Univerzita Komenského, Prírodovedecká fakulta

Ján Šefara a Miroslav Bielik

GEOFYZIKÁLNY OBRAZ ZÁPADNÝCH KARPÁT A ICH OKOLIA

Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní regionálneho a hlbinného charakteru

> 2009 UNIVERZITA KOMENSKÉHO BRATISLAVA

Geofyzikálny obraz Západných Karpát a ich okolia

© prof. Ing. Ján Šefara, DrSc. a doc. RNDr. Miroslav Bielik, DrSc., 2009

Recenzoval: prof. RNDr. Michal Kováč, DrSc.

ISBN 978-80-223-2626-1

OBSAH

 Namerané geofyzikálne údaje v Západných Karpatoch	5
 2.1. Petrofyzikálne vlastnosti hornín	9
 2.1.1. Elastické vlastnosti hornín 2.1.2. Hustoty hornín 2.1.3. Magnetické vlastnosti hornín 2.1.4. Ostatné petrofyzikálne vlastnosti 2.2. Seizmika 2.2.1. Hibinná seizmická sondáž 2.2.2. Metóda spoločného reflexného bodu 2.2.3. Program CELEBRATION 2000 2.1. Tiažové pole a jeho obraz 2.1.1. Mapa úplných Bouguerových anomálií 63 2.1.2. Odkrytá gravimetrická mapa 2.2. Magnetické sondovanie, magnetovariačné sondovanie a vertikálne elektrické sondovanie 2.5. Seizmicita a seizmológia 2.6. Paleomagnetizmus 2.7. Pohybové tendencie povrchu Zeme 3. Základné úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity 3.1.1. Astenosféra 3.1.2. Rozhranie medzi litosférou a astenosférou – hrúbka litosféry 3.1.3. Mohorovičičova diskontinuita (Moho) – hrúbka kôry 3.1.4. Rozhranie medzi spodnou a vrchnou kôrou – Conradova diskontin 	. 10
 2.1.2. Hustoty hornín 2.1.3. Magnetické vlastnosti hornín 2.1.4. Ostatné petrofyzikálne vlastnosti 2.2. Seizmika 2.2.1. Hlbinná seizmická sondáž 2.2.2. Metóda spoločného reflexného bodu 2.2.3. Program CELEBRATION 2000 2.1. Tiažové pole a jeho obraz 2.1.1. Mapa úplných Bouguerových anomálií 63 2.1.2. Odkrytá gravimetrická mapa 2.2. Magnetické sondovanie, magnetovariačné sondovanie a vertikálne elektrické sondovanie, magnetovariačné sondovanie a vertikálne elektrické sondovanie 2.5. Seizmicit a seizmológia 2.6. Paleomagnetizmus 2.7. Pohybové tendencie povrchu Zeme 3.1. Globálne úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity	10
 2.1.3. Magnetické vlastnosti hornín	. 13
 2.1.4. Ostatné petrofyzikálne vlastnosti	. 23
 2.2. Seizmika 2.2.1. Hlbinná seizmická sondáž 2.2.2. Metóda spoločného reflexného bodu 2.2.3. Program CELEBRATION 2000 2.1. Tiažové pole a jeho obraz 2.1.1. Mapa úplných Bouguerových anomálií 63 2.1.2. Odkrytá gravimetrická mapa 2.2. Magnetické anomálie a ich rozmiestnenie 2.3. Geotermálne pole 2.4. Magnetotelurické sondovanie, magnetovariačné sondovanie a vertikálne elektrické sondovanie 2.5. Seizmicita a seizmológia 2.6. Paleomagnetizmus 2.7. Pohybové tendencie povrchu Zeme 3. Základné úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity	. 28
 2.2.1 Hlbinná seizmická sondáž	. 29
 2.2.2. Metóda spoločného reflexného bodu	. 29
 2.2.3. Program CELEBRATION 2000 2.1. Tiažové pole a jeho obraz 2.1.1. Mapa úplných Bouguerových anomálií 63 2.1.2. Odkrytá gravimetrická mapa 2.2. Magnetické anomálie a ich rozmiestnenie 2.3. Geotermálne pole 2.4. Magnetotelurické sondovanie, magnetovariačné sondovanie a vertikálne elektrické sondovanie 2.5. Seizmicita a seizmológia 2.6. Paleomagnetizmus 2.7. Pohybové tendencie povrchu Zeme 3. Základné úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity 3.1. Globálne úrovne a rozhrania - hlbinná stavba 98 3.1.1. Astenosféra 3.1.2. Rozhranie medzi litosférou a astenosférou – hrúbka litosféry 3.1.3. Mohorovičičova diskontinuita (Moho) – hrúbka kôry 3.1.4. Rozhranie medzi spodnou a vrchnou kôrou – Conradova diskontin 106 3.2. Geologické rozhrania a nehomogenity - regionálna stavba 3.2.1. Reliéf predterciérneho podložia – hrúbka usadenín terciéru 	. 42
 2.1. Tiažové pole a jeho obraz	. 58
 2.1.1. Mapa úplných Bouguerových anomálií	. 61
 2.1.2. Odkrytá gravimetrická mapa	
 2.2. Magnetické anomálie a ich rozmiestnenie	. 66
 2.3. Geotermálne pole	. 69
 2.4. Magnetotelurické sondovanie, magnetovariačné sondovanie a vertikálne elektrické sondovanie	. 73
 vertikálne elektrické sondovanie 2.5. Seizmicita a seizmológia 2.6. Paleomagnetizmus 2.7. Pohybové tendencie povrchu Zeme 3. Základné úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity 3.1. Globálne úrovne a rozhrania - hlbinná stavba 98 3.1.1. Astenosféra 3.1.2. Rozhranie medzi litosférou a astenosférou – hrúbka litosféry 3.1.3. Mohorovičičova diskontinuita (Moho) – hrúbka kôry 3.1.4. Rozhranie medzi spodnou a vrchnou kôrou – Conradova diskontin 106 3.2. Geologické rozhrania a nehomogenity - regionálna stavba 3.2.1. Reliéf predterciérneho podložia – hrúbka usadenín terciéru 	-
 2.5. Seizmicita a seizmologia	. 79
 2.6. Paleomagnetizmus 2.7. Pohybové tendencie povrchu Zeme 3. Základné úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity 3.1. Globálne úrovne a rozhrania - hlbinná stavba	. 85
 2.7. Ponybove tendencie povrcnu Zeme 3. Základné úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity 3.1. Globálne úrovne a rozhrania - hlbinná stavba	. 8/
 3. Základné úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity 3.1. Globálne úrovne a rozhrania - hlbinná stavba	. 92
 3.1. Globálne úrovne a rozhrania - hlbinná stavba	. 97
 98 3.1.1. Astenosféra	
 3.1.1. Astenosféra	
 3.1.2. Rozhranie medzi litosférou a astenosférou – hrúbka litosféry	. 99
 3.1.3. Mohorovičičova diskontinuita (Moho) – hrúbka kôry	100
 3.1.4. Rozhranie medzi spodnou a vrchnou kôrou – Conradova diskontin106 3.2. Geologické rozhrania a nehomogenity - regionálna stavba 3.2.1. Reliéf predterciérneho podložia – hrúbka usadenín terciéru 	103
 3.2. Geologické rozhrania a nehomogenity - regionálna stavba 3.2.1. Reliéf predterciérneho podložia – hrúbka usadenín terciéru 	uita
3.2.1. Reliéf predterciérneho podložia – hrúbka usadenín terciéru	107
115	
3.2.2. Hrúbka usadenín kvartéru 119	
3.3. Nehomogenity vrchnej kôry - modely granitov	119
4. Tektonika Západných Karpát - lineárne štruktúry	127
4.1. Sutúry a príkrovové plochy – zóny skrátenia	127
4.2. Zlomy a zlomové pásma	133

