivy průzkumu mezozoického podloží Vídeňské pánve. Manuskript — Geofond, Bratislava, 88 s.
- Bílek, K. 1969: Pionierský prieskum mezozoika centrálnu karpatského podložia neogénu Viedenskej panvy. Manuskript — Geofond, Bratislava, 32 s.

- Bílek, K. — Čajka, R. 1962: Zpráva o průzkumu centrálně karpatského podloží Vídeňské pánve. Manuskript — Geofond, Bratislava, 93 s.
- Buday, T. — Špička, V. 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské pánve ve světle výzkumů lakšárské elevace. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), 69, č. 9, s. 1—83.
- Buday, T. — Špička, V. 1961: Centrálně karpatské podloží Vídeňské pánve a jeho perspektivnost z hlediska živíc. Manuskript — Geofond, Praha, 126 s.
- Buday, T. — Špička, V. 1965: Centrálně karpatské jednotky v podloží československé části Vídeňské pánve. Sbor. geol. Věd, Ř. G (Praha), č. 7, s. 107—148.
- Buday, T. — Menčík, E. — Špička, V. 1967: Tektogeneze vnitrohorských depresí Karpat z hlediska stavby a reliéfu podloží Vídeňské pánve. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), 77, č. 6, s. 1—51.
- Buday, T. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, svazek 2, 1. vydání, Praha, Ústř. ústav geolog. 652 s.
- Bystrický, J. — Mahel, M. 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 21, Nr. 1, s. 191—196.
- Dlabač, M. — Adam, Z. 1963: Projekt naftového hlubinného průzkumu šaštínské elevace. Manuskript — Geofond, Bratislava, 27 s.
- Dlabač, M. — Mořkovská, V. 1971: Reliéf báze neogénu slovenské části Vídeňské pánve. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 55, s. 117—126.
- Dlabač, M. et al. 1968: Výzkum předneogenního podloží v jihovýchodní části Vídeňské pánve. Manuskript — Geofond, Bratislava, 214 s.
- Dolenko, G. N. 1955: Uslovija obrazovanija neftjanyh zalezej Venskogo bassejna. Materialy diskussii po probleme proischozdenija i migracii nefti. Izd. ANUSSR (Kijev), s. 238—246.
- Doležal, J. — Hadamovský, F. 1963: Detailní gravimetrický průzkum ve slovenské části vídeňské pánve v r. 1962. Manuskript — Geofond, Bratislava, 66 s.
- Doležal, J. — Možný, A. — Čekan, V. 1961: Detailní gravimetrický průzkum ve slovenské části Vídeňské pánve v r. 1960. Manuskript — Geofond, Bratislava, 74 s.
- Holzknecht, M. 1973: Mikropaleontologické rozborý jader odebraných na vrtech z neogenního podloží slovenské části vídeňské pánve. Manuskript — Archiv Nafty, n. p., Gbely, 220 s.
- Homola, V. et al. 1961: Opěrná vrtba Nesvačilka-1 v jihozápadní části vněkarpatské pánve na Moravě. Práce Výzk. Úst. Čs. naft. dolů (Brno), 17, s. 4—132.
- Hrdlička, M. — Kolman, L. — Kocák, A. 1969: Zpráva o refrakčně seismickém průzkumu v oblasti vídeňské pánve. Manuskript — Geofond, Bratislava, 53 s.
- Hrdlička, M. — Kolman, L. — Kocák, A. 1972: Zpráva o refrakčně seismickém průzkumu v oblasti vídeňské pánve a západní části Karpat. Manuskript — Geofond, Bratislava, 60 s.
- Chmelík, F. 1971: Geologie zdounecké tektonické jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. Sbor. geol. Věd, Ř. G (Praha), č. 19, s. 123—149.
- Ibrmayer, J. — Doležal, J. 1959: Zhodnocení gravimetrických měření provedených v čs. části Vídeňské pánve. Geofyz. Sbor. (Praha), s. 147—154.
- Jakeš, O. et al. 1971: Zpráva o seismickém průzkumu metodou společného reflexního bodu — vídeňská pánve 1970. Manuskript — Geofond, Bratislava, 100 s.
- Kapounek, J. — Kölbl, L. — Weinberger, F. 1963: Results of the new exploration in the basement of the Vienna Basin. 6th World Petrol. Congr. (Frankfurt am Main), Sect. 1.
- Kapounek, J. et al. 1964: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im alpin-karpatischen Becken untergrund. Erdöl—Erdgas—Z. (Wien), 80, Nr. 9, S. 305—317.
- Kapounek, J. et al. 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Miozän in Niederösterreich. Erdöl—Erdgas—Z. (Wien), 81, Nr. 4, S. 109—115.
- Kapounek, J. et al. 1967: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmischen Masse. Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 110, Nr. 6, S. 73—91.
- Kocák, A. — Němec, F. 1973: Příčné příkopy jihovýchodních svahů Českého masívu a možnost jejich pokračování do prostoru vídeňské pánve. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61, s. 189—209.

- Kocák, A. — Mayer, S. — Němec, F. 1973: Zpráva o reflexně-seizmickém měření metodou SRB — vídeňská pánev 1971—1972. Manuskript — Geofond, Bratislava, 148 s.
- Kocák, A. et al. 1971: Zpráva o seismickém průzkumu metodou společného reflexního bodu — vídeňská pánev 1970. Manuskript — Geofond, Bratislava, 99 s.
- Kulčickij, J. O. 1965: Nekotoryje problemnyje voprosy geologičeskogo strojenija Vostočnych Karpat. Materialy VI. szajda Karpat. — Balk. Geol. Assoc. (Kijev), s. 277—290.
- Kullmanová, A. 1968: Petrografické vyhodnotenie mezozoických sedimentov z vrtných jadier v podloží neogénnej panvy. Manuskript — Geofond, Bratislava, 16 s.
- Kullmanová, A. et al. 1968: Litologicko petrografické a stratigrafické vyhodnotenie tmavého flyšoidného súvrstvia v podloží Viedenskej neogénnej panvy. Manuskript — Geofond, Bratislava, 51 s.
- Kullmanová, A. et al. 1969: O dvojacom veku „lunzkých vrstiev“ v podloží neogénu viedenskej panvy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 50, s. 51—64.
- Kröll, A. — Wieseneder, H. 1972: The Origin of Oil and Gas Deposits in the Vienna Basin (Austria). 24th Inter. Geol. Congr. (Montreal), Sect. 5, S. 153—160.
- Kröll, A. — Wessely, G. 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefen — aufschluss im Wiener Becken. Erdöl—Erdgas—Z. (Wien), 89, Nr. 11, S. 400—413.
- Mahel', M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, svazek 1, 1. vydání, Praha, Ústř. ústav geol., 496 s.
- Mann, O. — Jarý, J. — Možný, A. 1963: Magnetický průzkum v oblasti vídeňské pánve a západokarpatského flyše v r. 1962. Manuskript — Geofond, Bratislava, 41 s.
- Menčík, E. — Pešl, V. — Plička, M. 1966: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v karpatském flyši. Manuskript — Geofond, Praha, 299 s.
- Němec, F. 1970: Komplexní rozbor poznatků o autochtonním paleogénu na jihovýchodních svazích Českého masívu s návrhem na jeho řešení hlubinným průzkumem. Manuskript — Geofond, Praha, 101 s.
- Němec, F. 1973: Geologie autochtonního paleogénu na jihovýchodních svazích Českého masívu. Sbor. geol. Věd, Ř. G (Praha), č. 24, s. 125—174.
- Němec, F. — Kocák, A. — Mayer, S. 1974: Předneogenní podloží slovenské části vídeňské pánve a jeho další průzkum. Manuskript — Geofond, Bratislava, 114 s.
- Odstrčil, J. 1967: Detailní tíhový průzkum gajarsko-šaštínského elevačního pásma. Manuskript — Geofond, Bratislava, 32 s.
- Roth, Z. 1957: L'état actuel de nos connaissances de l'édifice de la zone du Flysch des Carpates tchécoslovaques. Congr. geol. inter. (Mexico), Sect. 5, Nr. 1, S 253—265.
- Roth, Z. 1967: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten. Geol. Práce, Spr. (Bratislava) 42, S. 29—49.
- Snopková, P. 1964: Predbežné palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtov Lakšárska Nová Ves. Manuskript — Geofond, Bratislava, 3 s.
- Starobová, M. 1963: Sedimentární petrografické zhodnocení jádra č. 8 z hloubky 799—801 m z vrtby Lakšárska Nová Ves-3. Manuskript — archiv Nafty, n. p., Gbeľy, 1 s.
- Stráník, Z. — Eliáš, M. 1957: Zpráva o geologických výzkumech podloží neogénu vnitrokarpatké pánve vídeňské. Manuskript — Geofond, Praha, 57 s.
- Šimánek, V. 1963: Geochemický výzkum organické hmoty sedimentů v oblasti karpatského flyše. Manuskript — Geofond, Praha, 134 s.
- Šimánek, V. 1968: Geochemický výzkum naftomatečných a sběrných hornin čs. Karpat — mezozoické podloží čs. části vídeňské pánve. Manuskript — Geofond, Bratislava, 68 s.
- Šimánek, V. 1969: Naftově geochemický výzkum vrteb Žarošice-1 a Žarošice-2. Manuskript — Geofond, Praha, 58 s.
- Šimánek, V. 1971: Výzkum hlubinné geologické stavby v karpatské neogenní předhlubni a ve flyšovém pásmu Karpat-naftově geochemický výzkum úseku „Jih“. Manuskript — Geofond, Praha, 166 s.

