

Korové struktury Západních Karpat na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T

ČESTMÍR TOMEK¹, IVAN IBRMAJER¹, TOMÁŠ KORÁB², ANTON BIELY², LIBUŠE DVOŘÁKOVÁ¹, JAROSLAV LEXA²,
ANTONÍN ZBOŘIL¹

¹ Geofyzika, s. p., Ječná 29 a, 612 46 Brno

² Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 23. 9. 1987, revidovaná verzia doručená 13. 9. 1988)

Crustal structures of the West Carpathians on deep reflection seismic line 2T

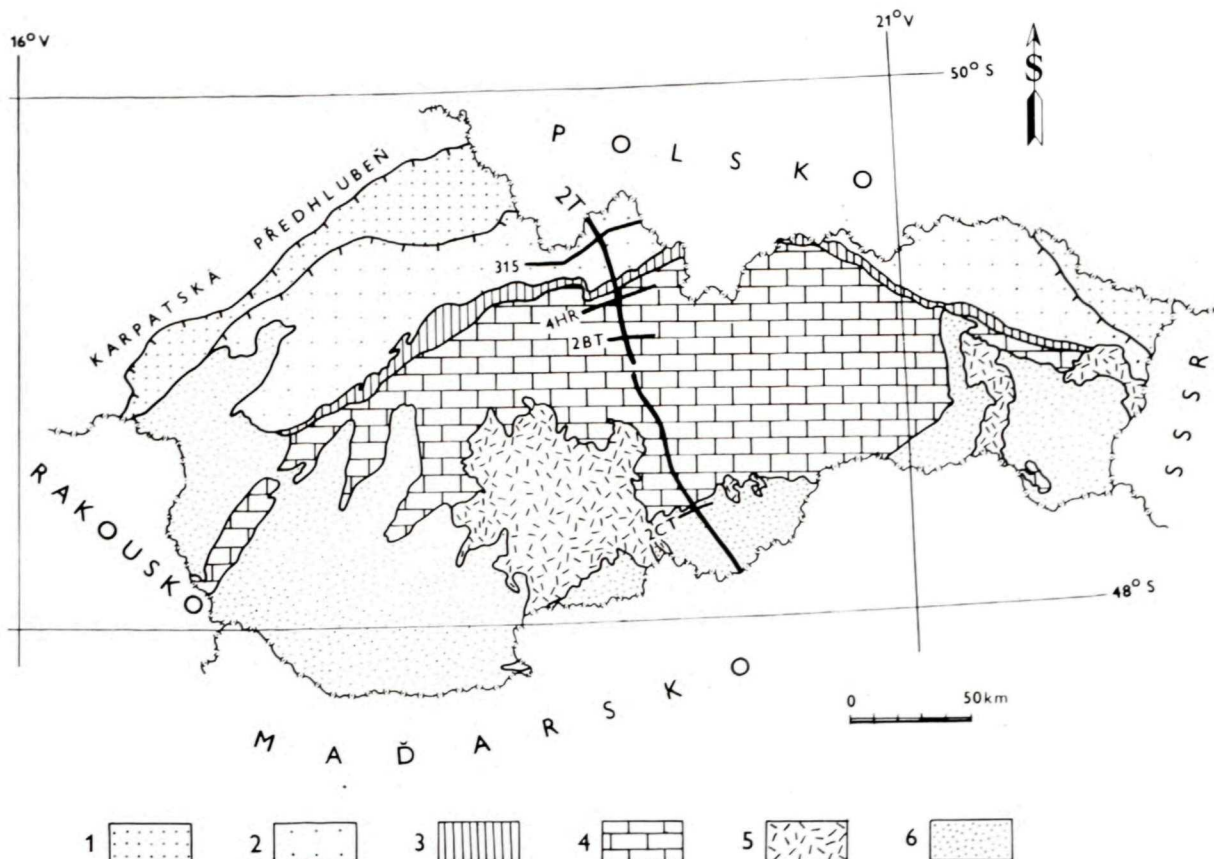
The 2T deep reflexion seismic profile together with four short transversal profiles brought new fundamental knowledge to the understanding of the West Carpathian crustal structure. Data are of excellent quality over the entire length except for some portions in prevailing limestone environment. The flexure of the lower (European) plate, made of crystalline complexes of the Brunnia, is clearly represented. Reflexes dipping toward the flexure occur both on the crystalline surface and in the lower crust. The bending of attenuated continental crust (passive margin of the Krosno sea) is interpreted as a result of Miocene subduction. Antithetic and northward dipping reflexes create bundles in the upper Carpathian — Pannonian plate beneath the Oravská Magura, Choč and Low Tatra Mts. and might have generated during the Upper Oligocene and Lower Miocene subduction and transpression of the Magura—Pieniny terrane with the Central Carpathians. The most important bundle of reflections within the entire crust occurs beneath the Veporic terrane and might be caused by thrust and mylonite zones within the Veporic unit being generated by Upper Cretaceous continental collision. The Veporic granite creates an allochthonous complex of about 4 km thickness occurring above the Veporic suture. Similarly, the Gemeric unit is interpreted as a relatively thin thrust complex of about 7 km thickness over the Veporic suture. The interpretation of the 2T profile revealed considerable agreement with hitherto used development model of the West Carpathians. The Cenozoic and Quaternary evolution which is dominant for the structure of the Carpathian arc included subduction of the Krosno sea during the Miocene with subsequent slight continental collision. The contemporaneous West Carpathian arc is in the stage of extension with generation of typical grabens. Even the Upper Oligocene and Lower Miocene transpression contacts of the Magura—Pieniny terrane with the Central Carpathians induced the generation of important reflection structures. Traces of the Eocene extension are but unpronounced.

Úvod

Znalosti o stavbě zemské kůry a nejsvrchnější části pláště vzrostly v posledních několika letech významnou měrou. Mimo jiné také díky regionálním hlubinným reflexním seizmickým profilům měřených metodou odražených vln v modifikaci společného reflexního bodu (SRB), při níž se délka registrace pohybuje od 10 do 30 s. Podobné práce v zahraničí (projekty COCORP, BIRPS, ECORS, DEKORP, LITHOPROBE, ACORP aj.) přinesly v řadě případů převratné výsledky ve strukturně geologických interpretacích starých štítů a platform, fanerozoických orogenních oblastí a kontinentálních okrajů a riftů. Reflexní metoda přispěla velkou měrou při členění kůry, při charakterizování různých jejích typů a při studiu

přechodové zóny kůra — plášť. Nemalým dílem se také podílí při výzkumu naftoplynonosných struktur v netradičních oblastech (např. tektonicky překrytých oblastech a ve větších hloubkách).

Projekt profilu 2T vznikl jako společný program státních úkolů n. p. Geofyzika Brno a GÚDŠ Bratislava v rámci širšího programu Geofyziky, GÚDŠ a MND Hodonín ČESLOKORP (Československé kontinentální reflexní profilování). Cílem reflexně seizmického měření bylo navázat na mělký reflexní profil č. NR4—VIII—79 K na polském území a pokračovat dále na linii Pilsko — Chabenec — Gemerský Jablonec v délce více než 170 km. Profil 2T/83 — 84 měl za úkol sledovat průběh západokarpatských struktur v oblasti Oravy, Chočských vrchů, Nízkých Tater, západní části Slovenského rudohoří



Obr. 1. Přehledná geologická mapa československých Západních Karpat se zakreslenou situací hlubinných seizmických profilů 2T, 315, 4HR, 2BT a 2CT. 1 — vnější krosněnský flyš, 2 — vnitřní magurský flyš, 3 — pieninské bradlové pásmo, 4 — vnitřní Karpaty (nerozlišené), 5 — subdukční miocenní vulkanity, 6 — neogén.

Fig. 1. General geological Map of Czechoslovak West Carpathians and situation of seismic profiles 2T, 315, 4HR, 2BT, 2CT. 1 — outer of Krosno (flysch), 2 — inner of Magura (flysch), 3 — Pieniny Klippen Belt, 4 — Inner Carpathians (undivided), 5 — Miocene subduction volcanics, 6 — Neogene.

a v Lučenecko-rimavské kotlině. Chtěli jsme zjistit pravděpodobnou mocnost flyšových příkrovů, průběh poklesu podloží platformy brunnie a druh styku s karpatsko-panonskou deskou ve smyslu Roydenové et al. (1983) a Ballyho (1984). U termínu brunnie se přidržujeme základní Zapletalovy (1928) definice, kterou zároveň chápeme ve smyslu Kotasové (1984), tedy s podložím celé Hornoslezské pánve, ale nikoliv se Stillovým vistulíkem, proto pouze brunnie a nikoliv brunnovistulíkem (Dudek, 1980).

Hlubinný reflexní seizmický profil 2T představuje mimořádné technické dílo se značným vědeckým přínosem. Profil uskutečněný v obtížném terénu Slovenských Beskyd překročil Oravu v blízkosti Oravského Podzámku, potom u Malatině překročil Chočské vrchy a v prostoru Chabence Nízké Tatry. Terénně nejnáročnější území pro seizmické měření bylo ve veporíku jižně od Ipeľského Potoka. Zpracování přineslo mnoho metodických poznatků, které budou využity při dalším pokračování programu

hlubinné reflexe v Západních Karpatech a v příští pětiletce patrně také v Českém masívu. Po vědecké stránce přináší profil závažné poznatky. Je to první profil vůbec, který byl v alpsko-himálajském kolizním pásmu změřen pro vědecké účely. Až po tomto experimentu byly proměřeny alpské profily ve Švýcarsku a Francii (Itálii).

Výzkum podél linie 2T přinesl zásadní poznatky z hlediska průzkumu na ložiska ropy a zemního plynu. Ukázalo se, že v nejsevernější části Oravy při křížování s profilem 315/84 existuje poměrně mocný (kolem 3 km) komplex krosněnského flyše (patrně jednotky Obidowa — Šlopnice), tektonicky překrytý flyšem magurským. Asi 7 km na V od křížovatky obou profilů existuje u Oravského Veselého mohutná elevace podloží brunnie, kterou kopíruje také elevace krosněnského komplexu. Tato elevace, která je v dosahu navrtání našimi vrtnými prostředky, by mohla být rezervoárem uhlovodíků.

Na profilu 2T ani na jeho prodloužení v PLR nebyl

zjištěn akreční komplex vzniklý při miocenní subdukcii, podobný pouzdřanskému, ždánickému, boryslavsko-pokutskému či subkarpatskému příkrovu. Tento komplex se projevuje typickou strmě ukloněnou šupinovitou stavbou vzniklou při subdukcii s akrecí. Takové akreční struktury se v karpatském oblouku neobjevují mezi Kroměříží a Tarnówem (PLR). Usuzujeme z toho, že v tomto úseku subdukce v období eggenburg — baden probíhala bez akrece, pravděpodobně i s erozí (definice termínů viz Von Huene, 1984, 1986). V tomto úseku se také vyskytuje relativně malé množství stop uhlovodíků. Zda je nebo není podloží magurského flyše celé severní Oravy perspektivní na ropu a zemní plyn, rozhodne v budoucnu vrtný průzkum.

Metodika terénních prací

Celý profil 2T/83—85 byl změřen metodou společného reflexního bodu (SRB), odpalovou technologií s registrací seizmického signálu do 16 s (Tomek et al., 1987). K registraci seizmických vln bylo použito dvou spřažených osmačtyřicetikanálových aparatur SN 338 B. Aparatury pracovaly se vstupní filtrací 8 — 125 Hz, resp. 12,5 — 125 Hz a se vzorkovacím intervalem 2 ms. Jako snímačů bylo použito geofonů GSC—11D s vlastní frekvencí $10 \pm 0,5$ Hz, spojených sériovo paralelně po 16 geofonech na trasu. Podpovrchová vrstva malých rychlostí byla měřena metodou mělké refrakce na 200 m dlouhém roztažení s proměnným krokem snímačů.

Profil 2T/83—85 probíhá po linii Pilsko — Chabeneč — Gemerský Jablonec (obr. 1, 2). Pokusné práce byly provedeny na čtyřech bodech. V magurském flyši byl pokusný bod situován v prostoru Krušetnica — Hruštín — Babín. V paleogénu Liptovské kotliny byl situován v prostoru Bukovina — Malatiny, příčně k linii profilu 2T. Další dva pokusné body byly umístěny ve veporiku, a to u Čierného Balogu a Kokavy nad Rimavicou. Účelem pokusných prací bylo proměřit vlnový obraz s krokem kanálů 40 m v rozmezí odstupů 40—11 520 m, ověřit optimální hloubky sond, velikosti náloží a vstupní filtry aparatur.

Magurský flyš (bod I)

V průběhu parametrických prací v magurském flyši byly proměřeny vlnové obrazy při vstupních filtracích 0—125 Hz a 8—125 Hz, dále byly testovány hloubky sond 13, 24, 30 a 40 m, velikosti náloží 7, 21, 35 a 49 kg TNT při hloubce 40 m a vstupním filtrem 8—125 Hz, dále vstupní filtrace 0—125 Hz a 12,5—125 Hz při hloubce nálože 22—25 m a velikosti 35 kg.

Do vzdálenosti cca 2 500 m od bodu odpalu se

vyskytly intenzivní nízkofrekvenční rušivé vlny (rychlost $v = 1,4$ km/s, frekvence $f < 10$ Hz), které interferují s užitečným signálem, avšak mají převládající nižší frekvenci. Rušivé vlny byly značně zeslabeny při použití vstupního filtru 12,5 Hz. Ve větší vzdálenosti od odpalu (asi 4 000 m) interferují s užitečným signálem rušivé vlny o rychlostech $v = 5,0$ km/s. Při pokusech na hloubku uložení nálože se neprojevil významnější rozdíl mezi hloubkami 24 až 40 m. Zkouška velikosti nálože ukázala, že nálož 7 kg neposkytuje dostatečnou energii na vyšších časech. Mezi záznamy, které byly pořízeny s relativně velkou náloží 21, 35 a 49 kg, nebyl zjištěn výraznější kvalitativní rozdíl.

Paleogén Liptovské kotliny a mezozoikum Chočských vrchů (bod II)

Pokusné práce v Liptovské kotlině sestávaly z proměření vlnových obrazů pro vstupní filtrace 8—125 Hz a 12,5—125 Hz, testů velikostí náloží 7, 21, 35 a 49 kg TNT (při hloubce sond 30 m a vstupní filtrací 8—125 Hz) a testů hloubek sond 20, 30 a 40 m (nálože 35 kg, filtrace 8—125 Hz). Tyto testy byly provedeny ze sond situovaných jak do paleogénu, tak i do mezozoika Chočských vrchů. K testům vstupních filtrací aparatur bylo použito odpalů v paleogénu z hloubky 30 m a s náložemi 35 kg TNT.

Nízkofrekvenční rušivé vlny v blízkosti bodu odpalu mají v paleogénu Liptovské kotliny značně nižší intenzitu než v magurském flyši ($v = 1,0$ km/s, $f < 10$ Hz). Při zapojení filtru 12,5 Hz byly prakticky potlačeny, avšak zároveň se snížila úroveň signálu na vyšších časech.

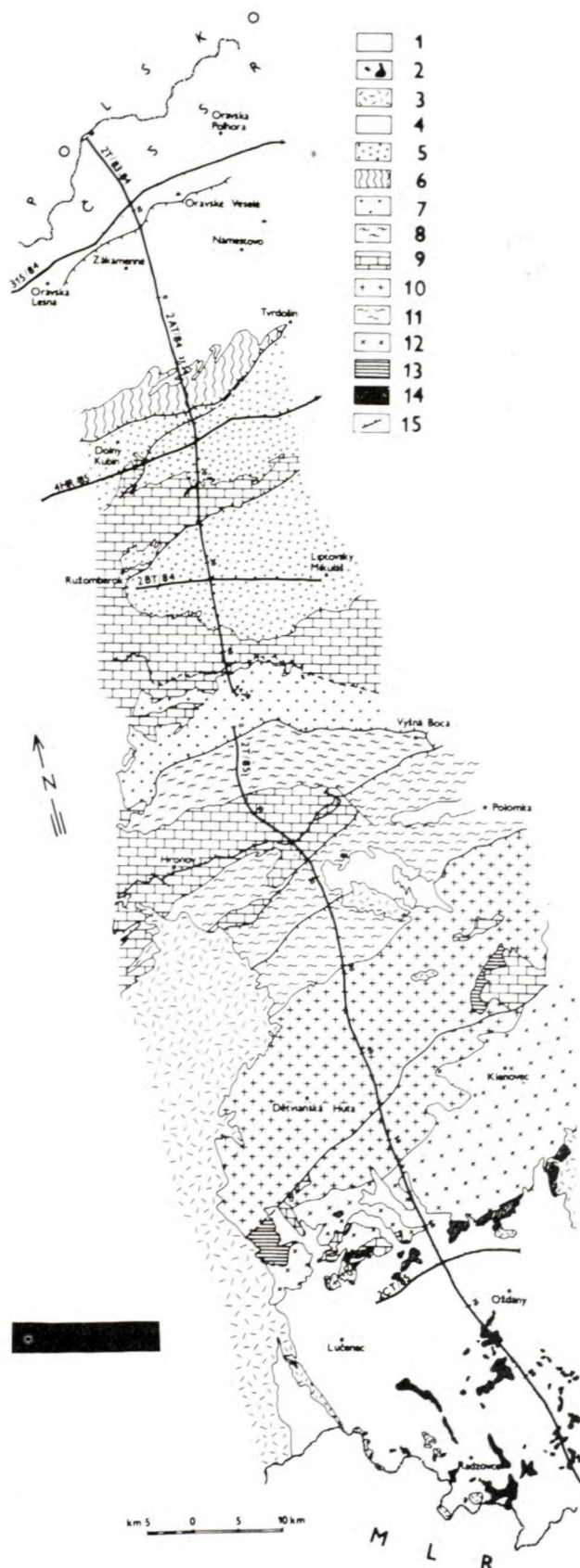
Při testu hloubky uložení nálože v paleogénu byl získán nejlepší záznam z hloubky 30 m. Při odpalu ze sondy o hloubce 40 m se snížila amplituda užitečného signálu. Test velikosti nálože ukázal, podobně jako v magurském flyši, že odpal 7 kg nálože nedává dostatečnou energii na vyšších časech. Záznamy s 21, 35 a 49 kg náloží byly téměř rovnocenné.