5.	Interpretačné profily	135
	5.1. Reologické modely	135
	5.2. Integrálne interpretované modely	140
6.	Zoznam tabuliek	
7.	Zoznam obrázkov	149
8.	Literatúra	159

Geofyzikálny obraz Západných Karpát a ich okolia

1. Úvod

Nedeliteľnou súčasťou geologického poznania Západných Karpát sú geofyzikálne poznatky. Geofyzikálna preskúmanosť Slovenska je na relatívne vysokej úrovni, hoci použitie geofyzikálnych meraní je často veľmi nehomogénne rozložené. Ich použitie bolo ovplyvňované hlavne záujmami o nerastné a energetické suroviny. Geofyzikálny výskum použitý v sedimentárnych komplexoch s ložiskami uhľovodíkov využíval predovšetkým seizmické metódy, v oblastiach "rudných" geoelektrické metódy. Prieskum uhlia bol založený na metódach gravimetrie a geoelektriky, prípadne na iných geofyzikálnych metódach. Pri regionálnych meraniach bola aplikovaná najmä gravimetria, magnetometria, čiastočne geoelektrika a seizmika. Pre regionálne účely sú použiteľné aj niektoré hydrogeofyzikálne merania (spravidla geoelektrické) a merania inžinierskogeofyzikálne, resp. detailné geofyzikálne merania za rôznym účelom. Niektoré merania s plytkým dosahom boli používané pri geologickom mapovaní a ich výsledky sú prakticky zahrnuté v geologických mapách.