- Šimánek, V. 1972: Naftově geochemické zhodnocení mezozoických hornin vrtby Láb-115. Manuskript — Geofond, Bratislava, 32 str.
- Špička, V. 1963: Zpráva o studijní cestě do Rakouska. Manuskript — Geofond, Praha, 36 s.

DER VORNEOGENE UNTERGRUND DES SLOWAKISCHEN TEILES DES WIENER BECKENS

FRANTIŠEK NĚMEC — AUGUSTÍN KOCÁK

Der Bericht enthält die geologische Bearbeitung des vorneogenen Untergrundes des slowakischen Teiles des Wiener Beckens, und zwar aus seismischen Reflexionsprofilen und aus den Resultaten von Tiefbohrungen, die zu diesem Zweck umbewertet und vervollständigt wurden. Bei der Interpretation der geologischen Verhältnisse wurden im Falle identischer Unterlagsmateriale Möglichkeiten erwogen, die Erkenntnisse aus dem bearbeiteten Gebiet an die Ergebnisse der Arbeit von A. Kröll — G. Wessely (1973), die sich auf die Östlichen Kalkalpen im Untergrund des Neogens des österreichischen Teiles des Wiener Beckens beziehen, anzuknüpfen.

Die seismischen Reflexionsmessungen wurden mit der Methode eines gemeinsamen Reflexionspunktes durchgeführt, und zwar mit dem System einer sechs- bis zwölffachen Überdeckung, mit einer zentralen Anordnung der Schusspunkte. Die Aufzeichnungen sind an einer Digitalzentrale EMR 6070 in dem Betrieb Geofyzika n. p. Brno bearbeitet worden. Das Ergebnis bildeten zeitliche Schnitte, ausgeführt in mehreren Varianten mit niedrigerer und höherer, zeitlich veränderlicher Filtration, und in einigen Fällen mit einer Dekonvolution vor und nach der Summierung.

Die stratigraphische Eingliederung des vorneogenen Untergrundes realisierten wir vor allem auf Grund der Auswertung von Mikro- und Makrofauna sowie Sporomorphen, die von Fachkollegen vom Geologischen Institut Dionýz Štúr (GÚDŠ) in Bratislava (M. Kochanová, A. Kullmanová, E. Plandrová, J. Salaj, O. Samuel, P. Snopková) und, soweit es sich um Mikrofauna handelt, auch von M. Holzknecht vom Laboratorium des Betriebes Moravské naftové doly (MND) in Hodonín durchgeführt wurde. Die Resultate der Arbeiten dieser Autoren befinden sich in den Berichten A. Biely et al. (1973), A. Kullmanová (1968), A. Kullmanová et al. (1968, 1969), P. Snopková (1964) und M. Holzknecht (1973).

Der vorneogene Untergrund des untersuchten Gebietes wird von innerkarpatischen Einheiten, der Klippenzone und von Magura-Flysch gebildet. Mit letzterem haben wir uns, seine morphologische Oberfläche ausgenommen, nicht befasst. Bei den anderen beiden sind (Tab. 7) folgende stratigraphische und lithologische Verhältnisse festgestellt worden.

Křížna- oder Manín-Decke. — A. Biely et al. (1973) sieht als eine dieser Einheiten graue bis dunkelgraue mergelige Tonsteine und Schiefer albischen Alters in der Bohrung Smolinské — 14 m an, und zwar auf Grund der Anwesenheit von Sandstein-Einschaltungen die in ihnen vorkommen. Von den

Kalken des Neokoms in ihrem Liegenden nimmt er an, dass sie entweder eine Sukzession mit ihnen bilden, oder ein Bestandteil der Klippenzone sind.

Alternativ kann nicht ausgeschlossen werden, dass auch die oberjurassischen Kalke aus der Bohrung Šaštín — 11 eine Schuppe der Krížna-Decke bilden.

Choč-Decke. Die älteste Formation bilden mitteltriassische, an Hand einer Foraminiferen-Mikrofauna aus der Bohrung LNV — 4 bestimmte Dolomite, die in einigen Partien bis in brekzienartige Dolomite übergehen. Sie sind hellgrau bis braun, stellenweise grau oder grünlich. Mit Hinsicht auf den lithologischen Charakter könnte es sich um Wettersteindolomite handeln.

Obere Trias — Karn wird von dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen und Schiefern der Lunzer Schichten charakterisiert, die mit Einschaltungen bis zu 5 m mächtiger fester, vorwiegend feinkörniger Sandsteine wechsellagern. Ihr Alter ist durch eine Halobien-Makrofauna und das Sporomorphenspektrum belegt. Sie kommen in dem Gebiet von Lakšárska Nová Ves sowie Šaštín vor. In einer maximalen Mächtigkeit von 2013 m wurden sie in der Bohrung LNV — 7 durchbohrt, wobei sich ihre echte Mächtigkeit hier um 600—700 m bewegt.

In der Bohrung Šaštín — 10 sind in einer Tiefe von 2140—2230 m fossilfreie, hellgraue bis graue, stellenweise bräunliche mikritische dolomitische Kalke festgestellt worden. Mit Hinsicht auf die Lunzer Schichten in ihrem Liegenden sehen wir sie als oberes Karn an. Lithologisch können sie mit Opponitzer Kalken verglichen werden. Ihr Vorkommen erwägen wir auch an den Bohrungen LNV — 2 und 7. In den tiefsten Partien der zweiten dieser Bohrungen werden sie durch zahlreiche Lagen von Anhydriten unterbrochen.

Als Hauptdolomit des Nors sehen wir an der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves eine Formation im Liegenden von Lunzer Schichten in der Bohrung LNV — 7 an, in welcher von 5500 m abwärts A. Kullmanová (mündliche Mitteilung) eine obertriassische Foraminiferenassoziation festgestellt hat. In der klippennahen Zone nehmen wir seine Existenz in den Bohrungen Šaštín-10, 11 und Borský Jur — 8 an, und zwar auf Grund des lithologischen Charakters, gegebenenfalls mit Hinsicht auf die Lunzer und Opponitzer Schichten in seinem Liegenden, denn faunistisch sind hier diese Gesteine steril. Lithologisch handelt es sich vorwiegend um hellgraue und graue, nur vereinzelt dunkelgraue, oft bräunliche, gegebenenfalls graubraune bis braune Dolomite und Kalk-Dolomite, die stellenweise brekzienartig sind. In den tiefsten Partien der Bohrung LNV — 7 sind sie von zahlreichen Anhydrit-Lagen unterbrochen.

Rät — Lias wurde an Hand des Sporomorphenspektrums in der Bohrung LNV — 7 in einer Tiefe von 2270—2360 m interpretiert. Es sind dunkelgraue bis schwarze, den Lunzer Schichten ähnliche Tonsteine und Schiefer, durchlagert von schwarzen, verhältnismässig weichen, zerfallenden Schiefern mit häufigen Harnischen.

Schuppensystem von Lakšárska Nová Ves. — Hierher gehören obertriassische Sedimente sowie auch Gesteine der oberen Kreide und des Paläogens, bei denen zum Teil eine Verfaltung in diese triassischen Formationen festgestellt wurde. Tektonisch gliedern wir in diesem System drei Teileinheiten aus, und zwar: die klippennahen Schuppen, die Schuppen von Lakšárska Nová Ves und die Giesshübler Schichten.

Die obertriassischen Gesteine der Schuppen von Lakšárska Nová Ves sind identisch mit den Gesteinen der Choč-Decke. Nur kommen in ihnen An-

hydrit-Lagen nicht in dem Hauptdolomit, sondern nur in den höheren Teilen der Opponitzer Kalke vor (in den Bohrungen Studienka — 5 und 37).