V mezozoiku Chočských vrchů byl pořízen nejlepší záznam při hloubce sondy 20 m. Při hloubce 30 a 40 m se na záznamech snížila úroveň užitečné energie. Při hodnocení velikosti nálože jsme došli k obdobným výsledkům jako v paleogénu a v magurském flyši.

Veporikum u Čierného Balogu (bod III)

Obsahem parametrických prací ve veporiku bylo proměření vlnových obrazů při vstupních filtracích 8—125 Hz a 12,5—125 Hz a testování hloubek sond a velikostí náloží. Byly testovány hloubky sond 17, 25 a 30 m a velikosti náloží 21, 35 a 49 kg (ze sond hlubokých 25 m) při vstupní filtraci 8—125 Hz.

Vlnový obraz je v porovnání se záznamy, které



byly pořízeny v magurském flyši a paleogénu Liptovské kotliny, výrazně posunut do oboru vyšších frekvencí. V blízkosti odpalu se vyskytují velmi slabé nízkofrekvenční rušivé vlny, které jsou téměř zcela potlačeny při zapojení filtru 12,5 Hz, bez vlivu této filtrace na úroveň užitečného signálu na vyšších časech. Odražené vlny jsou méně výrazné.

Test hloubky nálože neprokázal podstatný rozdíl mezi hloubkou 17, 25 a 30 m. Rovněž změna velikosti nálože 21, 35 a 49 kg příliš neovlivnila kvalitu záznamů.

Veporikum u Kokavy nad Rimavicou (bod IV)

U Kokavy nad Rimavicou byly testovány velikosti nálože 21, 35 a 49 kg TNT z hloubek 25 m a hloubky sond 25, 30 a 35 m při použité náloži 35 kg TNT.

Vlnový obraz má frekvenčně podobný charakter jako na bodu III. Filtr 12,5 Hz dobře potlačuje málo výrazné nízkofrekvenční vlny v blízkosti odpalu ($v = 2,0$ km/s, $v = 3,0$ km/s), přičemž nepůsobí útlum seizmického signálu na vyšších časech.

V intervalu 1,5–2,5 s byly výrazné skupiny odražených vln. Test hloubek uložení nálože 20, 25, 30 a 35 m prokázal, že záznamy pořízené z hloubek 30 a 35 m mají výrazně vyšší úroveň amplitud seizmického signálu v intervalu 6–16 s. Mezi záznamy, které byly pořízeny s různou velikostí nálože 21, 35 a 49 kg, byl pouze málo výrazný rozdíl ve prospěch nálože 49 kg.

Z rozboru vlnových obrazů získaných na linii profilu 2T/83–85 vyplývá, že intenzita nízkofrekvenčních rušivých vln vznikajících při odpalu je poměrně malá. Výjimku představuje vlnový obraz pořízený na bodu I v magurském flyši, kde jsou nízkofrekvenční poruchy v blízkosti odpalu relativně silné. V této oblasti bylo třeba při profilovém měření porovnat

Obr. 2. Detailní situace profilu 2T, křížujících profilů a geologická mapa jejich okolí. 1 — neogén Lučenecko-rimavské kotliny, 2 — bazaltové pliocenní a kvartérní vulkanity, 3 — subdukční miocenní vulkanity, 4 — vnitřní magurský subdukční akreční komplex (flyš), 5 — vnitrokarpatký (podhalský) paleogén, 6 — pieninské bradlové pásmo, 7 — granitoidy tatrika, 8 — krystalické břidlice tatrika, 9 — subtatricum, 10 — granitoidy veporika, 11 — krystalické břidlice severního veporika, 12 — krystalické břidlice jižního veporika, 13 — obalové sedimenty veporika, 14 — gemerikum, 15 — násunové linie.

Fig. 2. Detailed situation of profile 2T, crossing profiles and geological map of the surroundings. 1 — Neogene of Lučenec-Rimavská kotlina depression, 2 — Pliocene and Quaternary basalt volcanics, 3 — Miocene subduction volcanics, 4 — inner subduction complex (flysch) of Magura, 5 — Inner-Carpathian (Podhale) Paleogene, 6 — Pieniny Klippen Belt, 7 — granitoid rocks of Tatrica, 8 — crystalline schists of Tatrica, 9 — Subtatrica, 10 — granitoid rocks of Veporicum, 11 — crystalline schists of North Veporicum, 12 — crystalline schists of South Veporicum, 13 — sedimentary cover of Veporicum, 14 — Gemerikum, 15 — overthrust lines.

výhodnost středového a koncového systému měření. V dalších oblastech byla dána přednost středovému systému měření, zejména s ohledem na složitou tektonickou stavbu Západních Karpat. Pro potlačení nízkofrekvenčních rušivých vln od odpalu v oblasti magurského flyše bylo výhodné použít filtru 12.5 Hz. V ostatních oblastech byla dána přednost filtru 8 Hz, aby nedošlo k případnému snížení amplitudy velmi hlubokých reflexů.

Testy hloubek nálože ukázaly problematičnost volby optimálního uložení. Podstatný vliv na vyvolání maximální seizmické energie má dobré utěsnění nálože. Pouze na IV. bodu byly získány výrazně lepší záznamy z větších hloubek 30 a 35 m.

Profilová měření vedla převážně členitým terénem, v některých úsecích vysokohorským územím, a proto jsou všechny profily křivočaré, typu „slalom-line“. Nutné byly časté „přestřely“ obtížně přístupných území. Na většině linií profilu byl zvolen systém středových odpalů při použití 21–49 kg TNT s registrací na 96-kanálovém roztažení. Krok seizmických kanálů byl 80 m a krok bodů odpalu 160 m. Tímto systémem bylo dosaženo dvacetičtyřnásobného překrytí. Vstupní filtrace na aparaturách byla zvolena 12.5–125 Hz, resp. 8–125 Hz.

Prvotní zpracování

V průběhu prvotního zpracování byly záznamy evidovány, vyhodnoceny z hlediska kvality, byly z nich vyloučeny vadné trasy a odečten vertikální čas. Zhruba pro každý pátý záznam bylo vyneseno první nasazení vln.

Rozbor těchto prvních nasazení byl základem pro konstrukci rychlostních modelů, použitých k výpočtu statických korekcí na jednotlivých profilech. V úvahu byla brána geologická stavba oblasti, poloha srovnávací hladiny (600 m) vzhledem k reliéfu a výsledky měření vrstvy malých rychlostí. Statické korekce byly počítány metodou vertikálních časů pro každý střed grupy geofonů a každý bod odpalu.

Číslicové zpracování

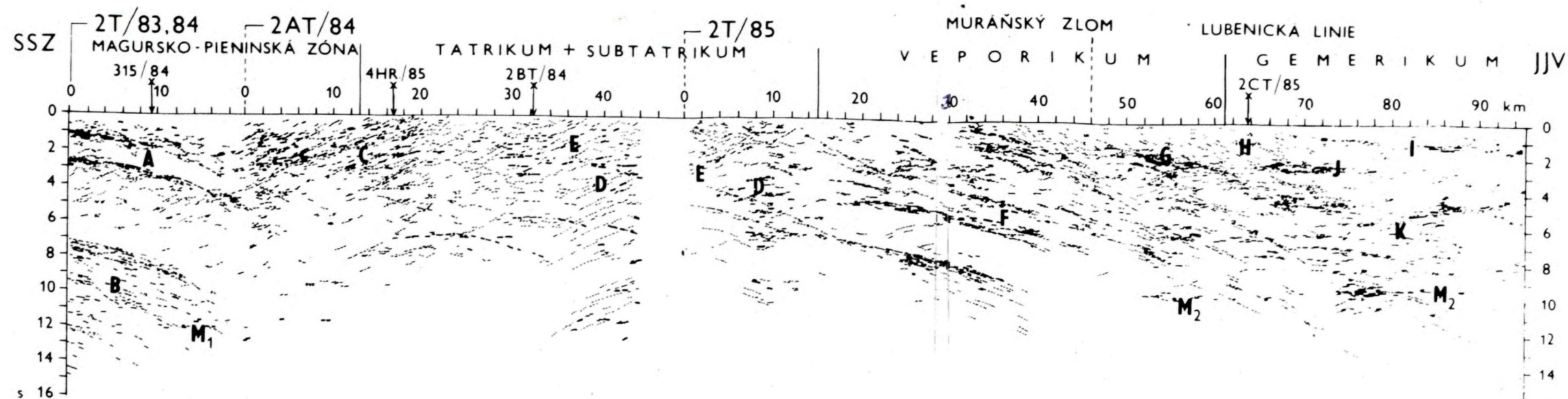
Numerické zpracování seizmických dat bylo provedeno na počítači RDS 500, vybaveném procesorem APOLLO, a bylo řízeno seizmickým systémem GEO-MAX (registr. ochranná známka CGG Massy, Francie).

Úvodní operace zpracování, demultiplexe, se provedla na záznamy jednotlivých aparatur tak, že byly získány dva čtyřicetiosmikanálové záznamy, které v dalším kroku vytvořily devadesátíšestikanálové záznamy v délce 0–12 s a 11–16 s. Ty pak byly zformovány podle SRB. Vzhledem k tomu, že jde o profily typu „slalom-line“, provedli jsme nové

uspořádání tras podle reálné geometrie profilu, tzv. FORMATING II, a dále je zpracovávali podle všech platných postupů pro profily „slalom-line“: edice tras, statické a kinematické korekce, sumace apod., přičemž se musely brát v úvahu možnosti a účel jednotlivých programových modulů, seizmických zapisovacích jednotek, a také možnosti reprodukční techniky. Jednotlivé části se pak zpracovávaly samostatně a podle potřeby se vhodně spojovaly do původní délky. Spojitá analýza rychlostí byla užita na část 0–4 s a analýza reziduálních korekcí na horizontální okno šířky 3 s. Výsledky uvedených dvou analýz se aplikovaly postupně na celou délku registrace 16 s. Pro prostorovou sumaci typu WLP bylo provedeno rozdělení tras po šesti sekundách s překryvem 1 s. Následovala frekvenční analýza a její vyhodnocení. Vyhodnocením byl určen vlnový rozsah časového řezu. Zadáním časově proměnné filtrace a programu zvýraznění koherence vlnového pole byly vytvořeny dvě základní verze časových řezů profilů slalomového typu, a to první s časově proměnnou filtrací, bez dekonvoluce se zvýrazněním koherence, a druhá s časově proměnnou filtrací, s dekonvolucí se zvýrazněním koherence. Profily 2T/83, 84, 2AT/84 a 2T/85 byly podrobeny migraci v čase programem, který používá Clearboutovu vlnovou rovnici. Rychlostní křivky pro migraci byly vzaty z geologických modelů interpretovaných časových řezů, vztažených ke srovnávací hladině 600 m. Vstupní časové řezy byly upraveny tak, že časová nula odpovídá úrovni 600 m n. m. Vzhledem k množství kilometrů při migraci bylo nutno profil 2AT/84 rozdělit na tři části s překryvem a profil 2T/85 dokonce na šest částí s překryvem. Z těchto migrovaných částí se pak vytvořil jeden časový migrovaný profil. Migrační efekty na konci profilu 2AT/84 a na začátku profilu 2T/85 vytváří zdánlivě protichůdné informace, což je způsobeno přerušením jednotné linie profilu 2T s výnechávkou 4.5 km. Jde zde tedy o efekty způsobené jen jednostrannými seizmickými informacemi na okrajích profilů, které nebyly při interpretaci vzaty v úvahu.

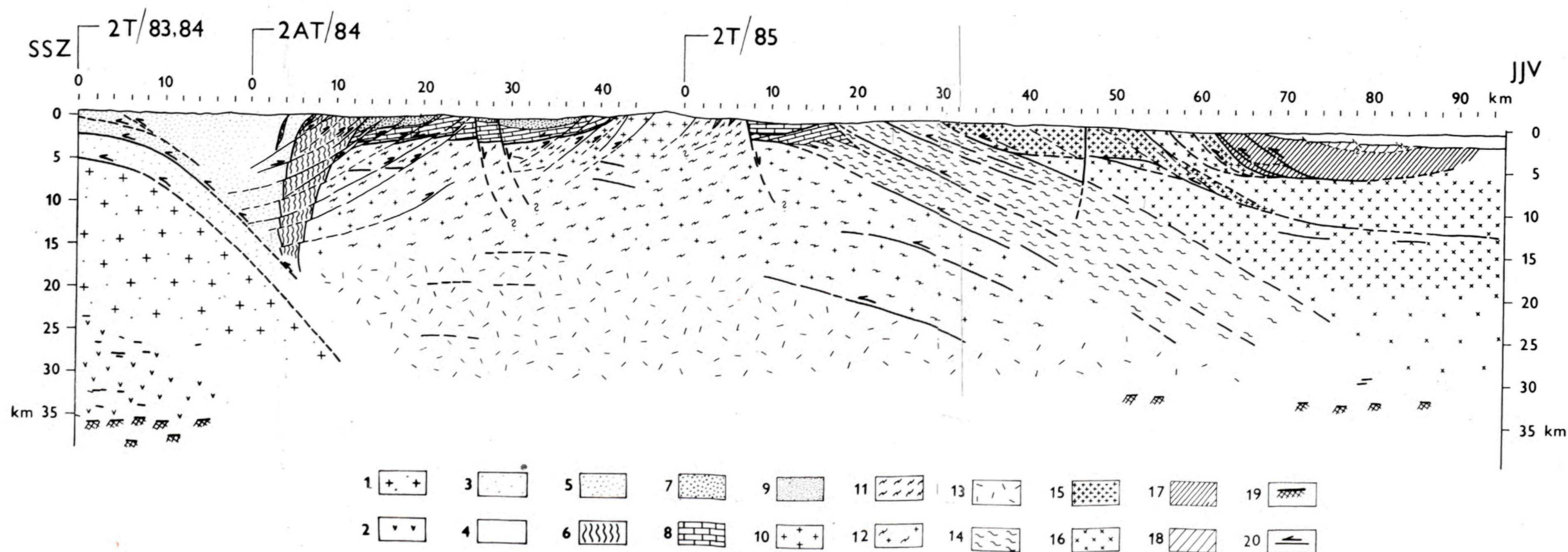
Rychlostní poměry

V blízkosti celého proměřeného profilu 2T neexistují žádné hlubší vrty. Z těchto důvodů jsme při sestavení rychlostních modelů jednotlivých dílčích profilů (2T/83, 84, 2AT/84 a 2T/85) přihlíželi k seizmocarotážním vrtným výsledkům v polské části vnějších příkrovů Karpat (Bystra-I, Lachovice-I), k rychlostním křivkám vrtů Jablůnka-I, Gottwaldov-I, Jarošov-I a Osvětimany-I, zastihnuvších magurský příkrov. Dále pak byly využity výsledky z regionálního refrakčního profilu K III (Mayerová et al., 1983), který je veden poblíž profilu 2T v sz.—jv.



Obr. 3. Spojený časový řez (nemigrovaný) hlubinného reflexního seizmického profilu 2T. Zachyceny jsou převážně reflexní, místy i difrakční vybrané jevy. Poměr horizontálních délek k vertikálnímu je přibližně 1,5:1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 3. Joint time section (non-migrated) obtained from the data recorded along profile 2T. Selected reflection segments, local diffractions. Horizontal vs vertical approximate length ratio is 1,5:1. Symbols are explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.



Obr. 15. Ideový geologický řez kůrou Západních Karpat podél profilu 2T. 1 — svrchní kůra se sedimentárním obalem pasivního okraje evropské desky (brunnie), 2 — spodní kůra pasivního okraje evropské desky (brunnie), 3 — vnější krosněnský flyš (jednotka Obidowa-Słopnice). Svrchní karpatsko-panonská deska: 4 — neogén Lučenecko-rimavské kotliny, 5 — vnitřní magurský subdukční flyš, 6 — pieninské bradlové pásmo, 7 — vnitrokarpatký (podhalský) paleogén, 8 — subtatrikum, 9 — obalové mezozoikum tatrika, 10 — granitoidy tatrika, 11 — krystalické břidlice tatrika, 12 — svrchní kůra tatrika, příp. jiného krystalinika ležícího pod tatrikem, 13 — spodní kůra tatrika, příp. pod ním ležícího krystalinika, 14 — severní veporikum, 15 — granitoidy veporika, 16 — jižní veporikum, 17 — gemerikum, 18 — silický příkrov, 19 — Mohorovičičova diskontinuita, 20 — násunový zlom.