Pri štúdiu hlbinnej stavby majú dominantné postavenie výsledky aplikovanej geofyziky. Pre poznanie týchto štruktúr majú zásadný význam seizmické profily, ktoré sú kostrou ďalších úvah o hlbinnej stavbe. Ide o refrakčnú metódu HSS (hlbinného seizmického sondovania – napr. Beránek, 1971; Beránek et al., 1972, 1979; Beránek a Zátopek 1981a,b; Mayerová et al., 1994), ale najmä o reflexnú seizmiku SRB (spoločného reflexného bodu) s predĺženou registráciou (Tomek et al., 1989; Tomek a Hall 1993; Vozár et al. 1996; Ibrmajer et al., 1994, atď.). Zriedkavejšie sú merania MTS (magnetotelurického sondovania) hlavne s veľkým hĺbkovým dosahom (Praus et al., 1981, Červ et al., 1984; Varga a Lada 1988; Nemesi et al., 1996, atď.), resp. magnetovariačné sondovanie (MVS), ktoré viedli k definovaniu tzv.

- 10 -

karpatskej vodivostnej anomálie (napr. Praus et al., 1981). Dôležitým poznatkom je mapa povrchového tepelného toku (Čermák 1984; Král in Franko et al., 1996) a z nej odvodených teplôt v hĺbke.

Okrem vyššie uvedených geofyzikálnych informácií sú pre interpretáciu hlbinnej stavby ďalej využívané výsledky seizmológie. A to buď v podobe rozmiestnenia seizmických udalostí a ich štúdia vzniku (napr. Schenk et al., 1994.) alebo v podobe oneskorení seizmických vĺn. Mimoriadne výsledky boli dosiahnuté hlavne aplikáciou druhého spôsobu. Práve touto metódou boli vymapované rýchlostne odlišné kôrové a vrchnoplášťové prostredia (napr., Babuška et al., 1984; Spakman et al., 1993).

Výsledky spomínaných geofyzikálnych meraní prispievajú rozhodujúcou mierou k tvorbe modelov hlbinnej stavby, čiastočne však aj k modelom regionálnym. V tejto sfére geologického použitia hrajú dôležitú úlohu seizmické merania s dobou registrácie 4-6 sek. používané v naftových oblastiach viedenskej panvy (Kocák et al., 1981), dunajskej panvy (napr. Gaža et al., 1985; Hrušecký et al., 1996), východoslovenskej panvy (Rudinec, 1989; Magyar 1973; atď.), v oblasti cetrálnokarpatského paleogénu (Mořkovský et al., 1981), flyšového pásma vonkajších Západných Karpát (napr. Leško et al., 1985), resp. sporadicky zmerané seizmické profily v rôznych iných oblastiach Západných Karpát.

Významný je príspevok interpretácie tiažového poľa Západných Karpát, keď na Slovensku je využívaná gravimetrická mapa druhej generácie (predtým Ibrmajer, 1963) s hustotou meraní bodov 3-6 bodov/km² (Šefara et al., 1987), resp. jej revidovaná forma (Grand, Pašteka, Šefara in Kubeš et al., 2001). Jej využitie je rovnako dôležité pri hustotnom modelovaní hlbinnej stavby (Šefara, 1986; Šefara et al., 1998; Bielik et al., 1995, 2004, atď.) ako aj pri určovaní

- 11 -

štruktúr regionálneho charakteru (napr. Plančár et al., 1977; Vass et al., 1989; Šefara et al., 1987). Mimoriadne dobrá úroveň gravimetrie v bývalom Československu podnietila výrazné uplatnenie gravimetrie v štúdiu a výskume regionálnej geológii. Vďaka tomu boli s vysokou presnosťou vymapované základne tiažové štruktúry tak Českého masívu ako aj Západných Karpát (Ibrmajer, 1963),

Závažnú úlohu pri rozlišovaní typu kôry, výskume vulkanizmu Západných Karpát hrá magnetometrická mapa leteckého (Gnojek a Janák, 1986), resp. pozemného merania (napr. Filo a Kubeš, 1994). K ním sa musia zaradiť aj najnovšie aeromapy, resp. pseudoaeromapy (Kubeš et al., 2001), ktoré predstavujú zjednotené mapy magnetometrických meraní. Základné štruktúry magnetického poľa Západných karpát boli zistené už prvými aeromeraniami (Mašín a Jelen, 1963). Magnetické merania však mali nízku presnosť (± 50nT).