In der oberen Kreide der klippennahen Schuppen sind in dem Gebiet von Závod (J. Salaj in A. Biely et al. 1973) an Hand von Foraminiferenfauna Gesteine des oberen Senons, und tiefer (M. Holzknicht 1973) auch des Santons und Coniacs festgestellt worden. In den tieferen Partien handelt es sich um eine kalk-dolomitische, stellenweise brekzienartige Entwicklung, mit Lagen von Konglomeraten, die höher in eine Tonstein- und Tonstein-Sandstein-Entwicklung übergeht. Mit einer maximalen Mächtigkeit von 865 m wurden diese Gesteine, ohne ihr Liegendes zu erreichen, in der Bohrung Závod — 68 angebohrt.

An der Elevation von Lakšárska Nová Ves, wo in den Schuppen von Lakšárska Nová Ves bisher nur Campan und Maastricht festgestellt worden ist, beträgt die maximale durchbohrte Mächtigkeit der oberen Kreide in der Bohrung LNV — 7 288 m. Lithologisch sind es graue bis dunkelgraue, nur vereinzelt schwach grünliche dolomitische Kalke.

Das an der Bohrung LNV — 3 angebohrte Paläogen der Giesshübler Schichten wird von dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen und Schiefern gebildet, die den Lunzer Schichten ähnlich sind. Es wurde mit einer Mächtigkeit von 355 m erfasst, ohne sein Liegendes zu erreichen. Erwiesen wurde es auf Grund von Pollen- und Sporomorphen-Assoziationen und Foraminiferen-Mikrofauna. In den klippennahen Schuppen gehören die paläogenen Schichten aus der Bohrung Bištava — 1 zu dem mittleren Eozän, während in der Bohrung Šaštín — 10 ihre höchste Partie, dem Sporomorphenspektrum nach, bis zu oligozän sein kann. Lithologisch handelt es sich um Konglomerate und Sandsteine mit Lagen dolomitischer Brekzien, deren Hangendes bunte Tone und Tonsteine bilden.

Die fossilfreien Konglomerate aus der Bohrung Studienka — 3, die in der obersten Partie in bunte Schichten übergehen, sehen wir mit Hinsicht auf den lithologischen Charakter, sowie auf weitere Konglomerate in ihrem Hangenden, als Paläogen der klippennahen Schuppen an. Die stratigraphische Eingliederung der in den Bohrungen Závod — 57, 68 und Studienka — 39 erfassten fossilfreien Konglomerate und Sandsteine hingegen, ist problematisch. Dieser Komplex kann entweder ganz den basalen Neogenschichten angehören, oder seine unteren Partien können gleichfalls zu dem Paläogen der klippennahen Schuppen gehören.

Ötscher-Decke. — Die Kenntnisse über diese Einheit sind nur sehr sporadisch, da wir sie vorerst höchstens aus zwei Bohrungen interpretieren.

Faunistisch belegte mittlere Trias, die in der Bohrung LNV — 3 vorkommt, wird von hellgrauen, bräunlichen bis graubraunen Kalken mit Lagen von kalkigen Tonsteinen und einer Einschaltung von hellgrauem, bröckeligem, unregelmässige Partien von stark pyritisiertem Anhydrit abschliessendem Sandstein gebildet. Mit Hinsicht auf ihren lithologischen Charakter handelt es sich, wie auch A. Biely et al. (1973) annimmt, um Wettersteinkalke.

Obere Trias — Karn, ebenfalls an der Bohrung LNV — 3 festgestellt, in einer Entwicklung von dunkelgrauen Tonsteinen und Schiefern mit Einlagen von festen Sandsteinen. Auf Grund einer Halobien-Makrofauna und des Sporomorphenspektrums handelt es sich um Lunzer Schichten.

Höhere Decken. A. Kröll — G. Wessely (1973) gliedern südlich der

Ötscher-Einheit höhere Decken aus, deren Existenz sie vor allem mit einer grossen Mächtigkeit des Dachsteinkalkes lagunärer Fazies an der Struktur Baumgarten, sowie mit der Tatsache begründen, dass sich dieser Kalk hier nicht im Hangenden von Beckenfazies der Trias, sondern einer lagunären Riff-Entwicklung von Dolomit befindet. Unter Berücksichtigung des Umstandes, dass die gleiche Entwicklung auch bei Láb, Malacky und Vysoká pri Morave auftritt, sehen auch wir die Trias dieser Gebiete als Bestandteil von auf die Ötscher-Einheit aufgeschobenen höheren Decken im Sinne der angeführten Autoren an.

Die älteste Formation der höheren Decken ist obere Trias — Karn, festgestellt an der Bohrung Láb 93, in einer Entwicklung von dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen und Schiefern der Lunzer Schichten, deren Alter durch das Sporomorphenspektrum belegt worden ist.

Den höheren Teil bildet eine Schichtfolge fossilfreier, stellenweise kalkiger Dolomite, die zumeist hell- bis weissgrau, selten dunkelgrau sind, mit sehr stark begrenzten Einlagen von Kalken und einer Lage grobkörniger Sandsteine und Konglomerate an der Basis. Sie sind in der Bohrung Láb — 93 festgestellt worden, wo sie transgressiv im Hangenden von Tonsteinen und Schiefern der Lunzer Schichten liegen. Diese gesamte Schichtenfolge sehen wir als höhere Obertrias vom Dachstein-Typ an.

Am höchsten befindet sich ein Komplex hellgrauer und nur örtlich bis dunkelgrauer und dolomitischer Kalke, die nur vereinzelt Einlagen von kalkigen Dolomiten enthalten.

Die Buková—Depression ist in dem gegebenen Gebiet nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen. Als ihre mögliche Fortsetzung sehen wir, mit T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967) übereinstimmend, die in ihrer höchsten Partie in der Bohrung LNV — 5 angebohrten fossilfreien bunten Schichten mit polymikten Konglomeraten an.

Die Klippenzone besitzt in dem Untersuchungsgebiet eine stratigraphische Spanne von Oberjura — Oberkreide. Oberjura (Kimmeridge — Berrias — Tithon) ist an Hand von Foraminiferenfauna in der Bohrung Šaštín — 11 festgestellt worden, wo es sich nach einer der Alternativen um eine Schuppe der Klippenzone handeln kann. Zum Neokom werden, mit Hinsicht auf das Vorkommen einer reichhaltigen Assoziation von Mikroorganismen, die Liegendschichten aus der Bohrung Štefanov — 51 gerechnet, weiter die faunistisch nicht belegten Gesteine aus der Bohrung Koválov — 3 und eine Schuppe aus der Bohrung Smolinské — 19. Alb wurde durch eine reichhaltige Foraminiferenassoziation an den Bohrungen Smolinské — 17 und 19, und in einer abweichenden Entwicklung in der Bohrung Kúty — 7 bestätigt. Die liegenden Formationen in den Bohrungen Bištava — 2 und 3, Štefanov — 1, 140, 205 und Letniče — 1, wo ihre durch die Bohrung erfasste Mächtigkeit 1252 m beträgt, ohne dass ihr Untergrund erreicht worden wäre, reiht M. Holzknecht (1973) den Foraminiferenassoziationen nach zum Senon, während O. Samuel (in A. Biely et al. 1973) sie eher als zur Magura-Decke gehörendes Paläogen ansieht.

Lithologisch ist Oberjura bis Alb in einer Karbonat-Entwicklung, wozu im Alb Mergel, Mergelsteine und Schiefer mit Einlagen von Sandsteinen und Konglomeraten hinzukommen. Das Senon besitzt in den Bohrungen Letniče — 1, Štefanov — 170 und 404 eine Flysch-Entwicklung, repräsentiert durch graue bis dunkelgraue Tonsteine mit Einschaltungen von Sandsteinen und mit

Einlagen von Karbonaten in dem tieferen Teil. Demgegenüber handelt es sich in den Bohrungen Bištava — 2, 3 und Štefanov — 1 um bunte Tone und Tonsteine, die wir als Púchov—Schichten der Klippenzone betrachten.

In den inneren Karpaten haben wir im Untergrund des Neogens des slowakischen Teiles des Wiener Beckens die Křížna- oder Manín-Einheit, Choč-Einheit, das Schuppensystem von Lakšárska Nová Ves, die Ötscher- und höhere Einheiten ausgegliedert.

Das Vorhandensein der Křížna- oder Manín-Einheit nimmt A. Biely et al. (1973) in der klippennahen Zone in der Bohrung Smolinské — 14 an. Ausgeschlossen kann sie, in der Form einer Schuppe, auch in der Bohrung Šaštín — 11 nicht werden. In den übrigen Teilen dieser Zone, ebenso wie in sö. Richtung, nehmen wir an, dass die Křížna-Einheit das Liegende der Choč-Decke bildet.