Fig. 15. Idealized geological section through West-Carpathian crust along profile 2T. Lower European plate 1 — upper crust with sedimentary cover of the European plate (Brunnia) passive margin, 2 — lower crust of the European plate (Brunnia) passive margin, 3 — subduction accretion complex of the Krosno sea. The Upper Carpathian-Pannonian plate, 4 — Neogene of the Lučenecko-Rimavská kotlina depression, 5 — inner subduction accretion complex of Magura, 6 — Pieniny Klippen Belt, 7 — Inner-Carpathian (Podhale) Paleogene, 8 — Subtatricum, 9 — Mesozoic envelope of Tatricum, 10 — granitoid rocks of Tatricum, 11 — crystalline schists of Tatricum, 12 — upper crust of Tatricum or of other crystalline complexes beneath Tatricum, 13 — lower crust of Tatricum, 14 — North Veporicum, 15 — granitoid rocks of Veporicum, 16 — South Veporicum, 17 — Gemericum, 18 — Silica nappe, 19 — Moho discontinuity, 20 — overthrust fault.

směru napříč Západními Karpaty. Pro stavbu v malých hloubkách jsme vycházeli z rozboru rychlostí z prvního nasazení reflexních měření na 2 T. Na základě těchto dostupných údajů a předpokládaného zjednodušeného geologického profilu byl pro potřeby interpretace sestaven ideový rychlostní model podél celého profilu 2T.

Pro vnitřní magurskou flyšovou zónu jsme použili vrstevní rychlosti 4.2–5.0 km/s v závislosti na hloubce, pro komplex vnějšího flyše vrstevní rychlosti 4.1–4.5 km/s, neboť je i hustotně odlišný od magurského příkrovu. Pro předpokládaný průběh pieninského bradlového pásma do hloubky byly zadány rychlosti v intervalu 4.4–5.5 km/s. Pro centrálně karpatský paleogén Liptovské kotliny a Skorušinského pohorí byla uvažována vrstevní rychlost 3.3 km/s. Pro tatrikum a subtatrikum byly zvoleny dvě rychlostní vrstvy, a to svrchní vrstva o vrstevní rychlosti 5.0 km/s a spodní vrstva s rychlostí 5.5 km/s. Spodní částí svrchní kůry jsme přiřadili rychlost 6.0 km/s (do 6 s). Pro spodní kůru jsme zvolili laterálně homogenní rozložení vrstevních rychlostí 6.4 a 7.6 km/s podél celého profilu. Pravděpodobný průběh Mohorovičičova rozhraní (přechod spodní kůra — plášť) jsme vyjádřili rychlostním skokem vrstevních rychlostí ze 7.6 km/s na 8.2 km/s (podle výsledků HSS — Mayerová et al., 1985).

Pro dílčí profil 2 T/85, kde převažují na povrchu pouze horniny krystalinické a karbonáty, jejichž vrstevní rychlosti jsou v zásadě obdobné, jsme proto zvolili i zde laterálně homogenní model vrstevních rychlostí, a to s vrstevními rychlostmi od 5.0 do 7.6 km/s v závislosti na hloubce. Pouze pro terciérní

výplň v prostoru Lučenecko-rimavské kotliny jsou užitý vrstevní rychlosti 2.7 a 2.9 km/s.

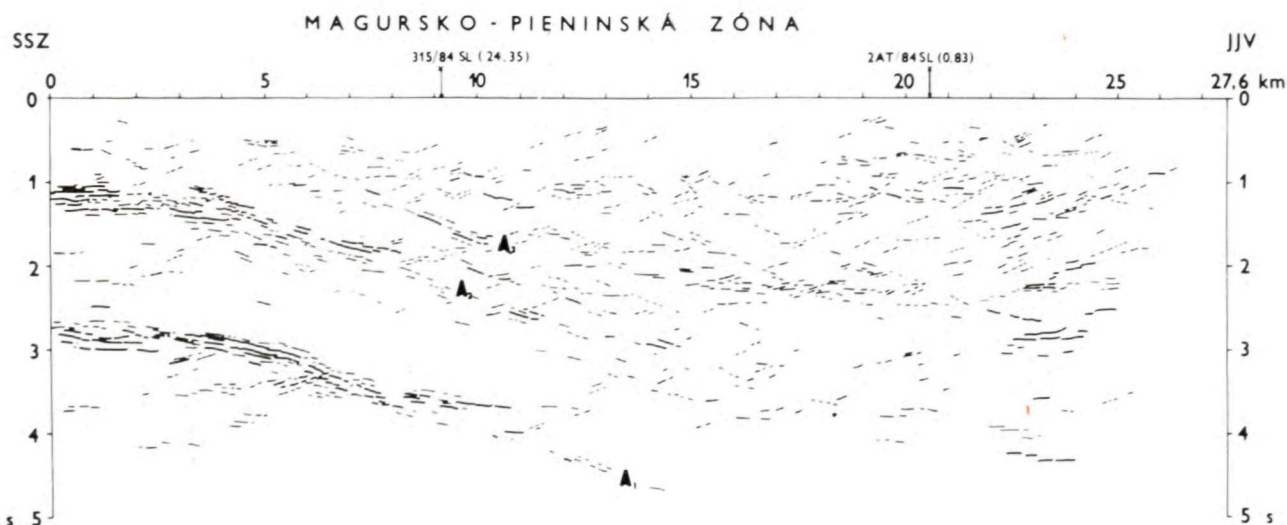
Geofyzikální a geologická interpretace

Profily 2T

Linie profilů 2T/83.84 a 2AT/84 (obr. 1.2) prochází z bystrického příkrovu magurského flyše přes oravsko-magurský příkrov a pieninské bradlové pásmo severovýchodně od Dolného Kubína do tatrika, překrytého místy tektonicky křížňanským a chočským příkrovem, na něž nasedá transgresivně centrálně karpatský paleogén. Zde probíhá centrálně karpatským paleogénem Skorušinského pohorí přes subtatranské příkrovy Chočských vrchů, centrálně karpatským paleogénem Liptovské kotliny do subtatranských příkrovů Nízkých Tater a končí v tatridním krystaliniku Nízkých Tater.

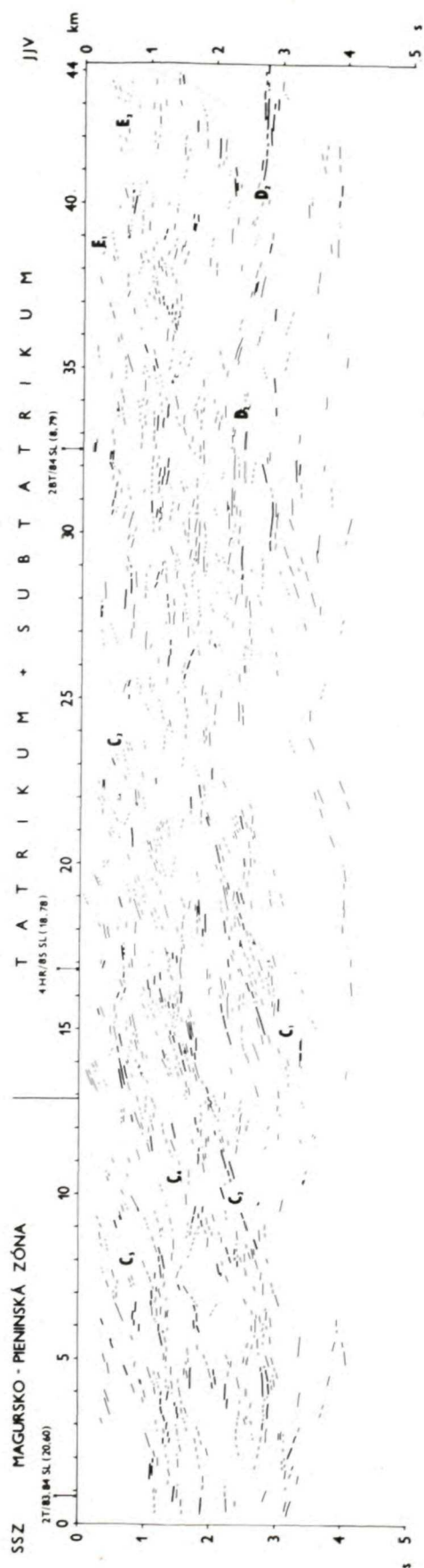
Profil 2T/85 (obr. 2) začíná 4.5 km na J od konce profilu 2AT/84 v krystaliniku Nízkých Tater a pokračuje přes mezozoické subtatranské příkrovy, dále přes veporikum až do okraje gemerika a konečně prochází neogénem Lučenecko-rimavské kotliny, pod kterým se nachází gemerikum až k maďarským hranicím.

Na severu bylo hlavním úkolem prozkoumat vztah přesunutých vnějších (krosněnských) i vnitřních (magurských) flyšových komplexů k autochtonnímu podloží brunnie. V oblasti Chočských vrchů a Nízkých Tater bylo úkolem zjistit hlubinnou stavbu tatrika postiženého křídovou kompresí, eocenní extenzí a opětovou neogenní deformací (převážně extenzí). Za klíčovou otázku pro poznání stavby Západních Kar-



Obr. 4. Vybrané reflexy migrovaného časového řezu 2T/83.84 (nejsevernější úsek 2T). Přibližně 1.5x horizontálně protaženo. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a řez obr. 3.

Fig. 4. Selected reflection segments of the migrated time section 2T/83.84 (northernmost part of 2T). Approx. 1.5 × horizontal extension. Symbols are explained in the text. For situation see Figs. 2 and Fig. 3.



Obr. 5. Výbrané reflexy migrovaného časového řezu 2AT/84. Přibližně 1,5x horizontálně protaženo. Symbols jsou vysvětleny v textu. Situation viz obr. 2 a 3.
Fig. 5. Selected reflection segments of migrated time section 2AT/84. Approx. horizontal extension 1,5x. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

pat jsme v projektu považovali stavbu veporika a jeho styk s gemerikem. Druhým významným úkolem bylo poznání stavby spodní kůry brunnie (části eurasijské desky), karpatsko-panonské desky a zjištění reflektivity Mohorovičičova rozhraní.

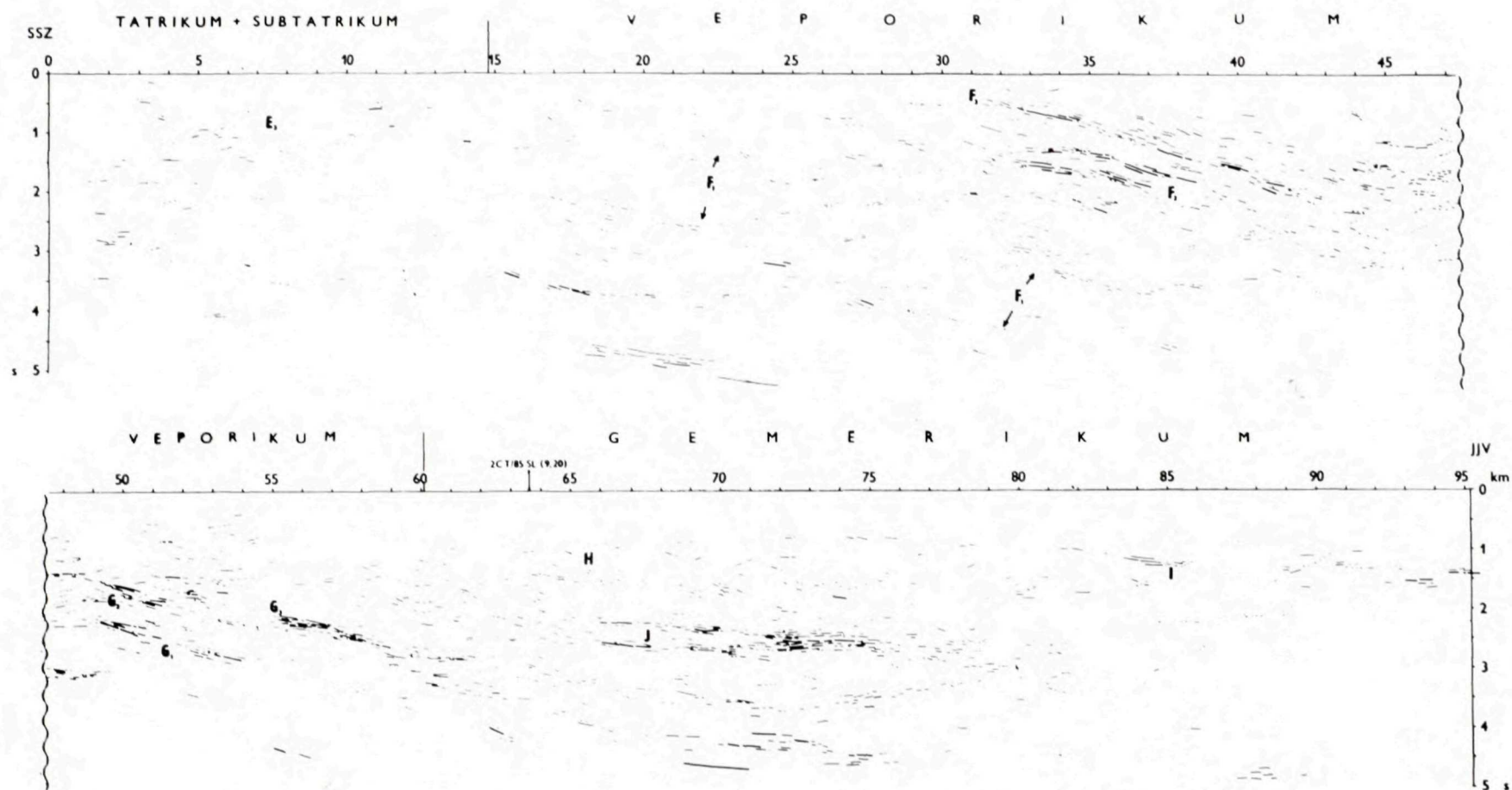
Seismické výsledky profilů 2T jsou v této práci prezentovány ve spojeném řezu dílčích profilů s vybranými reflexy (obr. 3), kde jsou vykresleny a označeny písmeny nejdůležitější reflexní jevy a skupiny jevů. Dále jsou v naší práci předloženy řezy vybraných reflexů křížujících profilů 315, 4HR, 2BT a 2CT (obr. 7, 8, 9, 10), vybrané reflexy migrovaných časových řezů profilů 2T do 6 s (obr. 4, 5, 6), části (výseky) originálních časových řezů (obr. 11–14) a schematický (ideový) geologický model Západních Karpat podél profilu 2T (obr. 15).

Časové řezy profilu 2T i jejich migrovaný řez jsou znázorněny v měřítku odpovídajícímu rychlosti 4 km/s. Uvažujeme-li pro kůru průměrnou rychlost 6 km/s, pak je profil zhruba 1,5x roztažen v horizontálním měřítku. To znamená, že úhly jednotlivých ukloněných reflexů jsou ve skutečnosti podstatně větší než na časových a migrovaných řezech a v našich schématech vybraných reflexů.

Na profilech 2T byla poprvé v ČSSR užita metoda SRB s prodlouženou dobou registrace na linii regionálního charakteru. I přesto, že poměry při terénním měření byly velmi obtížné (členitý horský terén, průmyslová zástavba), jsou výsledky po technické stránce na velmi dobré úrovni. Podél celé linie byla zachycena reflexní rozhraní různých délek i sklonů jak ve svrchních, tak i ve spodních partiích kůry. Tyto seismické indikace svědčí o geotektonicky velmi komplikovaném regionu.

Na dílčích profilech (obr. 3) dochází v několika úsecích k lokálnímu snížení úrovně užitečného seismického signálu. Tento útlum je patrný především na profilu 2AT/84 od km 21 do km 29,4 a méně výrazný je mezi kilometry 37,4 až 42,2, což je v těchto případech patrně způsobeno nepříznivými seizmogeologickými podmínkami v malých hloubkách pod povrchem, především karbonátovými horninami sub-tatranských příkrovů s možnými krasovými útvary.

Na dílčím profilu 2T/85 se vyskytuje podobná transparentní zóna na počátku profilu po 7. kilometr, dále pak několik užších zón podél celého profilu 2T/85, které jsou způsobeny patrně použitou metodikou měření („přestřelování“) přes terénní překážky a ochranná pásma. Další úbytek seismické energie je patrný ve spodní části kůry karpatsko-panonské desky (od 8 s), zvláště na profilu 2AT/84. Tento úbytek je způsoben buď reologickými vlastnostmi této spodní kůry, která se v geologicky nedávné minulosti podrobila krustální deformaci, nebo tím, že většina vyvolané seismické energie je odražena či pohlcena ve svrchnějších partiích.



Obr. 6 Vybrané reflexy migrovaného časového řezu 2T/85. Přibližně 1,5x horizontálně protaženo. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.

Fig. 6. Selected reflection segments of migrated time section 2T/85. Approx. horizontal extension 1.5x. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

Složitý vlnový obraz podél celé linie reflexního profilu je též způsoben zvýšeným výskytem difragovaných a jiných poruchových vln. Při nedostatečných informacích o skutečných rychlostech ve zkoumaném prostředí je jejich identifikace obtížná.

Při naší interpretaci předpokládáme, že veškerá reflexní rozhraní leží ve vertikální rovině profilů. Ve skutečnosti se však vzhledem ke komplikované geologické stavbě promítají do této roviny reflexy a poruchy vzniklé i mimo rovinu profilu (boční efekty).