Najväčší rozsah zo všetkých geofyzikálnych meraní vykonaných na Slovensku majú geoelektrické merania rôznych modifikácií, z ktorých možno spomenúť najmä VES (vertikálne elektrické sondovanie). Metodika VES bola používaná najmä v sedimentárnych komplexoch. Rozostup prúdových elektród AB dosahoval niekedy až 20 km. Metódy spontánnej polarizácie (SP), resp. vybudenej polarizácie (VP) boli využívané hlavne v rudných oblastiach Západných Karpát.

Treba zdôrazniť, že aplikovaná geofyzika poskytuje prognózu geologickej stavby. Táto má rôzny stupeň pravdepodobnosti, od takmer istej predpovede až po viac variantné riešenie a hypotetickú prognózu. Závislá je na stupni poznania petrofyzikálnych vlastností, na počte použitých relevantných metód a najmä na parametrických meraniach, ktoré umožňujú

- 12 -

transformovať geofyzikálne charakteristiky do geologickej podoby. V interpretačných metódach sa postupne rozvinuli komplexné metódy v podobe geofyzikálnych syntéz, čiastočne metódy spriahnutej (integrovanej) obrátenej úlohy.

Najvyššiu pravdepodobnosť majú výsledky geofyzikálnych metód (najmä 3D seizmika) v sedimentárnych komplexoch s ložiskami uhľovodíkov, ktoré sa opierajú o výsledky značného množstvá vrtov. Na mnohých z nich bola použitá aj karotáž alebo priame merania na vrtných jadrách. Týmito seizmickými metódami boli dokonca registrované štruktúry typu kvetinových štruktúr (flower structures), ktoré sú geologickými metódami nepostihnuteľné.

Naopak, najmenšiu pravdepodobnosť vykazujú geofyzikálne výsledky týkajúce sa interpretácie hlbinnej stavby Zeme (Západných Karpát), ktorá je technickými prácami nedostihnuteľná. V tomto prípade je geologická interpretácia mimoriadne náročná na komplexnosť použitia nielen geofyzikálnych ale aj iných geovedných disciplín. Použitím interpretácie len jedného geofyzikálneho poľa (metódy) môžeme dostať riešenie značne vzdialené riešeniu a interpretácie iného poľa (metódy).

2. Namerané geofyzikálne údaje v Západných Karpatoch

Nevyhnutným metodickým návodom pre výskum geofyzikálneho obrazu Západných Karpát je princíp permanentnej reinterpretácie. Vyplýva to z povahy obrátenej geofyzikálnej úlohy, závislej často značne na počiatočných podmienkach jej riešenia. Mnohokrát "pionierske" riešenia, bez možnosti obmedzenia počiatočných podmienok sú v procese pribúdania ďalších interpretácií upresňované. Interpretácie sú často krát spresnené takým výrazným spôsobom, že môžu viesť až ku kvalitatívne novým modelov.

Geofyzikálne údaje sa spracovávajú do tabuliek, grafov, profilov a máp, pripravených na geologicko-geofyzikálnu interpretáciu, alebo reinterpretáciu s prípadným využitím dovtedy neexistujúcich informácií. Nejednoznačnosť vyplývajúca z teórie obrátenej geofyzikálnej úlohy, podobnosť fyzikálnych vlastností geologicky odlišných prostredí, resp. iné okolnosti procesu geologickej interpretácie, nevedú vždy k jednoznačnému výsledku. Podstatná je preto existencia kvalitne nameraných geofyzikálnych údajov vyhovujúcich permanentnej reinterpretácii – tak ako je to v geológii.

Databáza geofyzikálnych údajov na Slovensku je bohatá. V predloženej práci sú uvedené podstatné geofyzikálne údaje mimo rádiometrie, ktorá pre malý hĺbkový zásah, je považovaná za skôr mapovaciu metódu povrchovej geológie.