Die Choč-Decke, die wir in dem Gebiet von Lakšárska Nová Ves, Šaštín und Borský Jur festgestellt haben, ist in nw. Richtung mässig auf die Klippenzone aufgeschoben. Das Fallen ihrer Schichten liegt zumeist in einem Bereich von 50–90°. Der Innenbau der Decke ist schuppenartig (Abb. 7–9) mit einer Vergenz der Schuppen vorwiegend nach NW—N. Lediglich höhere Schuppen auf der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves können mit Hinsicht auf die seismischen Reflexionsprofile (CDP), eine Vergenz nach SO besitzen. Der eigentliche Bau der Schuppen kann entweder monoklinal oder gefaltet sein.

Das Paläogen und die obere Kreide der Brezová-Serie bildet im Sinne von M. Maheľ et al. (1967), F. Chmelík (in T. Buday et al. 1967) und T. Buday — E. Menčík — V. Špička (1967) die Ausfüllung einer grossen Zwischengebirgsdepression gleichen Namens, die einen im Grunde germanotypen Bau besitzt. Die ganze Serie repräsentiert dabei im Sinne der angeführten Autoren einen faziell veränderlichen Sedimentationszyklus vom Coniac bis in das obere Eozän.

Auf Grund der Auswertungen, die wir nach neuen, aus Tiefbohrungen gewonnenen Unterlagsmaterialien durchgeführt haben, gelangen wir zu Erkenntnissen, die von den angeführten Ansichten abweichen.

Auf der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves befinden sich in die höchsten Partien der Trias verschleppte Sedimente der oberen Kreide und des Paläogens. Mit Hinsicht darauf, dass der Bau dieser Formationen aus diesem Grund einen alpidischen Stil besitzt, sehen wir sie als eine Einheit an, die wir Schuppensystem von Lakšárska Nová Ves benennen. Gleichzeitig gliedern wir hierher, bis zu einer definitiven Lösung, auch alle übrigen bisher als autochthone Ausfüllung der Brezová-Depression angesehenen oberkretazischen und paläogenen Schichten, bei denen bisher keine Verschleppung in den Bau der innerkarpatischen Decken festgestellt wurde. Weiter gliedern wir im Rahmen des Schuppensystems von Lakšárska Nová Ves drei Teil-Einheiten aus. Zwei von ihnen benennen wir klippennahe Schuppen und Schuppen von Lakšárska Nová Ves, während wir für die dritte die bereits aus dem Untergrund des Neogens in dem österreichischen Teil des Wiener Beckens bekannte Benennung — Giesshübler Schichten verwenden.

Die Ausdehnung der klippennahen Schuppen ist annähernd identisch mit der Ausdehnung der Brezová-Depression in ihrer bisherigen Deutung. Sie treten in dem Gebirge Myjavská pahorkatina auf, von wo aus sie in Richtung nach SW unter das Neogen des Wiener Beckens tauchen, wo sie in dem

Gebiet von Bištava, Šaštín, Studienka und Závod festgestellt wurden. Von hier aus gehen sie nach Österreich über.

Über ihren Innenbau besitzen wir vorerst nur geringe Kenntnisse. Nach vorläufigen, aus der Bohrung Lubina-1 gewonnenen Ergebnissen (mündliche Mitteilung von B. Leško vom GÜDŠ), handelt es sich hier um eine Wechsellagerung von paläogenen und oberkretazischen Schuppen. In dem Gebiet von Závod, wo bisher keine Verfaltung von Oberkreide in die triassischen Sedimente beobachtet wurde, wird die Verschuppung der Gesteine dem Fallen der Schichten nach nicht so intensiv sein.

In Richtung nach NW setzen die klippennahen Schuppen auf oder sind mässig auf die Klippenzone und die Choč-Decke, gegebenenfalls auf die Krížna- oder Manín-Einheit aufgeschoben. In dem Gebiet von Šaštín ist demgegenüber mit grösster Wahrscheinlichkeit (Abb. 9) eine Schuppe der Klippenzone oder der Krížna-Decke auf das in der Bohrung Šaštín — 10 festgestellte Paläogen aufgeschoben.

Die Teil-Einheit, die wir Schuppen von Lakšárska Nová Ves bezeichnen (Abb. 7 und 8), ist bisher auf das Gebiet der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves begrenzt. Sie ist durch triassische Gesteine gekennzeichnet, in deren höchsten Partien, wie in den Bohrungen Studienka — 5, 37, LNV — 4 und 6 festgestellt wurde, Sedimente der oberen Kreide verfaltet sind. Die Einheit besteht aus einigen Schuppen, deren Schichten unter 40—90° einfallen. Die in den Bohrungen LNV — 2, 4 und 7 interpretierte Aufschiebung der Schuppen von Lakšárska Nová Ves auf die Choč-Decke besitzt mit grösster Wahrscheinlichkeit eine Vergenz nach SO, was bedeutet, dass es sich um eine rückläufige Überschiebung handelt.

Auf das in der Bohrung LNV — 3 nachgewiesene Paläogen (Abb. 10) sind, ähnlich wie auf das Paläogen der „Giesshübler Mulde“ in Österreich, Gesteine der oberen und mittleren Trias aufgeschoben. Wir folgern daher, dass die paläogenen Schichten in beiden Fällen identisch sind. Es ist hierbei jedoch nicht eindeutig erwiesen, ob es sich um eine Depression (Mulde) tektonischen Ursprungs handelt. Aus diesem Grunde verwenden wir zur Bezeichnung von paläogenen Gesteinen im Liegenden der Ötscher-Decke die Benennung Giesshübler Schichten. Über den weiteren Verlauf dieser Schichten, ebenso auch über ihre Beziehung zu den Sedimenten der Buková-Depression, besitzen wir zur Zeit keine beweiskräftigen Erkenntnisse.

Die Ötscher-Decke, von österreichischen Geologen als selbständige tektonische Einheit ausgegliedert, ist in Österreich nach A. Kröll — G. Wessely (1973) auf das Paläogen der Giesshübler Mulde aufgeschoben. Da auf der Elevation von Lakšárska Nová Ves in der Bohrung LNV — 3 auf das Paläogen der Giesshübler Schichten ebenfalls eine von Lunzer Schichten und mitteltriassischen Karbonaten gebildete Decke aufgeschoben ist nehmen wir an, dass es sich auch auf unserem Territorium um die Ötscher-Einheit handelt.

Die Grenze der Aufschiebung der Ötscher-Decke (Beil. 1) haben wir, mit Ausnahme des Bereiches der Bohrung LNV — 3 aus seismischen Reflexprofilen interpretiert. Von ihrem Innenbau kann angenommen werden, dass dieser ebenfalls schuppenartig ist. Ein Beweis hierfür ist die in der Bohrung LNV — 3 festgestellte Überschiebung mitteltriassischer Kalke auf Lunzer Schichten des Karns.

Die höheren Decken sind in Richtung nach NW auf die Ötscher-Einheit

aufgeschoben. Auch die Grenze dieser Aufschiebung (Beil. 1) haben wir aus seismischen Reflexprofilen interpretiert.

Aus dem angeführten geht hervor, dass vom Gesichtspunkt der gebirgsbildenden Vorgänge in dem innerkarpatischen Untergrund des Neogens des Wiener Beckens drei gebirgsbildende Phasen nachgewiesen werden können, und zwar: prägosauisch, postgosauisch, aber präpaläogen und postpaläogen, doch vorneogen.

Von den von uns interpretierten Einheiten können als prägosauisch die Krížna- und die Choč-Decke angesehen werden. Im Verlauf der postgosauischen aber präpaläogenen Phase kam es wiederholt zur Verfaltung der Choč-, gegebenenfalls auch der Krížna-Decke mitsamt der hangenden Oberkreide, die intensiv in einen Teil der triassischen Schichten verfaltet war, wodurch das Schuppensystem von Lakšárska Nová Ves entstand. Die postpaläogene Tätigkeit vor Beginn der miozänen Transgression äusserte sich während der laramischen Orogenese durch die Aufschiebung der Ötscher-Decke auf das Paläogen der Giesshübler Schichten. Gleichzeitig kommt es zur gegenseitigen Verschuppung von paläogenen und oberkretazischen Schichten in den klippennahen Schuppen. Was die höheren Decken betrifft, so kann die Zeit ihrer Entstehung mit Hinsicht auf das Fehlen von Oberkreide und Paläogen in ihnen nicht mit Gewissheit bestimmt werden.

Der in dem Untergrund des Neogens des slowakischen Teiles des Wiener Beckens festgestellte alpidische Stil reicht, unter Berücksichtigung der Bohrung Lubina — 1, bis zu dem NO-Rand der Brezová-Depression in deren bisheriger Deutung. Ausserdem kann nicht ausgeschlossen werden, dass in der klippennahen Zone im Untergrund der karpatischen Decken paläogene, gegebenenfalls oberkretazische Sedimente, und damit auch der alpidische Stil des Baues der karpatischen Decken weiter nach NO, bis in den Bereich der Oberflächenaufschlüsse des Paläogens in dem Žilina—Talkessel fortsetzen.