U všech dílčích profilů 2T byla provedena strojová migrace v čase do 6 s, která do jisté míry potlačila difragované vlny a přiřadila reflexům reálnou pozici. Migrovaný řez (obr. 4, 5, 6), který přiřazuje šikmým reflexním jevům jejich správnou pozici, je významným pomocníkem při studiu a následující interpretaci svrchních partií kůry. V textu se jím zabýváme při rozčlenění nejdůležitějších skupin reflexů.

Ve spojeném schématu časových řezů všech dílčích profilů (obr. 3) jsou označeny skupiny reflexů podobného charakteru a popsány jednotlivými písmeny. Detailně jsou tyto skupiny rozčleněny indexy v řezech vybraných migrovaných reflexů (obr. 4, 5, 6).

Úsek Pilsko — Chabenec

Písmenem A (obr. 3, 4) jsme označili sérii reflexů upadajících k JJV. Nejspodnější z nich jsou sledovatelné až do časů 5,0—5,5 s. Tyto skupiny reflexů jsou nejpravděpodobněji projevy drčených zón v magurském flyši (A₃), dále pak projevy tektonického rozhraní mezi vnitřním magurským flyšem a vnějším krosněnským flyšem v podloží (A₂) a nejspodnější je interpretován jako tektonické rozhraní mezi západo-karpatským alochtonem a autochtonním podložím brunnie (A₁), které může být pokryto autochtonními sedimenty patrně devonu a karpátu. Podle znalostí, které máme z polských profilů a vrtů, tato rozhraní pokračují dále k S a k SZ. Nejspodnější z nich (rozhraní mezi krystalinikem s jeho sedimentárním obalem) vychází z povrchu asi 60 km SSZ od počátku našeho profilu. Velmi plochý násun Karpat, markantní na celém území západních polských Karpat, se u nás na Oravě prudce stáčí podél reflexů A₁ a A₂, což interpretujeme jako elastickou ohybovou strukturu spodní desky (asi pasivního okraje brunnie) v konečném stádiu subdukce krosněnského moře.

Série útržkovitých, k J ohnutých a upadajících reflexů B v intervalu 7,5—12,0 s charakterizuje pravděpodobně spodní část kůry prekambrické brunnie (obr. 3). Podobnou intenzivní reflektivitu spodní kůry lze pozorovat na většině profilů v hercynském a starším krystaliniku v západní Evropě (projekty BIRPS, ECORS a DEKORP). Ohnuté reflexy ve spodní kůře okraje brunnie, způsobené miocenní

subdukci krosněnského moře, jež zde skončila zhruba před 15 Ma, jsou jedním z nejvýznamnějších objevů profilu 2T. Subhorizontální Mohorovičičovo rozhraní (písmeno M₁) se neprojevuje jako soubor výraznějších reflexů a je interpretováno na přechodu mezi zvrstevnatělou spodní kůrou a víceméně bezreflexní nejsvrchnější částí pláště. Zdá se, že subhorizontální Mohorovičičovo rozhraní je zde vytvořeno velmi mladými pochody v posledních 15 Ma. Tomuto důležitému problému, který jsme si znovu ověřili na profilu 8 HR v nejzápadnější části Karpat, budeme věnovat pozornost ještě v budoucnu.

Na profilu 2T se stejně jako v celém úseku Západních Karpat mezi Kroměříží a Tarnowem nevyskytuje eggenbursko-badenský akreční komplex, vzniklý při tektonickém „seškrabování“ sedimentů ze subdukujícího mořského dna. Vnější krosněnský flyš v podloží magurského flyše pod reflexem A₂ patří podle polských vrtných poznatků nejspíše k jednotce Obidowa — Słopnice. Je to mnohem „vnitřnější“ vývoj než miocenní akreční komplexy pouzdřanský, ždánický, boryslavsko-pokutský, subkarpatský nebo i skolský (tarcáuský). Subdukce v uvedeném úseku probíhala v raném a středním miocénu bez akrece, pravděpodobně i s erozí (definice termínů viz Von Huene, 1984, 1986).

Písmenem C (obr. 3) je označen složitý reflexní obraz, složený ze skupin dílčích reflexů rozdílné dynamiky, ukloněných k SSZ, mnohdy interferujících s kratšími subhorizontálními reflexy. Tato zóna s převahou reflexních ploch ukloněných k SSZ zahrnuje tektonické terény horní desky (magurský flyš, pieninské bradlové pásmo, tatrikum a subtatrikum). Reflexy jsou nejpravděpodobněji vyvolány drcenými horninami násunových zlomů (viz Fountain et al., 1984) s jiv. polaritou násunu. Jednotlivé reflektující tektonické zóny (C₁—C₅, obr. 5) vytvářejí šupinovitý systém asi 8—10 km mocný. Společně zešupinovatělé jsou všechny výše uvedené terény, jak vnějších, tak vnitřních Karpat. Domnívame se, že ke společné imbrikaci došlo právě při transpresním styku vnějších a vnitřních Karpat po spodním oligocénu a před bádenem (viz žádná deformace oravské pánve). Transpresní styk interpretujeme v souladu s Birkenmajerovým (1985) zjištěním rozsáhlého levostranného posunu na jižní hranici pieninského bradlového pásma. Magurský flyš včetně pieninského bradlového pásma (šupiny C₅) je nasunut na tatrikum (u povrchu se subtatrikem a vnitrokarpatským paleogénem), jak již popsal Roth (1964) ve vysvětlivkách k mapě 1 : 200 000, a to nejpravděpodobněji podél nejjihnější ze šupin podsystému C₅. Pravděpodobně je i tektonické porušení centrálně karpatského paleogénu Skorušinského pohoří i jeho podloží na přesmých indikovaných systémem C₄ i když leží většinou subhorizontálně (Gross, ústní sdělení, 1987) a neprodělal vráso-

3) - ne ide o pod magurské jednotky vnitřní transformace (B₁ horizont) (cf. obr. Polh. 1.)
4) - pravě obry = zlomové transformace (Krosněnské moře?)
po "subdukci" - resp. obdukci

5) - ne - je příčina flyš, subhorizontální styl vlnění bytí
obdukci

vou deformaci. Reflexní jevy skupiny C_2 s rozvětvením na C_3 končí pod Chočským pohořím. Nejspodnější podsystém šupin C_1 není v časech nad 2 s tak výrazný, a jeho pokračování k povrchu není proto patrné.

Systému reflexů C se podobá méně výrazný systém E (obr. 3) v prostoru Nízkých Tater. Jednotlivé podsystémy E_1 , E_2 a E_3 dosahují k povrchu od km 39 (2 AT/84) po km 12 (2 T/85) (obr. 5, 6). Tyto reflexy můžeme podobně jako reflexy C v nevýrazné podobě sledovat až do času 4 s. Systém ukloněných reflexů C a E tvoří asi 55 km široké pásmo, které je patrně zónou zkrácení svrchní křehké kůry karpatsko-panonské desky. Její „odlepení“ (décollement) není seizmicky patrné, ale podle vymizení šikmých reflexů by mohlo být uvažováno v intervalu 3,5–4 s (10–12 km).

Od km 30 dílčího profilu 2 AT/84 je vlnový obraz složitější a kromě reflexů systému E se začínají objevovat nespojitě horizontální a subhorizontální reflexy systému D (obr. 3). Komplex reflexů D končí zhruba na km 14 dílčího profilu 2T/85, kde se znovu mění charakter vlnového obrazu. Tento systém se obtížně interpretuje. Mohlo by jít o pozůstatky tektonického roztažení tatrika v době eocenní sedimentace centrálně karpatského paleogénu, o důsledek recentní extenze, nebo i o možné pokračování reflexů F k SSV. Jiná vysvětlení jsou však také možná. V celém úseku profilu 2AT/84 nejsou na rozdíl od profilu 2T/83, 84 žádné výrazné reflexy ve spodní kůře. Předpokládáme, že malá reflektivita spodní kůry je důsledkem posteocenního ztlustění karpatsko-panonské desky.

Úsek Chabenec — Gemerský Jablonec

Podobný charakter jako na S od Nízkých Tater mají korové reflexy také v prvním úseku profilu 2T/85 (obr. 3). Vyskytují se tu SSZ ukloněné reflexy E . Pod nimi se však kromě horizontálních reflexů systému D objevují na větších časech pod 4 s již i reflexní skupiny systému F , upadající k JJV. Dále k JJV sledujeme velmi výrazné svazky reflexů systému F , obecně upadající k JJV, na časech od 0 do 10 s. Reflexy se dají sledovat bez výrazného porušení v délce nejméně 10–30 km. Neuvažujeme-li porušení systému F pozdějším muráňským zlomem, pak je můžeme sledovat až do vyšších časů pod gemerikum, tj. až pod km 60–70. Jsou dynamicky výrazné, dynamika téměř není proměnná s hloubkou. Rozlišujeme pět hlavních podskupin systému F , v nichž nejspodnější dva vůbec nedosahují spodní časové úrovně migrovaného řezu.

Na migrovaném řezu (obr. 6) můžeme sledovat méně výraznou podskupinu reflexů F_1 , jejíž výchoz u povrchu se dá extrapolovat mezi km 13–17. Na

obr. 3 se dá tato podskupina téměř spojitě korelovat až pod km 52. Vzhledem k intenzivní střížné deformaci a mylonitizaci krystalických břidlic veporika usuzujeme, že původ většiny reflexů systému F je tektonický a že nejvýznamnější z nich jsou reflexy způsobené odrazy od mylonitových zón (Fountain et al., 1984).

Geologicky je možno interpretovat reflexní jevy F_1 jako projev lubietovské jednotky veporika. Báze podsystému F_1 pak může odpovídat čertovické linii. Dynamicky velmi výrazná je podskupina reflexů F_2 , jež přechází z šikmého průběhu do polohy subhorizontální. Je možné, že dále k SSZ z ní vybíhají méně výrazné, k JJV upadající reflexy, odpovídající šupinám krakovské jednotky veporika. Seizmicky velmi výrazný je k povrchu vystupující (pod úhlem 25–30°) svazek reflexů F_3 . Ten geologicky odpovídá násunu kráľovohorské jednotky veporika na jednotku krakovskou, a to na km 29. Reflexy systému F ve veporiku nápadně připomínají svým charakterem, umístěním v kůře, sklonem, šířkou pásma i celkovou pozicí v orogénu kolizní sutury severoappalačského i jihoappalačského orogénu na východě USA (Ando et al., 1984; Nelson et al., 1985), zachycené na reflexních seizmických profilech projektu COCORP.

Interpretace amerických profilů předpokládá, že strmě ukloněné celokorové svazky reflexů jsou projevy paleozoické kontinentální kolize grenvillského (severoamerického) a afrického kontinentu. I když litosféra karpatsko-panonské desky prodělala v poturonském vývoji ještě značné deformační pochody, nebyly v prostoru veporika patrně příliš významné a sutura mezi tatrikem a gemerikem je velmi dobře zachována. Zakořeňují do ní s největší pravděpodobností také subatranské příkrovy — krížňanský v čele, chočský v týlu sutury. Je pravděpodobné, že tato sutura je prakticky jediným zachovaným zbytkem svrchnokřídové turonské kolize v evropských alpídách, neboť v Alpách asi podlehlá nově intenzivní terciární kontinentální kolizi.

Na JJV od km 40 (profil 2T/85) se objevují dynamicky výrazné šikmé reflexy skupiny G (obr. 3), které nedosahují k povrchu. Nad nimi pozorujeme na časech 1,7–1,8 horizontální reflexy, u nichž šikmé reflexy skupiny G končí, což lze opět nejlépe pozorovat na migrovaném řezu (obr. 6). Je pravděpodobné, že žuly kráľovohorského a kohútského pásma leží jako horizontálně přesunutý příkrov na šupinách G (v migrovaném řezu G_1 – G_3), které řadíme také ke kolizní sutuře (viz též geologickou interpretaci Kince, 1975). Na km 46 prochází profil 2T/85 přes muráňský zlom, který se projevuje v časovém migrovaném řezu pouze nepřímým přerušením nejsvrchnějších reflexů systému F . Jedná-li se skutečně o levý směrny posun, jak je pravděpodobné z geologického pozorování (Reichwalder, 1986 — ústní sdělení), pak nepřímé

doklady (přerušeni až vymizení reflexů) na našem profilu (zejména migrovaném) tento názor podporují. Žádné významné šikmé reflexy přes linii muráňského zlomu nepřecházejí.

Mezi km 52—66 (obr. 3, 6) pozorujeme dynamicky méně výrazné, k JJV strmě upadající, subparalelní reflexy H až do časů 3,0 s. Přísluší patrně k tektonizovanému krystaliniku jižního okraje veporika, pásnu Kohúta, a k násunu gemerika. Toto krystalinikum je nasunuto na granity, které pod ním mohou kořenit. Styk veporika a gemerika je tektonický a relativně strmý, ukloněné reflexy zachycující tektonické šupiny zasahují obě jednotky. V pásnu Kohúta leží na šupinách veporika také zbytky gemeridních příkrovů.

Vlastní gemerikum na JJV od této tektonické zóny (od km 66 na 2T/85) má odlišný reflexní charakter. Převládají horizontální až subhorizontální reflexy různé dynamiky a délky.

Reflexní jev I v malých hloubkách pod povrchem odpovídá bázi nejsvrchnějšího oligocénu a spodního miocénu Lučenecko-rimavské kotliny, která dosahuje maximálních hloubek kolem 1,5 km, což je v souladu s výsledky vrtu Blhovce—I, ležícím přibližně 1 km sz. od km 83 profilu 2 T/85, a s geofyzikální interpretací Bodnára et al. (1979). Severní okraj pánve je na km 64 jz. od Poltáru.

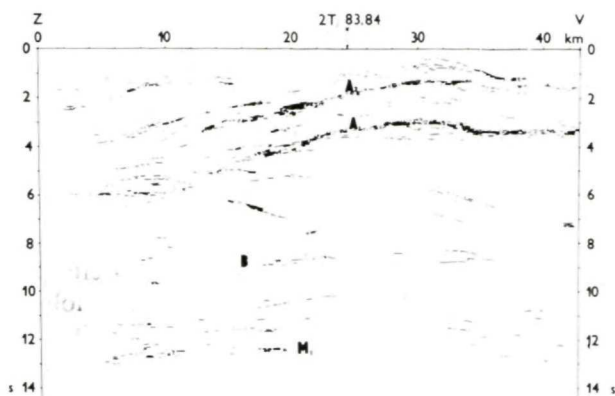
Výrazný horizontální svazek reflexů J mezi km 66—73, pokračující zřejmě útržkovitými reflexy dále k JJV na čase 2,0—2,5 s, interpretujeme jako horizontální násunový zlom („master décollement“) gemerika a jižního veporika.

Podobný svazek reflexů K mezi km 66—95 na čase 4,0—4,5 s interpretujeme jako možné pokračování násunového zlomu kohútského pásma a veporidních granitů.

Spodní kůra pod gemerikem obsahuje další horizontální reflexy, končící výraznějšími reflexy M₂ mezi 9,0—10,0 s na km 73—83, které považujeme za projevy Mohorovičičovy diskontinuity. Pod Lučenecko-rimavskou kotlinou se nacházejí v hloubkách kolem 27—30 km. Útržkovité reflexy M₂ se dají dále sledovat mezi km 50—60 na časech 10,0 s, což odpovídá výsledkům výzkumu Mohorovičičovy plochy, získaných z refrakčních měření na profilech K II a K III (hloubky 30—32 km; obr. 3; Mayerová et al., 1983).

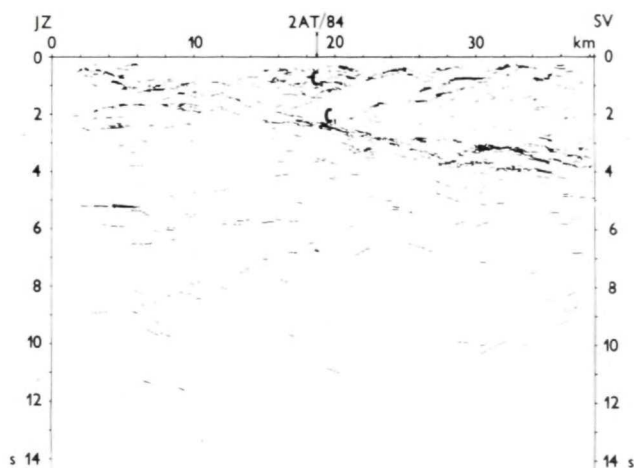
Křižující profily

Profil 2T křižují na několika místech další hlubinné reflexní profily (obr. 1, 2): 315/84 severně od Oravské Magury, 4 HR/84 ve Skorušinském pohoří, 2 BT/84 v Liptovské kotlině a 2CT/85 v Lučenecko-rimavské kotlině. Tyto seizmické profily byly situovány téměř kolmo k profilu 2T a měly v místech křížení vyjasnit prostorovu představu průběhu reflexních rozhraní.



Obr. 7. Nemigrovaný časový řez křižujícího hlubinného reflexního profilu 315. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližně 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 7. Non-migrated time section of crossing deep reflection profile 315. Horizontal vs. vertical approx. length ratio 1,5 : 1. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.