Časť geofyzikálnych údajov je spracovaná do informačných systémov (Vozár a Šantavý 1999; Kubeš et al., 2001) alebo sú publikované v atlasovej forme (napr. Vozár a Šantavý 1999; Šefara et al., 1987 a mnohé iné). V nich možno nájsť aj ich presnosť. Mnohé pôvodné údaje nájdeme často len v prácach typu správ, ktoré sú uložené hlavne v Geofonde. Niektoré

- 14 -

sa nachádzajú v iných archívoch, napr. v archíve GEOCOMPLEX, a.s. (nástupca n.p. Geofyzika, závod Bratislava). Časť z nich sa nezachovala, nakoľko sa nakoniec ukázalo, že nemali vážnejšiu interpretačnú hodnotu. V týchto prípadoch šlo najmä o ich historický význam, ako daň za pokrok.

2.1. Petrofyzikálne vlastnosti hornín

Majú nenahraditeľnú úlohu pri geologickej interpretácii geofyzikálnych údajov. Získané boli laboratórnym meraním na horninových vzorkách, alebo parametrickým meraním v teréne na známej geologickej situácii. Do tejto skupiny sa zaraďujú aj karotážne a iné merania vo vrtoch. Významné sú merania na vrtných jadrách.

2.1.1. Elastické vlastnosti hornín

Rýchlosti šírenia seizmických vĺn (pozdĺžnych) boli zisťované dvomi spôsobmi :

a) Seizmokarotážne merania boli urobené vo vrtoch, resp. v ich okolí. Ich výsledkom sú stredné rýchlosti (obr. 1a,b), ktoré na základe extrapolácie a interpolácie do celého uvažovaného priestoru sa používali pri inverzii časových seizmických rezov na hĺbkové rezy. Rýchlosti v panvách v hĺbkach okolo 2,5 km dosahujú cca 1,8 až 2,8 km/s. Sú charakterizované pomerne malými horizontálnymi rozdielmi. Väčšie rozdiely v priebehu rýchlostí pozorujeme vo flyšových sedimentoch a najmä v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (napr. v hĺbke cca 500 m sa rýchlosti menia od 2,7 do 3,5 km/s).



Krivky stredných rýchlostí

Obr. 1a. Rýchlostné krivky na vrtoch v dunajskej panve podľa seizmokarotáže (Šefara et al., 1987).



Krivky stredných rýchlostí

Obr. 1b. Rýchlostné krivky na vrtoch v dunajskej panve podľa seizmokarotáže (Šefara et al., 1987).

b) Laboratórne merania na vrtných jadrách (obr. 2), pri ktorých boli rýchlosti merané v troch smeroch kolmých na vzorku (V_a, V_b, V_c). Najnižšiu rýchlosť pozorujeme v smere kolmo na vrstevnatosť. Koeficient anizotropie (rozdiel maximálnej a minimálnej rýchlostí k priemernej v %) tu dosahuje až 20 %. Tento vysoký koeficient je spôsobený nespojitosťou (laminácie, pukliny, kliváž) horninového prostredia. Pozoruhodné sú relatívne nízke rýchlosti v bridliciach vrchnotriasového veku (len okolo 5 km/s), kým dolomity vrchného triasu sú doprevádzané rýchlosťou cca 7 km/s.

Pre hlboké štruktúry uvádzame hodnoty merané na guľových vzorkách pri tlaku 1 GPa z Českého masívu (tab. 1). Sledovaný bol na nich predovšetkým koeficient anizotropie, o ktorom možno predpokladať, že je spôsobený prednostnou orientáciou minerálov. Najnižšiu anizotropiu z kryštalických hornín má žula, najvyššiu ultrabázické horniny, vrátane eklogitu. Podobne veľmi nízky koeficient anizotropie majú kremité diority, žuly a gabro, najvyššie metamorfované bridlice, amfibolit a ultrabázické horniny (Babuška a Pros, 1994). Vysoká anizotropia bola potvrdená v superhlbokom vrte KTB (nachádzajúci sa Nemecku v blízkosti nemecko-českých hraníc). V oblasti Západných Karpát sa jej vplyv očakáva najmä v ich stykovej oblasti s okolitými tektonickými jednotkami.

2.1.2. Hustoty hornín

Najväčšia pozornosť zo všetkých vlastností hornín bola venovaná hustotám. Merané boli na vzorkách z odkryvov, resp. z vrtných jadier, ktoré uprednostňujeme, pretože vylučujú vplyv zvetrávania. U niektorých hornín zvetrávanie dosahuje značné zníženie hustôt (napr. u bratislavského granitu je to až -0,04 g/cm³). Spracovaných bolo 213 vrtov a zmeraných bolo

Va, Vb, Vc





Obr. 2. Rýchlosti seizmických pozdĺžnych elastických vĺn v troch osiach kolmých na vzorku (podľa Blížkovského et al., 1986). Vrt LNV-7.