Die Fortsetzung der Klippenzone von Podbranč, wo sie unter das Neogen des Wiener Beckens taucht, interpretieren wir zuerst in Richtung WSW nach Koválov und Štefanov. Von hier verläuft sie, nach einer Wendung in Richtung NO—SW, über Smolinské und den Raum im NW von Borský Jur nach Österreich.

Nach seismischen Reflexionsprofilen (CDP) fällt die Klippenzone in dem untersuchten Gebiet nach SO, das heisst, dass sie auf die Gesteine des Magura-Flysches hier in Richtung nach NW aufgeschoben wurde. Über die Fortsetzung der Klippenzone in die Tiefe, sowie über das Problem entweder ihrer tektonischen Verwurzelung oder der allmählichen Abnahme ihres Einfallens in die Tiefe und ihr flaches Untertauchen unter die Deckenstirnen bringt die neue Reflexionsseismik (CDP) keine eindeutigen Erkenntnisse, wenn auch an einigen Profilen gewisse Andeutungen bestehen, von denen die zweite Alternative unterstützt wird. Zu dieser neigen auch einige Arbeiten österreichischer Geologen (J. K a p o u n e k et al. 1965).

Durch die neogene Bruchtektonik sind in dem Untergrund des Wiener Beckens grundlegende längs- und quer-orientierte Struktureinheiten ausgegliedert worden (Beil. 1).

Die Querrichtung (NW—SO bis W—O) bestimmen die genetisch älteren Brüche mit einer hauptsächlich vormittelbadischen Aktivität, die Längsrichtung (NO—SW und NNO—SSW) wird von genetisch jüngeren, post-

unterbadischen Brüchen, die sich an der Veränderung der Orientierung der Achse des Beckens beteiligen, bestimmt.

Zu den Quer-Einheiten gehört im NO der Graben von Šajdíkové Humence und von Čáry. In dem mittleren Teil des Beckens verläuft in Richtung O—W der Graben von Leváre—Sološnica. In dem südlichen Bereich kommt der Horst von Lozorno—Láb zur Geltung, der im S durch die Suchohrad-Depression begrenzt wird. Südlich der Gemeinde Záhorská Ves wurde eine morphologische Elevation des Untergrundes festgestellt, die ein Bestandteil der Struktur von Tallesbrun ist.

Zu den Längs-Einheiten in dem N-Teil des Beckens gehört der Horst von Hodonín—Gbely mit der ausgeprägten Elevation von Cunín—Týnec. Der Horst wird im Osten durch die Kopčany-Depression gesäumt. Als dominante Elemente in dem Becken bleiben die Elevationszone Šaštín—Závod, der Elevationszug Láb—Malacky und die Elevation von Lakšárska Nová Ves.

Das ausgeprägteste morphologische Element in der Elevationszone Šaštín—Závod ist die Struktur von Štefanov. Die Strukturelevation von Láb—Malacky ist lokal in die Malacky- und die Láb-Teilstruktur gegliedert. Die Entwicklung der Struktur Láb begann bereits im Karpat, als die Tätigkeit der Querstörungen zur Geltung kam, während sich die Malacky-Elevation erst seit dem Ende des unteren Badens entwickelt. In dem südlichen Teil der Struktur von Láb wurde mit einem Gipfel bei der Gemeinde Láb eine Teilelevation festgestellt, die von der Láb-Elevation durch eine Querstörung getrennt ist.

Die Elevation von Lakšárska Nová Ves gehört zu den ausgeprägten Strukturen des Untergrundes in dem Becken. Ihr Gipfel ist in nö. Richtung gestreckt. Sie ist durch Längsbrüche postunterbadischen Alters gestört. Von der Elevationszone Šaštín—Závod ist sie durch den Graben von Koválov getrennt.

In dem Magura-Flysch äussert sich in der Modellierung des Untergrundes in starkem Ausmass eine Schicht-Tektonik, während in dem innerkarpatischen Untergrund ein Schollen-Block-Bau mit monoklinal einfallendem Untergrund kennzeichnend ist. Durch eine erhöhte Mobilität äussert sich die Klippenzone, bei deren finaler Formung die Brüche von Farská und Moravský Ján mit den abklingenden Bewegungen in genetischen Zusammenhang standen.

Auf Grund der geologischen Bearbeitung haben wir auch eine zusammenfassende Analyse der erdölgeologischen Verhältnisse durchgeführt.

Nach den geochemischen Untersuchungen auf organische Stoffe (V. Šimánek 1968, 1972) weisen die vorneogenen Formationen des studierten Gebietes in Hinsicht auf Erdölführung keine günstigen Indizien auf. Auch die Menge der epigenetischen, d. h. einmigrierten Bitumina ist geringfügig und bedeutungslos.

Mit Hinblick auf die alternativ in dem Untergrund des Magura-Flysches vorausgesetzten autochthonen Sedimente der SO-Hänge der Böhmisches Masse (F. Němec 1970, 1973) ist es, nach Applikation der, mit der gleichen Methode in Mähren erzielten Resultate möglich, vom Gesichtspunkt der Erdölführung günstige Untergrundsgesteine anzunehmen (V. Šimánek 1969, 1971). Dies vor allem bei mesozoischen Sedimenten, die in pelitischer oder pelitisch-karbonatischer Fazies auftreten, wobei auch die Gesteine des autochthonen Paläogens nicht ausgeschlossen werden können.

Die Wässer der innerkarpatischen Einheiten sind nach M. Dlabáč — M. Michalíček — V. Procházková (in M. Dlabáč et al. 1968) dreierlei

Art. In der Trias der höheren Decken in dem Bereich von Láb, Malacky und Vysoká pri Morave sind es Salzsolen vom Natriumchlorid-Typ mit einem Kalziumchlorid-Untertyp.

Die zweite Gruppe bilden schwach bis mittelmässig mineralisierte salzige Natriumchlorid-Wässer, die in der Trias, der oberen Kreide und dem Paläogen auf der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves festgestellt wurden. Die starke Aussüßung dieser Wässer ist durch die Offenheit der Gesteinskomplexe und höchstwahrscheinlich auch durch ihre Verbindung mit den zugehörigen mesozoischen, in den Kleinen Karpaten an die Oberfläche tretenden Formationen bewirkt. Die Migration von Oberflächenwässern der Kleinen Karpaten in die angeführten Formationen dauert auch zur Zeit an, dies beweist der bei Pumpversuchen festgestellte ständige Wasserzufluss.

Hauptsächlich in der Trias der Choč-Decke der klippennahen Zone sind stark mineralisierte Natriumhydrokarbonat-Wässer festgestellt worden, die in die dritte Gruppe gehören. Eine Ausnahme bilden hier jedoch stark ausgesüßte Wässer, die sich in dem Paläogen und höheren Partien der Trias in der Bohrung Šaštín — 10 befinden.

In der Bohrung LNV — 7 ist ausserdem bei Testerproben aus dem Hauptdolomit aus 5201—5230 m Tiefe Salzwasser gewonnen worden, welches wegen der nicht ganz repräsentativen Probe nicht näher spezifiziert werden kann. Das Wasser besitzt einen typischen Erdöl-Charakter, da in ihm Jodine, Bromide und gelöste Gase enthalten waren, deren Hauptkomponente Methan und von den höheren Kohlenwasserstoffen Äthan in einer Menge von 0,2 % bildeten.

Die primäre Porosität der Kalke und Dolomite der innerkarpatischen Einheiten ist sehr gering (durchschnittlich um 1,6 %). Mit Hinsicht auf die Permeabilität wurden fast alle Proben als undurchlässig bewertet. Die sekundäre Porosität ist demgegenüber nach den Analysen von Bohrlochmessungen die an der Bohrung Láb — 115 durchgeführt wurden, sowie nach dem Wasserzufluss während der Pumpversuche, gut. Die angeführten Gesteine dieser Einheiten können daher als gute Speichergesteine angesehen werden.

Demgegenüber können die paläogenen und oberkretazischen Sedimente des Schuppensystems von Lakšárska Nová Ves, ebenso wie die bisher angebohrten Gesteine der Klippenzone auf Grund der angegebenen Kriterien nicht günstig bewertet werden.

Bitumen-Lagerstätten sind in den innerkarpatischen Einheiten des Untersuchungsgebietes bisher nicht entdeckt worden. Erdöl-Äusserungen wurden vor allem in der Klippenzone und der klippennahen Zone und in geringerem Ausmass auf der Elevation von Lakšárska Nová Ves festgestellt, während sie in dem Gebiet von Láb, Malacky und Závod nur vereinzelt vorkommen.