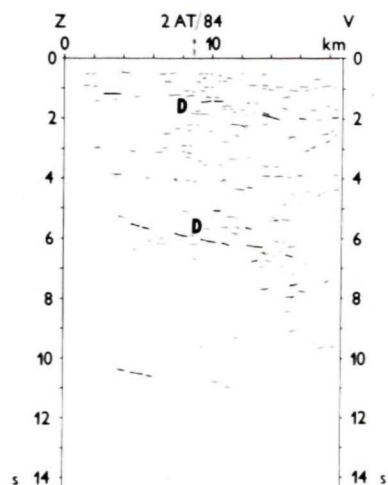


Obr. 8. Nemigrovaný časový řez křižujícího hlubinného reflexního profilu 4HR. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližně 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 8. Non-migrated time section of crossing deep reflection profile 4HR. Horizontal vs. vertical approx. length ratio is 1,5 : 1. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.

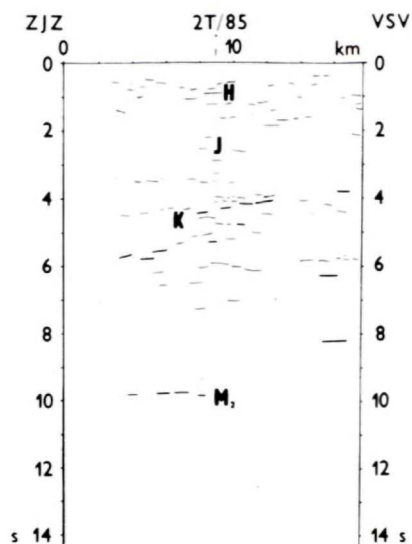
a tím i napomoci řešení pozice dílčích geologických jednotek (obr. 2) a tektonických linií.

Profil 315/84 křižuje profil 2T/83, 84 na km 9,15. V oravsko-magurské jednotce jsou tatáž reflexní rozhraní upadající generelně k JJV, která jsme již identifikovali na profilu 2T/83, 84. Na profilu 315/84 tvoří tato rozhraní na SV od místa křížení (na časech 1,6 a 3,3 s) rozsáhlou elevaci obou rozhraní, a to jak magurského, tak i krosněnského flyše (jednotky Obidowa — Šlopnice) s autochtonním podloží (viz obr. 4, 14). Svrchní reflexní rozhraní je tudíž dostupné pro stávající vrtnou techniku a představuje potenciální objekt budoucího naftového průzkumu. K JZ obě rozhraní poměrně prudce upadají a nedají se na



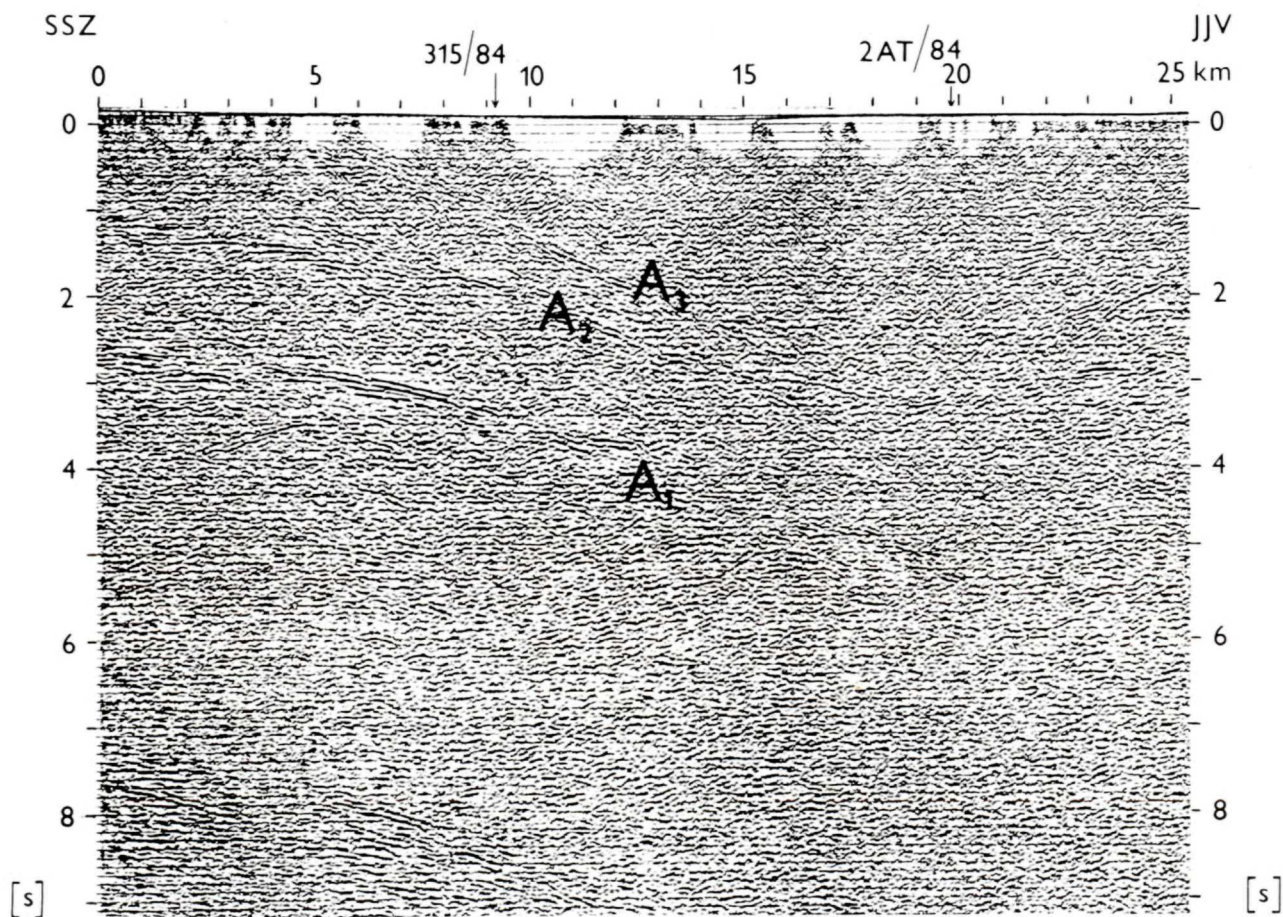
Obr. 9. Nemigrovaný časový řez křížujícího hlubinného reflexního profilu 2BT. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližně 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 9. Non-migrated time section of crossing deep reflection profile 2BT. Horizontal vs. vertical approx. length ratio is 1,5 : 1. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.



Obr. 10. Nemigrovaný časový řez křížujícího hlubinného reflexního profilu 2CT. Poměr horizontálních délek k vertikálním je přibližně 1,5 : 1. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 1 a 2.

Fig. 10. Non-migrated time section of crossing deep reflection profile 2CT. Horizontal vs. vertical approx. length ratio is 1,5 : 1. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 1 and 2.



Obr. 11. Výsek originálního nemigrovaného časového řezu 2T/83,84. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.

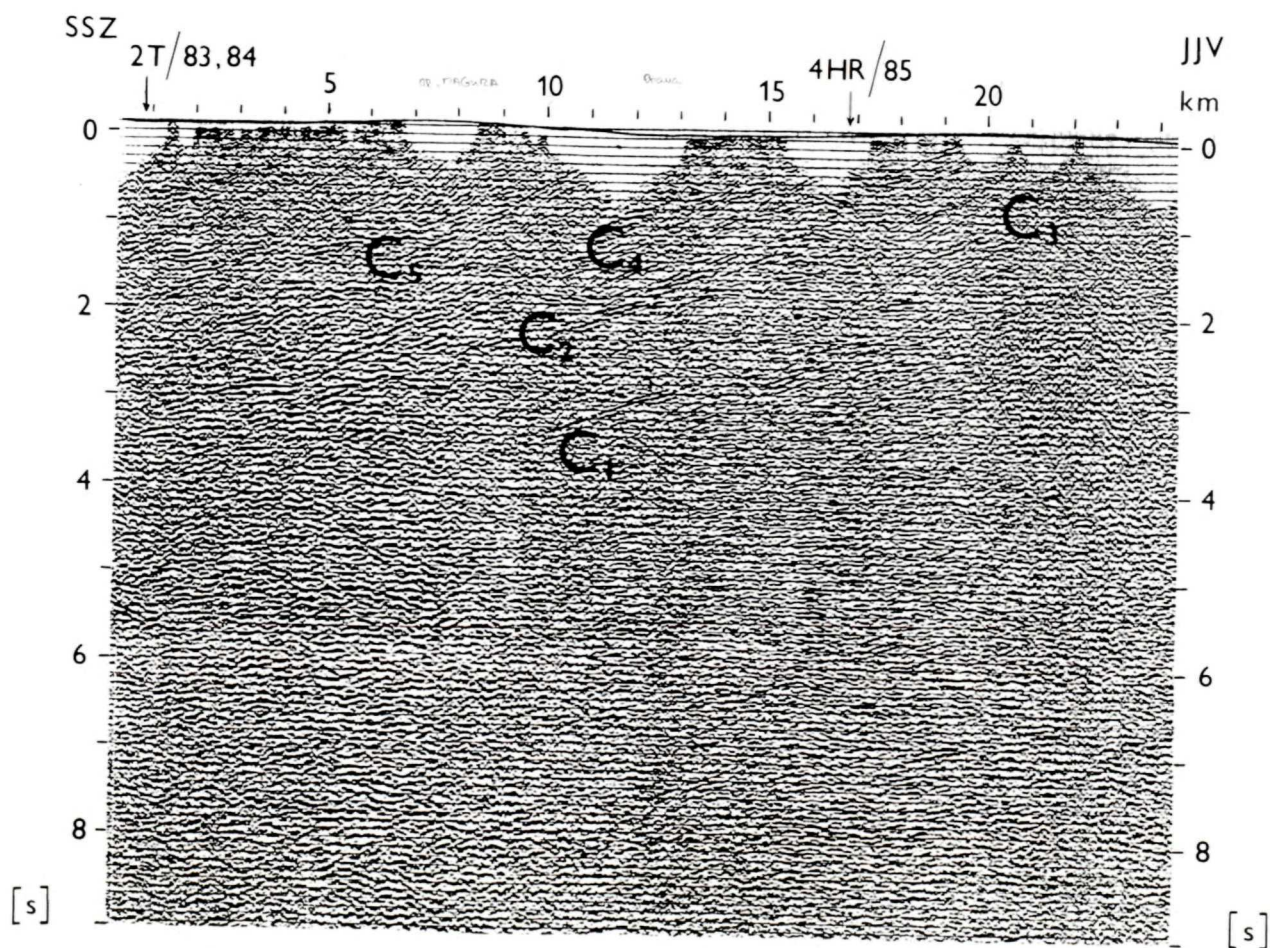
Fig. 11. Part of original non-migrated time section 2T/83,84. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

všech časech spojitě sledovat, což je způsobeno mimo jiné šikmým průběhem linie profilu k ukloněnému autochtonu i reflexu A_2 . Nespojitá korelace je pravděpodobně způsobená též existencí příčných zlomů. Stejně jako na profilu 2T/83, 84 je spodní kůra autochtonní brunnie výrazně reflektivní, přičemž poslední výrazné reflexy (13 s na JZ, 12 s na SV) přísluší patrně k Mohorovičicovu rozhraní (obr. 7).

Druhý křížující profil 4HR/85 (křížuje profil 2AT/84 na km 16, 79) probíhá celý v centrálně karpatském paleogénu Skorušinského pohoří. Jak je patrné ze spojeného profilu 2 T, prochází tento profil oblastí tektonického zkrácení svrchní kůry na zpětných násunech. Výklad vlnového obrazu křížujícího profilu (obr. 8) není jednoduchý. Linie profilu prochází kose k vystupujícím geologickým jednotkám (obr. 2) a výrazným způsobem se mohou projevit i boční odrazy (odražené z míst mimo vertikální rovinu profilu). Na časových řezech obou profilů (4HR/85 a 2AT/84) se objevují v místě křížení nejvýraznější reflexy na časech 0,7–0,8 s, 1,3–1,4 s (C_4) a výrazná reflexní skupina, upadající od místa

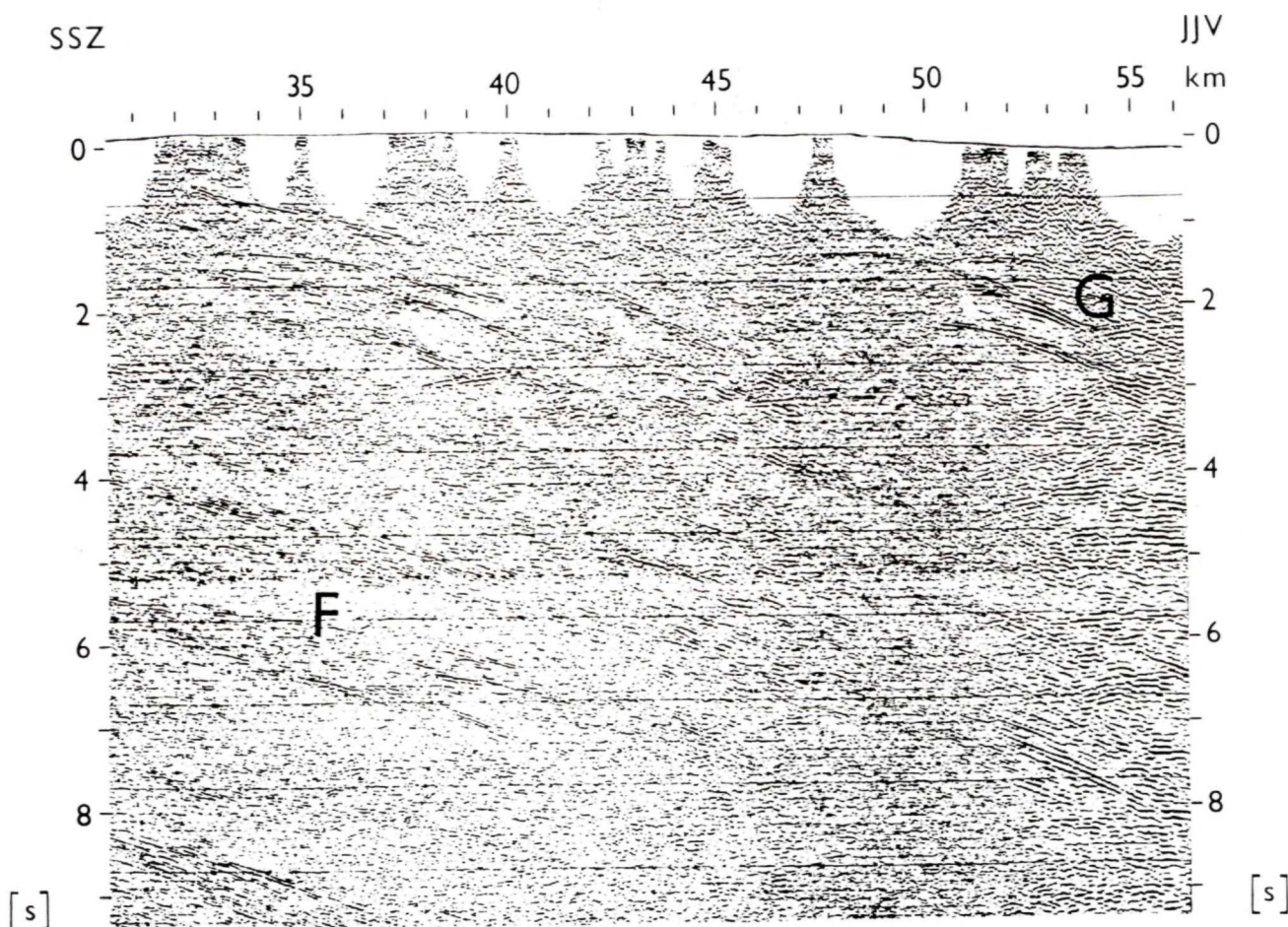
křížení s 2AT/84 směrem k SV, na časech 2,3–2,8 s (C_1). Tyto reflexy a skupiny reflexů, interpretované na 2 AT/84 jako systém tektonických linií násunového charakteru, nemají jednoduchý průběh ani na křížujícím profilu 4HR/85. Zde se projevují jako reflexy horizontální a subhorizontální, mnohdy též s větším úklonem oběma směry, jak k SV, tak k JZ. Tyto sklony jsou patrně způsobeny orientací linie profilu na násunové plochy (ne přímo kolmo k nim) a pravděpodobně také tím, že násunové plochy netvoří v prostoru jednoduchou rovinu, nýbrž že dochází k větším či menším undulacím podél ní (obr. 8).

Dalším křížujícím profilem je profil 2 BT/84, procházející paleogénem Liptovské kotliny (křížuje profil 2AT/84 na km 33,8). Na tomto profilu je dosti zřetelný, i když nespojitě sledovatelný průběh báze paleogenních sedimentů v intervalu od 0,4 do 0,8 s (obr.9). Do času 4 s lze pozorovat větší množství subhorizontálních reflexů krátké délky i rozdílné dynamiky (systém D), které patrně souvisí s pozicí, litologií a tektonizací subatranských příkrovů a tatrika. Výraznější skupina reflexů D_1 , generelně upadají



Obr. 12. Výsek originálního nemigrovaného časového řezu 2AT/84. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.

Fig. 12. Part of original non-migrated time section 2AT/84. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.



Obr. 13. Výsek originálního nemigrovaného časového řezu 2T/85. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.
Fig. 13. Part of original non-migrated time section 2T/85. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

cích k východu, se objevuje na časech 4.0–7.0 s. To znamená, že subhorizontální plochy zjištěné pod Liptovskou kotlinou na profilu 2AT/84 upadají směrem k východu pod centrální část Liptovské kotliny. Spodní kůra stejně jako na 2AT/84 je téměř transparentní bez výraznějších reflexních projevů. Nevýrazné reflexní plošky mezi časy 10–11 s mohou být málo zřetelným projevem Mohorovičičova rozhraní (obr. 9).

Nejižnější křížujícím profilem je profil 2 CT/85, který křížuje 2T/85 při severním okraji neogénu Lučenecko-rimavské kotliny na km 63,56 (obr. 2). Na časovém řezu profilu (obr. 10) převažují nespojitě horizontální až subhorizontální reflexy, které si zachovávají výraznější dynamiku i ve spodních částech kůry. Na časech kolem 1 s se objevují horizontální reflexy ze šupinovitěho systému H (profil 2T). Pod nimi nalézáme na časech 2–3 s nevýrazný systém J, který se i na 2T projevuje subhorizontálně. Od času 3.6 do 6.1 s se kromě těchto reflexů objevuje šikmo ukloněná skupina reflexů k JZ (systém G), která už

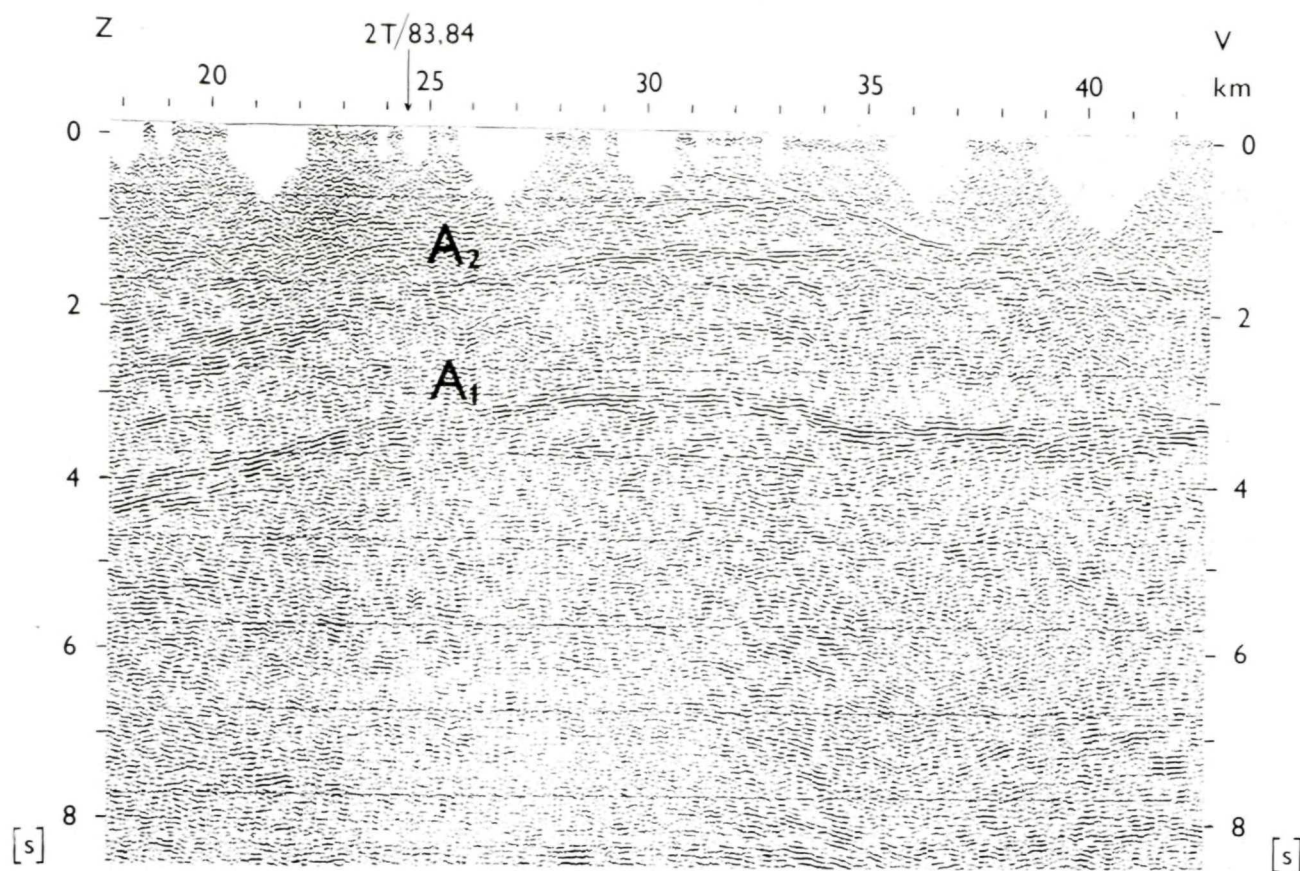
patrně přísluší ke koliznímu švu. Rozhraní na profilu 2CT/85 tedy představuje tektonickou hranici šikmo upadající k JJV na křížujícím profilu 2T/85. Na časech 9.8–10.0 s se na tomto profilu objevuje výrazné, téměř spojitě korelovatelné reflexní rozhraní, které přiřazujeme hranici mezi kůrou a svrchním pláštěm (M_2) (obr. 10).

Hlubinný geologický řez

Většina geologických poznatků už byla vyslovena při popisu časových řezů migrovaných i nemigrovaných. Na základě této interpretace byl sestaven ideový geologický model podél celého profilu 2T (obr. 15 na s. 8, 9). Na řezu jsou zřetelně vidět dva různé segmenty karpatské kůry s rozdílným obdobím finální deformace.

Na SSZ (po km 10 na profilu 2T/83, 84) jsou to: subdukční zóna s nadložní alochtonní jednotkou Obidowa—Šlopnice krosněnského flyše, upadající po ohybu pod úhlem 40° , a hlouběji pravděpodobně

73-ef. 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 200, 201, 202, 203, 204, 205, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 230, 231, 232, 233, 234, 235, 236, 237, 238, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 245, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 252, 253, 254, 255, 256, 257, 258, 259, 260, 261, 262, 263, 264, 265, 266, 267, 268, 269, 270, 271, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 280, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289, 290, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 297, 298, 299, 300, 301, 302, 303, 304, 305, 306, 307, 308, 309, 310, 311, 312, 313, 314, 315, 316, 317, 318, 319, 320, 321, 322, 323, 324, 325, 326, 327, 328, 329, 330, 331, 332, 333, 334, 335, 336, 337, 338, 339, 340, 341, 342, 343, 344, 345, 346, 347, 348, 349, 350, 351, 352, 353, 354, 355, 356, 357, 358, 359, 360, 361, 362, 363, 364, 365, 366, 367, 368, 369, 370, 371, 372, 373, 374, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 381, 382, 383, 384, 385, 386, 387, 388, 389, 390, 391, 392, 393, 394, 395, 396, 397, 398, 399, 400, 401, 402, 403, 404, 405, 406, 407, 408, 409, 410, 411, 412, 413, 414, 415, 416, 417, 418, 419, 420, 421, 422, 423, 424, 425, 426, 427, 428, 429, 430, 431, 432, 433, 434, 435, 436, 437, 438, 439, 440, 441, 442, 443, 444, 445, 446, 447, 448, 449, 450, 451, 452, 453, 454, 455, 456, 457, 458, 459, 460, 461, 462, 463, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 470, 471, 472, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 483, 484, 485, 486, 487, 488, 489, 490, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498, 499, 500, 501, 502, 503, 504, 505, 506, 507, 508, 509, 510, 511, 512, 513, 514, 515, 516, 517, 518, 519, 520, 521, 522, 523, 524, 525, 526, 527, 528, 529, 530, 531, 532, 533, 534, 535, 536, 537, 538, 539, 540, 541, 542, 543, 544, 545, 546, 547, 548, 549, 550, 551, 552, 553, 554, 555, 556, 557, 558, 559, 560, 561, 562, 563, 564, 565, 566, 567, 568, 569, 570, 571, 572, 573, 574, 575, 576, 577, 578, 579, 580, 581, 582, 583, 584, 585, 586, 587, 588, 589, 590, 591, 592, 593, 594, 595, 596, 597, 598, 599, 600, 601, 602, 603, 604, 605, 606, 607, 608, 609, 610, 611, 612, 613, 614, 615, 616, 617, 618, 619, 620, 621, 622, 623, 624, 625, 626, 627, 628, 629, 630, 631, 632, 633, 634, 635, 636, 637, 638, 639, 640, 641, 642, 643, 644, 645, 646, 647, 648, 649, 650, 651, 652, 653, 654, 655, 656, 657, 658, 659, 660, 661, 662, 663, 664, 665, 666, 667, 668, 669, 670, 671, 672, 673, 674, 675, 676, 677, 678, 679, 680, 681, 682, 683, 684, 685, 686, 687, 688, 689, 690, 691, 692, 693, 694, 695, 696, 697, 698, 699, 700, 701, 702, 703, 704, 705, 706, 707, 708, 709, 710, 711, 712, 713, 714, 715, 716, 717, 718, 719, 720, 721, 722, 723, 724, 725, 726, 727, 728, 729, 730, 731, 732, 733, 734, 735, 736, 737, 738, 739, 740, 741, 742, 743, 744, 745, 746, 747, 748, 749, 750, 751, 752, 753, 754, 755, 756, 757, 758, 759, 760, 761, 762, 763, 764, 765, 766, 767, 768, 769, 770, 771, 772, 773, 774, 775, 776, 777, 778, 779, 780, 781, 782, 783, 784, 785, 786, 787, 788, 789, 790, 791, 792, 793, 794, 795, 796, 797, 798, 799, 800, 801, 802, 803, 804, 805, 806, 807, 808, 809, 810, 811, 812, 813, 814, 815, 816, 817, 818, 819, 820, 821, 822, 823, 824, 825, 826, 827, 828, 829, 830, 831, 832, 833, 834, 835, 836, 837, 838, 839, 840, 841, 842, 843, 844, 845, 846, 847, 848, 849, 850, 851, 852, 853, 854, 855, 856, 857, 858, 859, 860, 861, 862, 863, 864, 865, 866, 867, 868, 869, 870, 871, 872, 873, 874, 875, 876, 877, 878, 879, 880, 881, 882, 883, 884, 885, 886, 887, 888, 889, 890, 891, 892, 893, 894, 895, 896, 897, 898, 899, 900, 901, 902, 903, 904, 905, 906, 907, 908, 909, 910, 911, 912, 913, 914, 915, 916, 917, 918, 919, 920, 921, 922, 923, 924, 925, 926, 927, 928, 929, 930, 931, 932, 933, 934, 935, 936, 937, 938, 939, 940, 941, 942, 943, 944, 945, 946, 947, 948, 949, 950, 951, 952, 953, 954, 955, 956, 957, 958, 959, 960, 961, 962, 963, 964, 965, 966, 967, 968, 969, 970, 971, 972, 973, 974, 975, 976, 977, 978, 979, 980, 981, 982, 983, 984, 985, 986, 987, 988, 989, 990, 991, 992, 993, 994, 995, 996, 997, 998, 999, 1000.



Obr. 14. Výsek originálního nemigrovaného časového řezu 315/84. Symboly jsou vysvětleny v textu. Situace viz obr. 2 a 3.
 Fig. 14. Part of original non-migrated time section 315/84. Symbols explained in the text. For situation see Figs. 2 and 3.

i větším, dále pak čelní vnitromagurské šupiny a zpětné násuny pod úhlem 30–40°, postihující oravsko-magurský příkrov, pieninské bradlové pásmo i tatrikum s tektonickým pokryvem subtatranských příkrovů a sedimentárním pokryvem centrálně karpatského paleogénu. Nejsevernější z násunů jsou už překryty na sv. Oravě oravskou pánví, patrně badenského až sarmatského stáří, a časové omezení je proto zřejmé. Proto řadíme deformaci se zpětnými násuny a zkrácení svrchní kůry na severním Slovensku i jinde v Západních Karpatech buď do závěru subdukčních procesů (do počínající kolize ve středním miocénu) nebo do kolizních transpresních procesů ve svrchním oligocénu a spodním miocénu mezi magursko-pieninským terénem a vnitřními Karpaty. Protože subdukce samotná není kompresním procesem a kolize po subdukci byla velmi slabá, dáváme přednost druhému vysvětlení, zvláště když si uvědomujeme rozsáhlý levý posun na jižní hranici pieninského bradlového pásma (Birkenmajer, 1985). Oligomiocenní transprese se projevovala ve svrchní kůře zešupinováním 12–15 km svrchní kůry a patrně duktilními procesy ztuštění spodní kůry. Samotný výzdvih Strážovských

vrchů, Velké i Malé Fatry, Tater i Nízkých Tater však zřejmě patří až k pliocenní a kvartérní extenzi.

V druhé polovině profilu (od km 10 na dílčím profilu 2T/85) dominují reflexy ukloněné pod úhlem 20–30° k JJV, které vytvářejí pod veporidami 20–30 km mocnou kolizní jizvu karpatského křídového orogénu. Tato část Karpat ve veporidách a gemeridách nebyla podle seizmického obrazu příliš postižena pozdějšími deformačními pohyby a kolizní sutura je zde velmi dobře zachována. Na geologickém řezu je znázorněn také násun veporika na tatrikum podél čertovické linie a zakořenění krížňanského příkrovu v severním veporiku. Muráňská linie je interpretována jako poturonský levý směrný posun, příslušící patrně k pozdějším etapám kolizního režimu. Na profilu je dále vyznačen plochý násun veporidních granitů na krystalinikum a jejich zakořenění, dále pak násun krystalinika zešupinovatělého pásma Kohúta na tyto granity společně s gemeridními šupinami v pásmu podél lubenické linie. Gemerikum je v naší interpretaci pojato jako plochý alochtonní komplex, mocný patrně pouze 7 km. Stejně tak krystalinikum kohútského pásma a veporidní granity

87, má se to laterálně posun?

jsou interpretovány jako komplexy ležící poměrně ploše na subhorizontálním násunovém zlomu pod gemerikem. Při interpretaci svrchnokřídové turonské kolize předpokládáme, že terény veporika a tatrika byly včetně křížňanského sedimentačního prostoru součástí severní desky, se kterou kolidovala deska jižní v čele s gemerikem. V tomto pojetí je tedy hlavní deskové rozhraní s možným uzavřeným (oceánským?) bazénem mezi veporikem a gemerikem. Skutečná sutura může ležet i uvnitř veporika mezi jeho rozdílnými severními a jižními jednotkami.

Zlomy zasahující hluboko do spodní kůry veporika ukazují, jak intenzivní bylo korové zkrácení a jak dalekosáhlý musel být transport krystalinika po těchto zlomech k povrchu. Tak lze vysvětlit Vránovo (1980) zjištění retrográdní zonálnosti novotvořených granátů alpského stáří ve veporidách, indikujících barrowské podmínky teploty 450–500 °C a tlaku 500 MPa. Relativně rychlý pohyb veporidního krystalinika po těchto zlomech k povrchu vysvětluje nedostatek pozdně metamorfního vzestupu teplot, jak to známe např. z Alp (Vrána, 1980).

Závěr

Interpretace profilu 2T ukázala značnou shodu s dokonale propracovaným geologickým modelem vnitřních Západních Karpat, menší shodu pak s modely terciárními. Dosud platilo pojetí Západních Karpat podle Matějky (1927) a Matějky a Andrusova (1931), s většími či menšími modifikacemi Bielého a Fusána (1967), Andrusova (1968) a Mahela (1968, 1984, 1986).

Na profilu 2T se potvrdil klasický model násunu veporika na tatrikum a gemerika na veporikum (Matějka a Andrusov, 1931; Zoubek, 1957). Veporikum se na profilu ukazuje jako celokorová kolizní jizva patrně svrchnokřídového stáří, seizmicky i tektonicky srovnatelná s jizvou paleozoického kolizního orogénu v Appalačském pohoří nebo se strukturou hlavního centrálního násunového zlomu v Himálaji. Gemerikum je na kolizní terén veporika a tatrika nasunuto.

Seizmický profil neposkytl údaje o křídovém tektonickém podloží tatrika, patrně pro intenzivní pozdější tektonické pochody v kůře pod tatrikem. Je pravděpodobné, že tatrikum je alochtonní a že v jeho podloží leží další šupiny tatrika a severnější hypotetické terény. Nemáme pro ně však seizmické důkazy. Svrchnokřídová kontinentální kolize v Západních Karpatech postihla asi současně také Alpy. Její záznam tam však byl většinou zničen terciární deformací.

Interpretace profilu 2T přináší některé významné změny v pojetí historie terciárních deformačních pochodů Západních Karpat. Nejvýznamnější reflexní jevy severní části profilu indikují celokorový ohyb

spodní evropské desky, tvořené brunnii, jenž připisujeme závěru subdukčních pochodů, kdy pod horní karpatsko-panonskou desku byl vtažen také pasivní kontinentální okraj krosněnského moře. V závěru subdukčních pochodů (eggenburg — baden) probíhala subdukce zřejmě neakrečně, mohla být provázena i tektonickou erozí. Následující kolize byla velmi slabá a nezanechala významné reflexní stopy.