Gasvorkommen überwiegen in der klippennahen Zone, in geringerem Ausmass in der Klippenzone und dem Gebiet von Závod, gegebenenfalls auf der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves. Vorkommen von in Wasser gelösten Gasen dominieren demgegenüber in den höheren Einheiten an der Elevation von Láb und Malacky, verhältnismässig häufig sind sie auch auf der Hochscholle von Lakšárska Nová Ves, während sie in der Klippenzone und der klippennahen Zone fast überhaupt nicht anwesend sind.

Die festgestellten Gase sind brennbar, kohlenwasserstoffhaltig. Sie besitzen einen hohen Methangehalt. Höhere Kohlenwasserstoffe sind ebenfalls vorhanden, was ein beweiskräftiges Merkmal ihrer bituminösen Herkunft ist.

Kleinere Bitumen—Lagerstätten autochthonen Ursprungs schließt die potentielle Erdölführung der Gesteine der innerkarpatischen Decken nicht aus. Soweit es zu einer Migration von Bitumina aus neogenen Sedimenten, die nicht ausgeschlossen werden kann, gekommen war, besaß diese keine praktische Bedeutung für die Bildung von Lagerstätten in den vorneogenen Formationen.

Wir nehmen an, dass für die Entstehung dieser Lagerstätten eine Migration aus den autochthonen Formationen (vor allem aus dem Mesozoikum) der SO-Hänge der Böhmisches Masse in Frage kommt. Diese Migration kann durch den Speicher-Charakter dieser Gesteine belegt werden, der an diesen Hängen in Mähren durch die Untersuchungen auf organische Stoffe (V. Šimánek 1971) festgestellt worden ist.

Zu einer Akkumulation von Bitumina in morphologischen Fallen konnte es erst nach der Abdichtung der innerkarpatischen Einheiten, d. h. am frühesten nach der Sedimentation der Karpats gekommen sein. In der klippennahen Zone, wo die morphologischen Fallen sekundär (J. Janáček in A. Biely et al. 1973) durch starke Erosionstätigkeit entblößt wurden, konnten nur jene Lagerstätten erhalten bleiben, die erst nach dem Absatz des Badens entstanden sind.

An der Elevation von Láb und Malacky sind, ähnlich wie an österreichischen Strukturen, Salzsolon mit einer bedeutenden Menge von gelösten Gasen festgestellt worden. Diese Tatsache, sowie die Existenz von Bitumen—Lagerstätten in vorneogenen Formationen auf österreichischer Seite und entgegengesetzt ihr Fehlen bei uns auf so ausgeprägten Strukturen wie es die von Láb und Malacky sind, bilden die Grundlage zu der Annahme, dass es sich hier um eine Differentiations-Akkumulation der Bitumina handelte, die durch ihre Migrationsvorgänge aus den SO-Hängen der Böhmisches Masse hervorgerufen wurde.

Die Grundsätze dieser Differentiations-Akkumulation der Bitumina können auch für die tiefen Partien der innerkarpatischen Decken angenommen werden, da sie Tongesteine und Schiefer der Lunzer Schichten enthalten, welche mit Hinsicht auf die bedeutenden Mächtigkeiten als gute Deckschichten dienen können. Unter diesen Bedingungen kann gleichzeitig angenommen werden, dass es nicht nur während der Ablagerung des Neogens, sondern bereits im Paläogen, gegebenenfalls in der Oberkreide zur Entstehung von Bitumen—Lagerstätten in den tiefen Partien dieser Decken gekommen sein konnte. Dies betrifft sowohl die klippennahe Zone, wie auch den Raum weiter nach SO, d. h. vor allem die Hochscholle von Lakšárska Nová Ves und das Gebiet von Studienka. Ein Teil dieser, vor dem Beginn der neogenen Sedimentation entstandenen Lagerstätten ist jedoch durch die späteren gebirgsbildenden Vorgänge zerstört worden.

Als Quelle bei der Entstehung der Kohlenwasserstoffe in dem Wiener Becken kann auch eine sekundäre thermale Mobilisation von Kerogen angenommen werden (A. Kröll — H. Wieseneder 1972), die durch das Absinken des Beckens erfolgte, als es infolge der Veränderungen von Druck, Temperatur und weiteren physikalisch-chemischen Prozessen in dem Muttergestein zu einer Umbildung der Restmenge von organischen Stoffen in Kohlenwasserstoffe kommt.

Der Prozess der Mobilisation konnte sowohl die autochthonen paläogenen, mesozoischen, gegebenenfalls paläozoischen pelitischen und karbonatischen

Sedimente der SO-Hänge der Böhmisches Masse erfassen, wie auch Pelite, gegebenenfalls Karbonate der innerkarpatischen Deckeneinheiten und die Erdölmuttersedimente der neogenen Ausfüllung. Industrielle Gasakkumulationen sind in grossen Tiefen (4800—6000 m) an der Lagerstätte Schönkirchen—Tief in dem österreichischen Teil des Wiener Beckens festgestellt worden, wo als Quelle die Karbonate der ostalpinen Becken angesehen werden.

Aus der angeführten Analyse resultiert, dass nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse in dem Untergrund des Neogens des slowakischen Teiles des Wiener Beckens als für Bitumen—Akkumulationen aussichtsreiches Gebiet der Bereich der klippennahen Zone, und in dieser vor allem die Šaštín—Elevation angesehen werden kann, die durch eine positive Anomalie in der Karte der Bouguerschen Isanomalien sowie in Karten anderer Derivationen und residueller Anomalien gekennzeichnet ist. Dies bedeutet, dass es sich um eine Anomalie mit verhältnismässig tiefer Anlage handelt, die bis in die Unterlage der innerkarpatischen Decken und der Klippenzone reichen kann. Die Anomalie ist auch durch weitere geophysikalische Methoden bestätigt worden.

In der klippennahen Zone kann auch das Gebiet von Borský Jur nicht als bitumen-aussichtsreich ausgeschlossen werden. Demgegenüber ist der südöstliche Hang der Štefanov—Elevation wegen der aus den Ergebnissen der Bohrung Lubina — 1 sowie aus seismischen Reflexionsmessungen und Gravitationsmessungen anzunehmenden bedeutenden Mächtigkeiten von Paläogen und Oberkreide der klippennahen Schuppen für die triassischen Karbonate der innerkarpatischen Decken nicht aussichtsreich, da diese hierdurch in strukturell tiefere Lagen gelangen.

Erstrangige Bedeutung vom Gesichtspunkt der Perspektiven der Bitumenhaltigkeit besitzen weiter triassische Dolomite der Choč-Decke auf der Elevation von Lakšárska Nová Ves, soweit sie unter Lunzer Schichten vorkommen, die ihre Deckschicht bilden. An der Tiefscholle des Bruches von Lakšárska Nová Ves in dem Gebiet von Studienka sehen wir die zu der Ötscher-Decke gehörende morphologische Elevation und weiter den von dieser Decke verdeckten Hang der Choč-Einheit als aussichtsreich an. In dem südlichen Teil des Beckens ist die morphologische Elevation bei Záhorská Ves aussichtsreich.

Nördlich der Klippenzone ist das aussichtsreichste Gebiet für autochthone Formationen (vor allem Jura) des SO-Hanges der Böhmisches Masse, die wir hier alternativ im Untergrund des Magura-Flysches voraussetzen (F. Němec 1970, 1973), die in dem Profil 563/72 erfasste ausgedehnte Elevation. Ihre Gipfelpartie befindet sich an der interpretierten Basis der Flysch-Decken in einer Tiefe um 6000—7000 m. Die Elevation setzt nach ONO fort. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass der Untergrund des Flysches hier von innerkarpatischen Formationen, gegebenenfalls direkt von Kristallin gebildet wird.

Preložil L. Osvald

Milan Slivovský: **Skalné zrútenie pri Podbieli a návrh na jeho sanáciu** (Žilina 26. 9. 1975).

V januári 1975 vznikol na trati Kľačany—Trstená v km 42,77/85 pri Podbieli skalný zával v kubatúre asi 22 000 m³, ktorý zatarasil trať a vyradil ju z prevádzky. V postihnutej spádovej oblasti zostala celá severná Orava (Tvrdosín, Nižná, Námestovo). Narušila sa kontinuita výrobného procesu a bolo ohrozené plnenie plánu posledného roku piatej päťročnice.

Tiaľ v mieste skalného zrútenia prechádza pri úpätí prirodzenej 145 m vysokej skalnej steny (60—90°) čiastkového bradla prechodného vývoja, ktoré je v topografickom a geologickom označení známe ako Červený kameň. V geologickej literatúre mu venoval pozornosť už D. Andrusov (1931, 1938). Bradlo je tektonickou vrásou diapírovou šupinou s inverziou stratigrafickej superpozície hornín. Jeho vrchnú časť budujú liasové horniny (škvrnité vápence, slieňovce, krinoidové vápence), strednú a nižšie časti doggersko-malmské a kriedové horniny: hľuznaté, rohovcové vápence, rádiolaritové jaspisy, slieňovce, vápence typu Biancone a bridličnaté slieňovce.