Reflexní jevy ve svrchní desce, tvořené společně magursko-pieninským terénem i vnitřními Karpaty, jsou v úseku mezi Pilskem a Chabencem patrně předsubdukčního původu, i když jejich příčiny mohly být u svazků zpětných násunů i současně se subdukci. Domníváme se však, že jde o projevy transpresního styku obou rozdílných terénů. Tento styk se jeví na Podhale jako téměř čistý levý posun (Birkenmajer, 1985), na Oravě i v Nízkých Tatrách však mohl mít transpresní charakter. Vnitromagurské reflexy přísluší k násunovým zlomům a imbrikacím, které přiřazujeme k akrečním procesům při subdukci magurského moře v eocénu a spodním oligocénu. Horizontální pohyby hrály důležitou roli při neogenní subdukci v Západních Karpatech. Později po skončení subdukce tyto pohyby ustávaly a dnes v recentu kromě linie Mur-Mürz-Leitha-Žilina už nejsou na většině ostatního území Západních Karpat příliš významné. Převažuje zde extenze, provázená rozsáhlým zdvihem severních pohoří, zejména koncem pliocénu a v kvartéru, a rozsáhlým poklesem zejména Podunajské nížiny, jejich zálivů, a také některých vnitrohorských depresí.

Poděkování. Autoři článku děkují dr. B. Leškovi, DrSc., za iniciativu a pomoc při koncipování projektu seizmického traversu 2T v jeho první fázi. Dále děkují dr. M. Mayerové za pomoc při zpracování dat některých seizmických řezů. Největší dík patří pracovníkům seizmické skupiny č. 6 státního podniku Geofyzika v Brně a jejímu vedoucímu O. Daněčkovi za dvouletou kvalitní práci v extrémních horských terénech slovenských Západních Karpat.

Literatura

- Ando, C. J., Czuchra, B. L., Klemperer, S. L., Brown, L. D., Cheadle, M. J., Cook, F. A., Oliver, J. E., Kaufman, S., Walsh, T., Thompson, J. B., Lyons, J. B., Rosenfeld, J. L. 1984: Crustal Profile of Mountain Belt: COCORP Deep Seismic Reflection Profiling in New England Appalachians and Implications for Architecture of Convergent Mountain Chains. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 68, 7, 819–837.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. *Bratislava, Veda*, 188 s.
- Balla, Z. 1984: The Carpathian and the Pannonian Basin: a kinematic analysis. *Geophys. Trans.*, 30, 4, 313–353.
- Balla, Z. 1986: Analysis of the anti-clockwise rotation of the Mecsek Mountains (Southwest Hungary) in the Cretaceous: Interpretation of paleomagnetic data in the light of the geology. *Geophys. Trans.*, 32, 2, 147–181.
- Biely, A., Fusán, D. 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subatrischen Decken. *Správy GÚDŠ (Bratislava)*, 42, 51–64.

- Birkenmajer, K. 1985: Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A-16, 175, 101–115.
- Bodnár, J., Bujňáková, M., Elečko, M., Filo, M., Husák, L., Májovský, J., Medo, S., Tkáčová, H., Vass, D. 1979: Geofyzikálny výskum Lučeneckej a Rimavskej kotliny. [Záverečná správa.] *Manuskript — Geofyzika Bratislava*.
- Dudek, A. 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr. Čs. Akad. Véd, Ř. matem. přír. Véd (Praha)*, 90, 8.
- Fountain, D. M., Hurich, Ch. A., Smithson, S. B. 1984: Seismic reflectivity of mylonite zones in the crust. *Geology*, 12, 4, 195–198.
- Gross, P., Köhler, E., Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priečhodská, Z., Szalaiová, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovský, I., Zbořil, L. 1980: Geológia Liptovskej kotliny. *Bratislava, GÚDŠ*, 242 s.
- Gutdeutsch, R., Aric, K. 1977: Eine Diskussion geophysikalischer Modelle des Grenzbereiches zwischen Ostalpen und pannonischen Becken. *Acta geol.*, 21, 287–296.
- Klinec, A. 1975: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nizkých Tatier: Slovenské rudohorie stred — Nízke Tatry východ. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Kotas, A. 1984: Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *Int. Congr. Geol. Strat. Carb. (Madrid)*, 1–21.
- Lukniš, M. 1973: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. *Bratislava, Veda*, 275 s.
- Maheľ, M., Buday, T. et al. 1968: Regional Geology of Czechoslovakia, Part II. West Carpathians. *Praha, Academia*.
- Maheľ, M. 1984: Nová koncepcia vývoja a stavby Západných Karpát. *Miner. slov.*, 16, 505–540.
- Maheľ, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. *Bratislava, Veda*, 510 s.
- Matějka, A. 1927: Geologická studie z okolí Ružomberka na Slovensku. *Sbor. Stát. Geol. Úst. ČSSR (Praha)*, 7, 529–575.
- Matějka, A., Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knih. Stát. geol. Úst. (Praha)*, 13, 19–165.
- Mayerová, M., Nehybka, J., Novotný, M., Sedlák, P., Huňáček, P., Višňor, I. 1983: Reinterpretace profilu K III. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Mayerová, M., Nakládalová, Z., Ibrmajer, I., Herrmann, H. 1985: Význam hlubinné stavby na území ČSSR. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Nelson, K. D., Arnou, J. A., McBride, J. H., Wellemin, J. H., Huang, J., Rheng, L., Oliver, J. E., Brown, L. D., Kaufman, S. 1985: New COCORP profiling in the southeastern United States. Part I: Late Paleozoic suture and Mesozoic rift basin. *Geology*, 13, 11, 714–718.
- Roth, Z. 1964: Vysvětlivky ke geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 — list Trstená. *Praha, ÚÚG*.
- Royden, L., Horváth, F., Rumpel, J. 1983: Evolution of the Pannonian basin system. I. Tectonics. *Tectonics*, 2, 63–90.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Mayerová, M., Zbořil, A., Daněček, O., Kouřil, M. 1987: Dílčí zpráva o hlubinném reflexně seizmickém průzkumu metodou SRB na profilech 2T v oblastech flyšového pásma na Oravě, vnitrokarpatských jednotek a neogénu Lučenecko-Rimavské kotliny za roky 1983–85. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R., Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. Roy. astron. Soc.*, 89, 383–388.
- Vrána, S. 1980: Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol.*, 25, 1, 41–54.
- Zapletal, K. 1928: Zur Geologie der Bohemischen Masse (mit besonderer Rücksicht auf die moravische Zone). *Geol. Rdsch.*, 19, 120–140.
- Zoubek, V. 1957: Hranice gemerid s veporidami. *Geol. Práce, Zoš.*, 46.

Von Felsner 84/86?

Crustal Structures of the West Carpathians on deep reflection seismic line 2T

The information on the Earth's crust structure and top part of the mantle extended markedly in the last years. It is partly owing to deep reflection seismic investigations with the record length from 10 to 30 s. Analogous investigations elsewhere (project COCORP, BIRPS, ECORS, DEKORP, LITHOPROBE, ACORP) yield sometimes revolutionary results with respect to structural-geological interpretations of shields and platforms, Phanerozoic orogen regions, continental margins and continental rifts.

The project of the lines 2T was the joint program of Geofyzika Brno and GÚDŠ Bratislava. The purpose of the deep seismic reflection profiling was to link the results with those of the shallow reflection survey performed along line NR 4—VIII—79 K in Poland and more than 170 km farther along the Chabenec-Gemerský Jablonec, to get an evidence for the Brunnia platform basement subsidence and the character of contact of the Brunnia with the Carpathian-Pannonian plate in the sense of Royden et al. (1983) and Balla (1984).

Investigations performed along the line 2T have yielded data significant for the oil and gas deposit prospection. It was found out that in the northernmost part of the Orava

basin at the crossing with line 315/84 there is a rather thick (about 3 km) complex of the Krosno flysch (probably) Obidowa-Slopnice unit) tectonically overlain by the Magura flysch — a part of the upper plate. About 7 km eastwards of the crossing of the lines near Oravské Veselé there is a huge elevation of the basement of Brunnia copied by the Krosno complex elevation which is accessible by drilling. It can be a hydrocarbon reservoir.

The lines 2T/83, 84, 2AT/84 (Figs. 1, 2) run from the Bystrica nappe of the Magura flysch across the Orava-Magura nappe and the Pieniny Klippen Belt NE of Dolný Kubín to the Taticum partly tectonically overlain by the Krížna and Choč nappes. The Central-Carpathian Paleogene rests transgressively on the nappes.

The line 2T/85 (Fig. 2) commences 4.5 km south of the end of the line 2AT/84 in the Nízke Tatry Mts. crystalline complexes and runs across the Mesozoic sub-Tatric nappes and the Veporicum to the Gemericum and the Neogene of the Lučenecko-Rimavská kotlina depression.

Seismic results from lines 2T are presented here in a joint section of partial line sections with selected reflection segments (Fig. 3) where the most important seismic events

and groups of events are plotted and lettered. We also present sections containing selected reflection segments obtained along the crossing profiles 315, 4HR, 2BT and 2CT (Figs. 4, 8, 9, 10), migrated time sections of the selected reflection segments up to 6s (Figs. 4, 5, 6), parts of original time sections (Figs. 11–14) and schematic geological model of the West Carpathians constructed along 2T line (Fig. 15).

Time sections of 2T line and the respective migrated section are plotted for the velocity of 4 km/s. As the mean crustal velocity of 6 km/s is considered, the sections are stretched approximately 1.5 times in horizontal direction.

The letter A (Figs. 3, 4) denotes a SSE dipping reflection band. Reflections can be observed to 5.0–5.5 s TWT. The reflection band most likely corresponds to zones of crushed and brecciated rocks in the Magura flysch (A_3) and to the tectonic boundary in the basement (A_2) between the inner Magura flysch and the outer Krosno flysch. The lowermost reflections are interpreted as the tectonic boundary between the West-Carpathian allochthonous rocks and the autochthonous basement of Brunnia (A_1) which, in places, may be covered with autochthonous sediments of the Devonian and Karpatian.

The subhorizontal overthrust of the West Carpathians conspicuous in the entire western Polish Carpathians is in Orava abruptly turning along reflections A_1 and A_2 . We interpret this as an elastic flexure of the lower plate (perhaps the passive margin of Brunnia) in the final stage of the Krosno sea subductions.

Accretionary-subduction complexes form typically steeply dipping imbrications on line 8HR passing the Ždánice unit SE of Brno. Those accretionary complexes do not exist at all in the Carpathian arc between Kroměříž in Moravia and Tarnów in Poland and we did not find them on 2T line. We deduce that the Eggenburgian-Badenian subduction in our area proceeded without accretion, perhaps with erosion (see definition by Von Huene, 1984, 1986).

A band of intermittent, southwards dipping reflections B between 7.5–12.0 s TWT most likely corresponds to the lower crust of the Precambrian Brunnia (Fig. 3). Analogous intense reflectivity of the lower crust is documented by many sections through the Hercynian and earlier crystalline complexes in Western Europe (projects BIRPS, ECORS, DEKORP). Bent lower-crust reflections of the passive margin of Brunnia caused by Miocene subduction of the Krosno sea (terminated at about 15 Ma ago) represent one of the most significant discoveries of the line 2T. The subhorizontal Moho discontinuity (designated M_1) is not clearly indicated by reflections. It is interpreted within the transition zone from the „laminated” lower crust to the more-or-less transparent uppermost mantle. The subhorizontal Moho seems to have originated during processes in the past 15 Ma.

The letter C (Fig. 3) denotes a zone of imbricate pattern of reflection events. Bands of partial reflections of diverse dynamics, often interfering with short subhorizontal reflections, dip towards NNW. This zone of backthrusts comprises tectonic terrains of the upper plate (Magura flysch, Pieniny Klippen Belt, Tatricum, Subtatricum). The reflection events are most likely due to the crushed rocks (Fountain et al., 1984) of SSE polarity. Individual interpreted tectonic zones (C_1 – C_5 in Fig. 5) form a system of

imbrication structures about 8–10 km thick. All the above mentioned tectonic terrains of the Outer and Inner Carpathians were imbricated together. We assume that their common imbrication originated during the transpression event between the Outer and Inner Carpathians during the Upper Oligocene and Lower Badenian as there is no obvious deformation of the Orava basin. We have interpreted the transpressive event in accordance with the Birkenmajer's (1985) discovery of an extensive sinistral strike-slip fault at the southern margin of the Pieniny Klippen Belt.

System of reflections E in the Nízke Tatry Mts. (Fig. 3) resembles the C system but is somewhat less prominent. Particular subsystems E_1 , E_2 , E_3 reach the ground surface between km 39 (2AT/84) and km 12 (2T/85) (Figs. 5, 6). These subsystems of reflections are similarly (like those designated C) registered to 4 s TWT. The dipping reflections C and E form together an about 55 km wide band which can probably correspond to the zone of the upper brittle crust shortening within the Carpathian-Pannonian plate. Their „décollement” is not evident in the seismic data but the fact that diagonal reflections disappear allows us to expect it in the interval 3.5–4 s TWT (10–12 km).

From km 30 of the partial section 2AT/84 the wave pattern gets more complicated: besides reflections of E system there also appear discontinuous horizontal and subhorizontal reflections of D system (Fig. 3). They might correspond to the remnants of tectonic extension of the Tatricum during the deposition of Eocene rocks of the Central-Carpathian Paleogene or to recent extension or even belong to the system of possibly horizontal reflections F in the Tatric area.

Reflections in the crust in the first part of the profile 2T/85 show similar character like those north of the Nízke Tatry Mts. NNW-dipping reflections E can be observed here. Beneath them horizontal reflections D appear as well as on times greater than 4s reflection groups of the SSE dipping system F. Farther to SSE large bands of strong reflections of generally SSE-dipping F system are observed from 0 to 10 s TWT. They can be traced almost continuously for nearly 30 km.

The migrated section (Fig. 6) shows a band of reflections F_1 . If extrapolated it would outcrop between km 13 and 17. In Fig. 3 the band can almost continuously be correlated as far as to km 52. The intense shear deformation and mylonitization of crystalline schists in the Veporicum can explain the origin of most F reflections.

The reflection phenomena F_1 can be geologically interpreted as controlled by the Lubietová zone of the Veporicum. The base of the band of reflections F_1 can then correspond to the Čertovica fault. A course of dynamically prominent band of reflections F_2 ranges from dipping to subhorizontal. Less prominent SSE-dipping reflections can possibly belong to the band F_2 farther to NNW and correspond to slices of the Kraklová zone of the Veporicum. The seismically prominent system F_3 of reflection segments crops out (its dip being 25–30°) and corresponds to the thrust of the Veporic Kráľová hora zone over the Kraklová zone at km 29. Band of reflections F in the Veporicum shows a striking resemblance of its character, position in crust, dip, zonal width and of its general position in the orogen to other similar collision sutures of the North- and South-Appalachians orogen in eastern USA

(Ando et al., 1984, Nelson et al., 1985).

To SSE of km 40 (profile 2T/85) there are dynamically prominent dipping reflections of group G (Fig. 3) which do not reach the Earth's surface. Above these, at times 1.7–1.8 s TWT, there are horizontal reflections where the G reflections terminate — as seen on a migrated section (Fig. 6). Granites of the Kráľova hofa and Kohút zones most likely overlie the G-slices (in migrated section G_1 – G_3) as a large overthrust sheet (see also geological interpretation by Klinec, 1975). At km 46 the profile 2T/85 crosses the Muráň fault. There is only indirect indication of the vertical fault in the migrated time section. Other methods, gravity and magnetics, confirm probable strike-slip nature of the Muráň-fault much better than deep seismics.

Between km 52–66 (Figs. 3, 6) there are dynamically less prominent, steeply SSE-dipping subparallel H reflections to times 3.0 s TWT. They may belong to tectonically affected crystalline complexes of the southern part of the Veporicum, to the Kohút zone, and to the Gemic overthrust. The rather steep contact between the Veporicum and the Gemicum is tectonic. Inclined reflections are most likely due to the imbrications in both units. The contact between the Veporic and Gemic units is rather a wide schuppen system than a single fault.

To SSE of the tectonic zone (from km 66 on profile 2T/85) the reflections within the Gemicum have a different character. Horizontal and subhorizontal reflections of variable dynamics and length are predominant. The prominent horizontal band of reflections J between km 66–73 evidently extending SSE at 2.0–2.5 s TWT in the form of intermittent reflections is interpreted as a horizontal overthrust ("master décollement") of the Gemicum and South Veporicum schuppen system.

Similar groups of reflections between km 66–95 at 4.0–4.5 s TWT are interpreted as an extension and root zone of the overthrust of the Kohút zone and Veporic granites.

At km 9.15 the profile 315/84 crosses profile 2T/83, 84. In the Oravská Magura unit of the Magura flysch the same reflection boundaries occur as identified in section 2T/83, 84. There is an extensive elevation of both flysch units (Oravská Magura and Obidowa-Slopnice) on km 31 (see Figs. 4, 14). The lower crust of the autochthonous Brunnia is highly reflective — similarly as in the section 2T/83, 84. The prominent reflections (13 s TWT on SW, 12 s TWT on NE) probably belong to Moho (Fig. 7).

The second profile 4HR/85 (crossing profile 2AT/84 at the km 16.79) is running in the Central-Carpathian Paleogene of the Skorušinské pohorie Mts. The profile is diagonal to outcropping geological units (Fig. 2). Time sections of both profiles (4HR/85 and 2AT/84) show at their crossing the most prominent reflection bands at times 0.7–0.8 s TWT, 1.3–1.4 s TWT (C_4) and a group of prominent reflections dipping NE of the crossing at times 2.3–2.8 s TWT (C_1). In the section 4HR/85 reflections are horizontal and subhorizontal sometimes dipping both to NE and SW owing to the orientation of the profile to overthrust planes (not perpendicular to the planes) and perhaps also to the fact that the overthrust planes are not in a simple plane but form undulated surfaces.

Another crossing profile 2BT/84 is running across the

Paleogene of the Liptovská kotlina basin (the profile is crossing 2AT/84 at km 33.8). To the time 4 s TWT many subhorizontal reflections (D system) of short length and diverse dynamics can be seen (Fig. 9). They are related to Subatric nappes and to the Tatricum. A large group of east dipping reflections D_1 appears at times TWT. The subhorizontal planes beneath the Liptovská kotlina depression in section 2AT/84 are thus dipping eastwards beneath the central part of the basin. The lower crust is seismically almost transparent like in the section 2AT/84.

The profile 2CT/85, crossing the 2T/85 on the northern margin of the Lučenecko-Rimavská kotlina depression Neogene at km 63.56 (Fig. 2), is the southernmost crossing profile. At the times around 1 s TWT the horizontal reflections from the imbricate system H (profile 2T) appear. There is a less prominent system J at the times 2–3 s. The system is subhorizontal also on the line 2T.

At 3.6–6.1 s TWT also a SW-dipping reflection group (system G) appears. These reflections already belong to the collision suture. The geological model section along 2T (Fig. 15 p. 8, 9) is based on the interpretation discussed. The section shows distinctly two different parts of the Carpathian crust. Their final deformation took place in different periods.

In NNW (to km 10 on profile 2T/83, 84) the Brunnia Precambrian basement is overlain by the allochthonous Obidowa–Slopnice unit (Krosno Flysch) and the Magura Flysch, dipping southwards at 40°. Farther in the south are frontal Inner-Magura slices and backthrusts on the Orava–Magura nappe, the Pieniny Klippen Belt, the Tatricum including the tectonic envelope of Subatric nappes and the sedimentary cover of the Central–Carpathian Paleogene. In NE Orava, the Orava Basin, possibly Badenian-Sarmatian in age, has already covered the northernmost overthrusts. So the deformation including backthrusts and upper crust shortening in North Slovakia is placed either to final subduction processes (commencing Middle Miocene collision) or to collision transpression processes which took place during the Upper Oligocene and Lower Miocene between the Magura–Pieniny terrain and the Inner Carpathians. Since the subduction alone is not a compression process, and as the postsubduction collision was very weak, we prefer the second interpretation particularly because of the extensive sinistral strike-slip faulting on the southern border of the Pieniny Klippen Belt (Birkenmajer, 1985).

The Choč Mts. as the west prolongation of the Vysoké Tatry Mts. as well as the Nízke Tatry Mts. are in our conception Oligocene-Miocene transpressional structures, vertically uplifted in the Pliocene and Recent in extensional regime along normal faults on the southern margin of both mountain ranges. This conclusion does not directly follow from seismic data of line 2T, but from geological and geomorphological data (see for example Lukniš, 1973; Gross, 1980 a.o.). Rotating half-horsts and half-grabens were formed during the latest extensional and uplifting processes, which are typical of many other extensional structures elsewhere.

In the southern half of the section (from km 10 on partial section 2T/85), SSE-dipping 20°–30° reflection segments predominate. They form a 20–30 km thick collision suture of the Carpathian Cretaceous orogen beneath the Ve-

poricum. This part of the Carpathians in the Veporicum and Gemericum has not been markedly affected by later deformation movements. The Mesozoic collision structure is therefore well preserved there. The geological section shows the thrust of the Veporicum over the Tatricum along the Čertovica line and rooting of the Križna nappe in the North Veporicum. The Muráň line is interpreted as a post-Turonian sinistral strike-slip fault belonging to later stages of the collision regime. The profile also displays subhorizontal thrust of Veporic granites over crystalline complexes. The Kohút zone and northern Gemericum form one imbrication system on the boundary between the Veporicum and the Gemericum. In our interpretation the Gemericum is a subhorizontal allochthonous complex about 7 km thick.

Seismic image of the 2T line seems to be in a good accordance with geological model of the Inner West Carpathians, and in a lesser accordance with the current Cenozoic model. The 2T line confirms the classical model of the thrust of the Veporicum over the Tatricum and of the Gemericum over the Veporicum (Matějka and Andrusov, 1931; Zoubek, 1957). In our geological section, the Veporicum represents an Upper Cretaceous collision suture, seismically and tectonically correlable with the sutures of the Paleozoic collision orogen of the Appalachians or the recent collisions of the Alps or Himalayas.

Our 2T line geological model brings some new insights in the Cenozoic Carpathian interpretation. Crustal flexure of the lower European plate consisting of Brunnia represents most significant reflections in the northern part of 2T. The flexure can be explained by terminating subduction movements when also the passive continental margin of the

Krosno sea was subducted beneath the Carpathian-Pannonian plate.

The reflections between Pilsko and Chabenec in the upper plate consisting of the Magura—Pieniny terrains and of the Inner Carpathians perhaps preceded the subduction, although some backthrusts may be simultaneous with the subduction. They might have resulted from the transpression event between the two different terrains. In Podhale the transcurrent event looks as a single sinistral strike-slip fault (Birkenmajer, 1985) but it might have had transpression character in Orava and in the Nízke Tatry Mts. Reflections of the Inner Magura belong among overthrust faults and imbrications ranged to accretion proceeding in the course of subduction of the Magura sea during the Eocene and Lower Oligocene. Some horizontal reflections in this part of the section may belong to Eocene extension in the northern part of the Inner Carpathians.

The West Carpathians represent the northern part of the Neogene and Quaternary Carpathian mountain belt formed during the pre-Middle-Sarmatian (in our part pre-Upper Badenian) subduction of the Krosno sea, subsequent unextensive continental collision and the prominent final Pliocene and Quaternary extension associated with uplift and rotation, mostly of half-horsts. In the West Carpathians the process has continued to the Recent in the form of transpression and transtension deformation along the seismically active sinistral strike-slip fault Mur-Mürz-Leitha (Gutdeutsch and Aric, 1977), in the Malé Karpaty Mts. (Tomek et al., 1977), and perhaps, also in the area of the Váh river between the towns of Nové Mesto nad Váhom and of Žilina.

Diskusia k článku Č. Tomeka et al.: Korové struktúry Západných Karpát na hlbinném reflexním seizmickém profilu 2T

MICHAL MAHEĽ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Doručené 26. 7. 1988

Zásadný význam predkladaného hlbinného reflexného seizmického profilu 2T vidíme v získaní dát významných pre štruktúrny model, ale i vývojový model Západných Karpát, lebo sa týkajú takých základných otázok stavby Západných Karpát ako: hlboký dosah ohybu karpatského predpolia, vzťah vonkajších a centrálnych Karpát, tektonický štýl hlbinných štruktúr tatrika a veporika, ako aj vzťah centrálnych a vnútorných Karpát.

1. Ohyb brunnie a jej zostup do hĺbky nie je jediný

v Západných Karpatoch. Treba predpokladať, že hlboký dosah budú mať aj staršie embryonálne ohyby v Spišsko-gemerskom rudohorí a v Bukových horách. Ohnuté spodnokôrové reflexy pasívneho okraja brunnie možno azda vysvetliť i ako prechod od alpínsky málo postihnutej časti k alpínsky prepracovanému okraju, pôvodnému podložíu podstatnej časti flyšovej geosynklinály.

Na okrajoch oblúkov sa zrejme prejavili nielen najvýraznejšie transpresie, ale i rotácie: na rozhraní

brunníe a centrálnych Karpát ľavostranné, pri vnútorných oblúkoch zjavne pravostranné.

2. Vejárovitá forma seizmických reflexov v južnej časti Oravskej Magury so strmším vnútorným ramenom vejára (reflexné plochy C) v bradlovom pásme je azda charakteristická pre stykovú zónu vonkajších a centrálnych Karpát. V podstate zodpovedá rozloženiu plôch štruktúrnych elementov (príkrovových, násunových a prešmykových) a vyznačuje zostup vnútorného okraja flyšového i bradlového pásma do hĺbky. Osová časť vejára reflexných plôch naznačuje i priebeh zóny najvýraznejšej transpresie.

3. Zložitý obraz skupiny reflexov C v tatriku a subtatriku, uklonených na SZ, ktoré vytvárajú šupinový systém 8–10 m mocný, je iste jedným z najzaujímavejších poznatkov známych i z hlbinného seizmického profilu 662/84 cez Malé Karpaty. V povrchovej stavbe tatrika tieto k vonkajšku uklonené reflexné plochy veľkosťou sklonu zhruba korešpondujú so sklonmi paleoalpínskych jednotiek. Na ich vysvetlenie ako mladých násunových zlomov niet v tatriku adekvátnych fenoménov. Spätné prešmyky, zvlášť charakteristické pri vnútornom okraji kryštalickej jadry, ale i v subtatranských príkrovoch, napr. zo Strážovských vrchov (Maheľ, 1984), ale i z vysokej jednotky Malých Karpát (Maheľ, 1970; Michalík, 1985) sú zväčša strmé. Zvlášť hojné sú takéto prešmyky v bradlovom pásme, kde ich transpresný pôvod je najpravdepodobnejší. Mohli by to byť výraznejšie rozhrania, zmladené paleoalpínske násunové plochy medzi základnými tektonickými jednotkami, prípadne rozhrania medzi jednotlivými, látkovo odlišnými sledmi. Tieto reflexné plochy nápadne korešpondujú s monoklinálnymi plochami obalových tatrických jednotiek. Príčinou oboch môžu byť zdvihy kryštalickej masívov, v Malej Fatre metódou fission track datované na 25 ± 18 mil. rokov (Král, 1977).

V bradlovom pásme, kde základné štruktúrne elementy — kulisy — sú takmer subvertikálne plochejšie uložené reflexy, môžu predstavovať rozhrania jednotlivých hĺbkových etáží (plôch) postupného odlepenia bradiel od svojho pôvodného podložja a násunu na magurský flyš.

Menej výrazný systém reflexov E z priestoru Nízkych Tatier, podobný reflexom systému C z vonkajšej časti jadrových pohorí, mohol byť spôsobený starším zdvihom kryštalickej masívy i podložja s alpínskymi granitoidnými telesami veku 52 ± 9 mil. rokov (Král, 1977).

Značná hrúbka systému reflexov v tatriku zodpovedá našim predstavám o nakopení viacerých čiastkových jednotiek tatrika, ale i jeho podložja, váhika (Maheľ, 1986). Mnohotvárnosť reflexov v spodnejších častiach kôry (ploché oblúky, roztvorené vejáre, šupinovité prekryvanie) naznačuje dôsledok mobilnosti váhika, zdroja impulzov osobitného vlnového pohy-

bu, ktorý bol hlavným strojcom štruktúr — plastického toku ležatých vrás, digitácií, typických pre tatrikum a hlavne pre krížňanský príkrov.

Reflexy systému D, nespojité, horizontálne a subhorizontálne, sú nápadné priestorovým rozšírením, zhruba zhodným s centrálnokarpatským paleogénom. Názor, že sú to pozostatky tektonického roztiahnutia tatrika v dobe eocénej sedimentácie, sa zdá byť logický. Ide i o priestor opakovaných prejavov viacmenej subhorizontálnych násunov, a to i mezoalpínskych.

V južnej časti Nízkych Tatier sú výrazné zväzky reflexov systému F, ktoré upadajú rovnako ako vo veporiku na JJV.

Skupiny reflexov F, dominantné vo veporiku, sú svojím sklonom zhodné nielen s mylonitovými zónami v kryštalickej bridliciach, ale sú odrazom celkového tektonického štýlu (plochy S, strmo na JJV uklonené synklinály, prešmyky). Tento štruktúrny štýl (hlbinný) je charakteristický pre južnú časť tatrika, ale i pre celé pásmo veporika. Prichodí však zdôrazniť rozdiely v intenzite reflexov i v sklonoch reflexných plôch podmienené heterogenitou kôry (Maheľ, 1978, 1986) charakteristickou pre veporikum. V takom poňatí reflexné plochy F_1 zodpovedajú južnejším častiam tatrika a častiam prekrytým čelami krakovského soklového príkrovu. Reflexné plochy F_2 , viac-menej subhorizontálne, môžu byť prejavom plochejšieho krakovského násunu, sčasti i kráľovo-hoľského príkrovu. Reflexné plochy F_3 malého sklonu (len $25\text{--}30^\circ$) odrážajú násun mocných granitoidov cez krakovské pásmo (ťažší podklad zliechovského paleotektonického trogu, sčasti subdukovaného v intrakontinentálnych podmienkach).

Menej výrazné strmo uklonené subparalelné reflexy H zhruba stotožňujeme s revúckou zónou, zónou azda najintenzívnejšieho stlačenia, ale štruktúrne z veľkej časti prekrytou gemerikom, scelenou účinkami telies mladých granitoidov.

Strmý charakter značnej časti veporika s reflexnými plochami strmo zapadajúcimi na JJV, so sklonmi siahajúcimi do spodnej kôry, so zdvihmi hlbších horizontov pozdĺž prešmykov znamená nielen intrakontinentálne skrátenie kôry, ale i jej zostup do hĺbky, zakorenenie. Týka sa to južnej časti tatrika, z veľkej časti prekrytej násunom severoveporických jednotiek. Ako celok tatrikum predstavuje akrečný klin veporika a svojou južnou časťou rampu.

4. Nesporne veľmi významným je poznatok o odlišnom prejave gemerika, charakterizovaného zväzkom horizontálnych reflexov, ktoré dokladajú príkrovový charakter gemerika. Zaujímavé však bude zistiť reflexný charakter v megaantiklinále Volovca v jednotke s tektonickým štýlom slate belt, analogickým s rimavickou zónou veporika a s prítomnosťou alpínskych granitov.

Pravda, tektonický štýl typu slate belt sa prejavuje i v západogemerskej ostrohe v pásme priebehu profilu 2T. Znamenalo by to, že tento tektonický paleoalpínsky štýl je aspoň sčasti naložený na staršie príkrovy, sčasti už hercýnske, sčasti mladokimerské (Maheľ, 1974), a alpínske granity v gemeriku sú geneticky späté s veporickým autochtónnym podloží. Názor, že gemerikum patrí k inej ako tatrisko-veporickej

doske, hovorí v prospech oddelenia centrálnych Karpát od vnútorných Karpát.

Považovať gemerikum za jednotku pôvodom z vnútrokarpatskej dosky, typom kôry odlišnej od centrálno-karpatskej dosky by znamenalo význačný krok vpred v pochopení výstupov ofiolitových, resp. ofiolitoidných sekvencií vo viacerých pásmach i tektonických jednotkách.

Poznámky k diskusi M. Maheľa k článku Č. Tomka et al.: Korové struktury Západných Karpát na hlubinném reflexním seizmickém profilu 2T

ČESTMÍR TOMEK

Diskusní příspěvek akademika Maheľa k našemu článku vítáme a těší nás. Stejně tak nás potěšila Maheľova recenze předloženého článku. Ukazuje to na zásadní význam hlubinných reflexních seizmických dat na profilu 2T, zdůrazňujeme: d a t, nikoliv naší interpretace. Tu nepovažujeme za konečnou a jediné možnou vzhledem k přirozené mnohoznačnosti výkladu, i když míra mnohoznačnosti je zde podstatně nižší než třeba u interpretace map potenciálních polí (tj. gravimetrických a magnetometrických).

Naše interpretace reflexních jevů při průchodu elastického vlnění vyvolaného výbuchy trhavin zemskou kůrou Západních Karpát je založena na empirickém poznání i petrofyzikálním a geologickém potvrzení skutečnosti, že reflektory jsou vesměs zlomové zóny. V těchto zlomových zónách se nachází ve vyšších partiích kůry kataklastický materiál a v duktilních partiích mylonitizované horniny. Naši spolupracovníci a kolegové J. Wohlgemuth a F. Hrouda z Geofyziky v Brně zjistili, že takovéto horniny ve veporiku se projevují dostatečným reflexním koeficientem, aby vyvolaly reflexní jevy. Některé reflexy

na našem profilu vycházejí prakticky až k povrchu, a tak i geologické hodnocení potvrzuje náš názor. Navrhli jsme interpretaci, která je při úrovni současných geologických znalostí nejvíce pravděpodobná.

Bez ohledu na další interpretace tohoto i dalších profilů, které v Západních Karpátech buď už byly, nebo budou provedeny, se domníváme, že profil dobře ukazuje pokles a ohyb brunnie při miocenní subdukci podloží krosněnského bazénu, zpětné násun v širší oblasti bradlového pásma na Oravě a celokorovou suturu ve veporiku, způsobenou zřejmě kontinentální kolizí ve svrchní křídě. V tom se s námi ztotožňuje i akademik Maheľ. Vedle dalších jevů i mnoho detailů je samozřejmě diskutabilních a jejich interpretace si ještě vyžádá další práci, i když se domníváme, že mnohé jsme vystihli správně. Výhodou reflexní seizmiky proti ostatním geofyzikálním metodám je to, že je velmi „čtivá“ i pro neprofesionály. Při tomto „čtení“ je však třeba s profesionálními seizmiky spolupracovat. K širší diskusi, kterou tímto chceme nabídnout československé geologické a geofyzikální veřejnosti, jsme ochotni poskytnout všem vážným zájemcům původní seizmický materiál ze všech profilů v článku uvedených.