K porušeniu masívu došlo odtrhnutím sa častí steny a previsov doggersko-malmských hornín vo výške 70 až 110 m nad Oravou pozdĺž puklín paralelných s povrchom steny, tzv. puklín z rozvoľňovania masívu.

Pevnosť horninového materiálu sa zisťovala na vzorkách umele pripraveného tvaru (kocky, resp. hranol s maximálnym štíhlostným pomerom 1,33). Testovala sa pevnosť v jednoosovom tlaku krehkým šmykovým lomom, podľa Mohra sa stanovila šmyková pevnosť horninového materiálu.

Pevnosť na puklinách horninového masívu (vrcholová) sa určila nepriamo podľa metodiky, ktorú navrhol N. Barton. Určila sa z tlakovej pevnosti stien pukliny JCS (Joint wall compressive Strength), spektra drsnosti pukliny JRC (Join roughness coefficient) a veľkosti normálového napätia σ_n podľa vzťahu

$$\tau = \sigma_n \cdot \operatorname{tg} \left[\operatorname{JRC} \log \frac{\operatorname{JCS}}{\sigma_n} + \varnothing_b \right]$$

kde $\varnothing_b$ je základný uhol v trení (basic friction anglé), ktorý môže predstavovať hodnotu reziduálneho trenia $\varnothing_R$ na vyhladenej pukline.

Výpočet sa vykonal na počítači Hewlett—Packard pre JRC = 20, 10, 5 s voleným modulom normálneho napätia 5,0 kp.cm² v rozsahu od 5 do 90 kp.cm⁻².

Na základe vykonaných laboratórnych testov, geologickej dokumentácie in situ, vyšetrenia vlastností, horninového masívu bola navrhnutá sanácia a zabezpečenie skalnej steny. Spočíva v odstránení previsov na stene vytvorením štyroch etážových stupňov v hornej časti steny, v ich odstránení trhavinami (s vhodne dimenzovanou náložou), v zabezpečení ostatných potenciálnych častí steny zakotvenou sieťovinou (resp. z PVC) s vrstvou torkréty, v biologickej ochrane stien (hydrooosť, zalesnenie) a v rozhrnutí zrútenej hmoty pri úpätí steny do priťažovacej nezhutnenej lavice na výšku 10 m nad koľajou, ktorá má tlmiť energiu prípadných nových odtrhov

Napokon bol navrhnutý odsun terajšej koľaje o 25 m do koryta Oravy a rozšírenie koryta o zúženú časť.

Autor v prednáške poukázal na to, že doterajšie datovanie pomocou palinológie a rádiogénnych metód nepotvrdilo náhľady o veľkej prevahe prekambria v oblasti Západných Karpát, ale naopak, doterajšie údaje, i keď relatívne málo početné, svedčia o väčšom rozšírení paleozoika. Zdôraznil nevyhnutnosť preveriť správnosť súčasných predstáv o stratigrafii kryštalinika a vytvoriť nové stratigrafické členenie kryštalicích hornín Západných Karpát, ktoré by sa opieralo o konkrétne údaje geochronologického datovania. Poukázal aj na nevyhnutnosť preveriť vek progresívnej metamorfozy, datovanie granitoidného plutonizmu a vek hydrotermálnej mineralizácie.

Podľa geochronologických údajov o veku hornín západokarpatského kryštalinika možno uviesť nasledujúce:

Analýzy, ktoré robil J. Kantor K/Ar metódou, sa pohybujú od 225 mil. rokov (pegmatit M. Karpát) do 360 mil. rokov (hybridný leukokratný granit Trangoška — Nízke Tatry). Bridlice a granitoidy z oblasti veporid v dôsledku diaforézy a tektonometamorfozy prejavovali vek podľa biotitu a živcov medzi 75 až 115 mil. rokmi. Iné laboratória (Kyjev a Jerevan) určili pomocou K/Ar metódy vek amfibolitu zo zóny migmatitov pod Trangoškou, Nízke Tatry, 350 mil. rokov a analýza amfibolu (Geologický ústav Jerevan) z gabroamfibolitu, resp. amfibolického gabra z oblasti Bratislavy dala 365 mil. rokov. Amfibolit od Muráňa, nachádzajúci sa v muránskych žulorulách (leptitové ruly L. Kamenického), dal v dôsledku spätnej premeny vek 120 mil. rokov.

Burchart pomocou Rb/Sr metódy dostal vek granitoidných hornín poľských Vysokých Tatier medzi 251 až 316 mil. rokov a bridlice — rúl 283 až 413 mil. rokov. Posledný údaj sa týka bridlic z doliny Kondatovej (masív Goričkovej).

Údaje, ktoré sa získali v spolupráci s Kyjevským inštitútom geochémie a fyziky minerálov Akadémie vied USSR (Bojko et al. 1974) pomocou izotopov olova v zirkónoch, tiež potvrdzujú variský vek skúmaných minerálov. Kremitý diorit Tribeča, leukokratný granit z Chyžného (zóna Kohúta), migmatit od Trangošky a synkinematický granit Nízkych Tatier pri Vyšnej Boci (typ Králička) spadajú do vekovej hranice 320 ± 20 mil. rokov. Starší vek (385 mil. r.) dáva nerovnorodý zirkón z migmatitov Nízkych Tatier (cesta na Srdiečko pri Trangoške), v ktorom je do 20 % klastogénneho zirkónu. Monazit z tejto vzorky dáva vek 315 mil. rokov.

Z ďalšieho datovania K/Ar metódou z Geologického ústavu arménskej AV, z laboratória G. P. Bagdasarjana, z Jerevanu (36 analýz) len jedna albitická hornina (porfyroid) z antimónovej štôlne Sb ložiska Pezinok dosahuje hodnotu 390 mil. rokov. Ostatné analýzy sa pohybujú medzi hodnotami 85 až 365 mil. rokov, teda znovu sa nezískal údaj potvrdzujúci predkambrický vek hornín.

Koncom roku 1975 sme z Inštitútu geochémie a fyziky minerálov AV USSR v Kyjeve dostali zaujímavé a čiastočne neočakávané údaje získané analýzou rádiogénneho olova vo vyseparovaných zirkónoch z rozličných hornín Západných Karpát. Štyri vzorky dodal do Kyjeva Geologický prieskum (P. Grecula) zo Spišsko-gemerského rudohoria, dve vzorky zasial Geologický ústav SAV.

Určenie variskeho veku hrončockého granitu je o to významnejšie, že pomocou K/Ar metódy hornina dávala neoidný vek. Predpoklad, že i napriek tomu ide o variskú intrúziu granitu typu Hrončok, bol teda správny.

Prekvapením je spodnovekovský vek (385 mil. r.) intrúzie granodioritov síhlianskeho typu. Ak je tento údaj správny a nie je spôsobený prítomnosťou zirkónov sedimentárneho klastogénneho pôvodu, potom ide o prvý geochronologicko-rádiometrický údaj, ktorý by naznačoval, že v kaledónskej ére existoval v Západných Karpatoch granitoidný plutonizmus.

Kyslé metaefuzíva Spišsko-gemerského rudohoria dávajú vek okolo 390 mil. rokov, t. j. majú taký vek, aký sa určil K/Ar metódou pri albitickej hornine, tzv. porfy-

roide (podľa M. Mundu) z antimónovej štôlne pezinského ložiska. Analýzy zirkónov kvarcitu z porfyroidovej série Spišsko-gemerského rudohoria (600—700 mil. r.) sú dôkazom toho, aký veľký vplyv môže mať najmä pri menej metamorfovaných sedimentoch klastogénny zirkón na určenie veku. Je to vlastne určenie veku hornín, ktoré boli v paleozoiku rozrušované a dodávali zirkón do paleozoických sedimentov.

V prednáške bola informácia o výsledkoch G. P. Bagdasarjana et al., podľa ktorých K/Ar analýzy potvrdzujú varínsky vek granitoidných hornín Malých Karpát, konštatuje sa prítomnosť jurského plutonizmu v oblasti modranského masívu (alkalické granity), zisťuje sa relatívne starý vek mylonitizácie a vzniku mylonitových zón v žulových masívoch (jura — krieda). Niekoľko analýz dokázalo devónsky vek syngenetických kyslých hornín magmatického pôvodu, a tým aj vek synsedimentárnych hornín ako spodný devón (až hranica devón — silúr) pre pezinsko-pernecké kryštalinikum a vrchný devón pre horninu, ktorá tvorí naspodnejší člen harmónskej série (prechodný typ brdlíc so zachovanými klastikami živcov). Tieto poznatky sú v úplnom súlade s určeniami palinológie, ktoré urobila O. Čorná.

Možno povedať, že doterajšie výsledky datovania hornín z oblasti Malých Karpát, ako aj z oblasti Západných Karpát spresnili a potvrdili už staršie údaje, ale na druhej strane priniesli nové poznatky a podnety, ktoré menia doterajšie názory a ktoré bude treba pri ďalších výskumoch brať do úvahy.

Milan Matula: Inžinierska geológia niektorých hydrotechnických a komunikačných stavieb v Brazílii (Bratislava 4. 3. 1976).

V rámci II. medzinárodného kongresu inžinierskej geológie v auguste 1974 mal autor možnosť zoznámiť sa so zaujímavými problémami na brazílskych stavbách priehrad a autostrády.

Pri výstavbe sústavy okolo 100 m vysokých sypaných priehrad pri rieke Paraitinga (severovýchodne od Sao Paula) boli tieto hlavné inžiniersko-geologické problémy: Veľmi hlboko a nepravidelne latericky zvetraná pôda na kryštaliniku, v ktorej bolo treba nielen zakladať náročné funkčné objekty, ale aj budovať z nej samotnú hrádzu. Červené piesčito-prachovité až ílovité elúviá sa tu na tento účel použili prvý raz a ich dlhodobú stálosť po zabudovaní overil rozsiahly výskum. Veľkým problémom bolo nájsť dostatok vhodného materiálu na vertikálne a horizontálne filtre v hrádzi (veľmi chudobné alúviá v tektonicky vyzdvižovanom regióne).

Pri stavbe autostrády Sao Paulo—Santos (121 km) sú najväčšie problémy v úseku dlhom 17,8 km, pretínajúcom pohorie Sera do Mar, kde sa vo veľmi členitom reliéfe buduje 18 viaduktov a 11 svahových tunelov. Intenzívne a nepravidelné zvetranie prekambričských metamorfítov, subtropická klíma, silná erózia a časté zosuny vyvolali potrebu zložitých zabezpečovacích prác. V mimoriadne citlivých miestach okolo tunelových portálov a pri spojení tunelov s viaduktmi vo veľkom rozsahu použili kotvenie (3500 kotiev, 15—35 m hlbokých, vážiacych 30—40 ton). Tunely razili vo veľmi premenlivom materiáli v 2 etapách, najprv smerovú štôľňu pri strope, potom na plný profil 165 m². V mimoriadne nerovnomerom prostredí zakladali aj pilierové konštrukcie viaduktov (šachtové piliere s priemerom 2,5 m, zataženie do 10 kp . cm⁻²). Aj v pobrežnom úseku trasy sa museli prekonať mnohé geologické ťažkosti. Bolo napr. treba vybagrovať až 2,5 mil. m³ neúnosnej zvodnenej organickej zeminy a nahraďiť ju 2,9 mil. m³ piesku, ktorý vytvoril 60 m široké a 6 m mocné teleso podkladu vozovky. Mosty sa zakladali až na kryštallický podklad pomocou oceľových pilôt, ktoré sa v zóne kolísania prílivu museli osobitným spôsobom chrániť proti korózii.

Peter Reichwalder: Prehľad geologickej stavby Zambie (Bratislava 4. 3. 1976).

Geosynklinálna sedimentácia sa na území Zambie skončila v prekambriu alebo v najstaršom paleozoiku a posledným tektonicko-metamorfným procesom je panafrická

orogenéza, charakteristická absolútnym vekom 450—587 mil. rokov (spodné kambrium — ordovik). Mladšie paleozoikum a mezozoikum nie sú zvrásnené a majú charakter pokrývných útvarov. Najrozšírenejšie sú horniny systému Karroo. Dosahujú často niekoľkokilometrovú mocnosť.

Na základe novších geologických prác opierajúcich sa o rádiometrické údaje o veku a analýzu štruktúrnych vzťahov sa metamorfované komplexy staršie ako Karroo Zambia rozdeľujú do štyroch hlavných štruktúrno-stratigrafických celkov (Drysdaal et al. 1972).

Blok Bangweulu v severnej časti Zambia je súčasťou starého kratónu, ktorý pravdepodobne od archaika nepostihla orogenéza. Buduje ho komplex kyslých vulkanitov (Luapula — Tanganyika Porphyries) s intrúziami granitov. Na ňom je diskordantne a takmer horizontálne uložené mocné súvrstvie psamitov (Plateau Series), ktorého spodné časti sú staršie ako 1800 mil. rokov. Tento archaický kratón lemujú mladšie orogénne pásma.

Kibaridy zahŕňajú takmer celú asociáciu prekatanžských hornín, ktoré sa zvyčajne označujú ako Basement Complex. Tvoria široké pásmo severovýchodného smeru v strednej a východnej časti Zambia, rozprestierajúce sa medzi starším blokom Bangweulu na severozápade a mladším mozambickým pásmom na juhovýchode. Kibaridy možno rozdeliť na dve štruktúrno-stratigrafické etáže. V spodnej prevládajú horniny žulovo-rulového zloženia, zatiaľ čo vrchnú tvorí metamorfovaný sedimentárno-vulkanogénny komplex.

Lufilidy sú jedným z početných panafrických orogénnych pásiem charakterizovaných absolútnym vekom 550—1000 mil. rokov. Vystupujú v nestabilnej zóne medzi konžským a kalaharským kratónom. Na území Zambie pravdepodobne predstavujú východné pokračovanie damaríd vo forme výrazného na sever vyklenutého oblúka (Lufilian Arc). Tvoria ich zvrásnené a pravdepodobne i presunuté vrchno-proterozoické, príp. až staropaleozoické (kambrium — ordovik) geosynklinálne sedimenty katanžského systému. V spodnej časti (Lower Roan) vystupujú stratiformné telesá mocné 10—20 m, lokálne až 40 m, s priemerným 3—4 % obsahom Cu (chalkopyrit, bornit, chalkozín).

V externejšej časti oblúka (na území Zaire) sa v lufilianskej orogéníze rozlíšila kolweská a kundelunžská vrásnivá fáza. Počas prvej vznikli ležaté vrásky, prešmyky i príkrovové nasunutie spodnej mineralizovanej časti (Roan) na vrchnú časť (Kundelungu). Presunuté príkrovky mladšia fáza spoločne s autochtónom opäť prevrátila. L. Cahen (1970) pokladá celý katanžský systém za prekambriový, pričom absolútny vek 620 ± 20 mil. rokov epigenetickej mineralizácie nasledujúcej po kundelunžskej fáze udáva ako minimálny vek najvrchnejšej časti celého systému. Novšie palinologické nálezy poukazujú na strednokambriový až spodnoordovický vek Luapula Beds (severná Zambia), ktoré sa často korelujú so sériou Kundelungu, však tomuto Cahenovmu záveru protirečia.

Mozambické pásmo je tiež súčasťou panafrických orogénnych pásiem. Predstavuje výrazné severo-južné tektonické pásmo prebiehajúce z Mozambiku cez celú východnú Afriku až do oblasti Etiópie a svojím západným okrajom zasahuje i do východnej časti Zambia. Jeho štruktúra i metamorfná história je veľmi zložitá. Charakteristické sú v ňom intrúzie charnockitov, granitov a syenitov do pôvodne vysoko-metamorfných hornín (granulitová fácia) a neskôr spätne metamorfovaných.

Poorogénny systém Karroo vystupuje prevažne v širokých údoliach ohraničených výraznými zlomami, ktorými pretekajú najvýznamnejšie zambijské rieky (Zambezi, Luangwa, Kafue, Lunsemfwa-Lukusashi). Najkompletnejší vývoj sa zistil v južnej časti Zambia (Mid-Zambezi Valley).

V spodnej časti (Dwyka) sú prítomné glaciálne a fluvio-glaciálne sedimenty (tility, mixity). Ich mocnosť je však malá a zvyčajne sú prítomné len v depresiách staršieho reliéfu. Uhoľné vrstvy (Coal Measures) permského veku vystupujú nad bazálnym pieskovcovo-zlepenčovým súvrstviem v sérii Eccu. Najvrchnejšiu časť spod-

ného karroa tvoria jazerné usadeniny ílovcov (Madumabisa Mudstone). Vrchné karroo (vrch. Beaufort-Stromberg) tvorí mocné súvrstvie klastických sedimentov (zlepence, pieskovce, prachovce). Vrstvový sled v južnej časti Zambie ukončujú čadičové výlevy spodnojurského veku (Batoka Basalt).

MINERALIA SLOVACA, roč. 8, č. 6 (36)

Vydal: Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 41-5
Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovac, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Rukopis zadáný v októbri 1976, vytlačené v decembri 1976, 6,99 AEL, 7,06 VH

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subcritions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava

The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