Tab. č. 1. Priemerné rýchlosti pozdĺžnych elastických vĺn v_P a koeficienty rýchlostnej anizotropie k pre hlavné typy kryštalických hornín pod tlakom 1GPa (podľa Babušku a Prosa, 1994).

rock	number of samples	density range [Mgm ³]	v _p range [kms ⁻¹]	<pre>v_p mean [kms⁻¹]</pre>	k range [%]	k mean [%]
granite and granodiorite		2.62	5.81		0.3	
	14		-	6.40	_	1.6
		2.86	6.61		3.8	
		2.76	6.60		0.1	
quartz diorite	3	-	-	6.67	-	0.6
		2.91	6.72		1.1	
		2.77	6.68		0.7	
gabbro	18	-	-	7.22	-	2.7
		3.21	7.59		6.2	
have been different		2.79	6.09		0.1	
Dasait and diabase	9	-	-	6.62	-	· 0.9
		3.01	6.93		2.2	
		3.21	7.83		0.5	
pyroxenite	6	-	-	8.05	-	3.7
		3.36	8.29		6.2	
A		3.20	7.45		3.1	
dunite and peridotite	27	-	-	8.10	-	9.2
		3.34	8.74		15.0	
		2.60	6.00		0.8	
serpentinite	4	-	-	6.49	-	4.6
		2.80	6.84		11.3	
		2.68	5.83		0.8	
undifferentiated schists	26	_	-	6.90	-	10.1
		3.19	7.54		21.0	
		2.64	5.73		0.3	
gneiss	34	-	-	6.56	-	5.9
		3.16	8.54		21.6	
annah iha lita		2.96	6.35		0.7	
amphibolite	13	-	-	7.25	-	9.0
		3.26	8.27		19.8	
		2.67	6.48		0.6	
granuite	27	-	-	6.96		2.4
		3.74	7.48		5.6	
lesite		3.19	7.55		0.1	
ectogite	37	-	-	8.09	-	2.6
		3.72	8.61		11.3	1000000

cca 50 000 vzoriek, ktoré obsiahli prakticky všetky horninové celky Západných Karpát. Spracované boli objemové hustoty (D_o), mineralogické hustoty (D_m), pórovitosť (p) a za prirodzenú hustotu (D_p) sú považované vzorky so 100 %-ným nasýtením vodou.

V terciérnych panvách bola preukázaná obecná závislosť hustôt hornín na pórovitosti, zatiaľ čo závislosť na mineralogickom zložení prevláda u kryštalických hornín. Tieto horniny majú spravidla pórovitosť menšiu ako 3 %.

Neogén

Distribúcia hustôt <u>sedimentov</u> je ovplyvňovaná najmä pórovitosťou, ktorá klesá smerom do hĺbky v dôsledku kompakcie. Priemerný nárast hustôt neogénnych sedimentov, okrem kompakcie, v hlavných panvách (obr. 3) je z časti závislý aj na veku hornín. Istý vplyv má tiež ich mineralogická hustota. Všeobecné výsledky indikujú rast hustoty neogénu až do hĺbky cca 3,5 km. Pod touto hĺbkou sa gradient zmenšuje, hustoty (cca 2.63 g.cm⁻³) sú tu už blízke hustote podložia.

Pre úsek karpatskej predhlbne bola určená lineárna závislosť prirodzenej hustoty neogénu v troch úsekoch:

```
sever 2,34 + 0,09. h
stred 2,46 + 0,12. h
juh 2,41 + 0,16. h,
```

kde h je hĺbka v km a výsledná hodnota hustoty je g.cm⁻³.



Obr. 3. Závislosť prirodzených hustôt na hĺbke panví. Vysvetlivky: 1 - viedenská panva, 2 - dunajská panva, 3 - Výchoslovenská nížina (Šefara et al., 1987).

Distribúcia hustôt <u>neovulkanických hornín</u> je ovplyvňovaná mechanizmom sopečnej činnosti. Rozlišujeme tu a) centrálnu vulkanickú zónu s najvyššími, b) prechodnú s nižšími a c) periférnu zónu s najnižšími hustotami (obr. 4). Je to dané skladbou vulkanického materiálu (lávy, bomby, lapily, sopečný prach, atď.) v uvedených zónach, pričom zvýšenie hustôt v centrálnych zónach je podporené propylitizáciou, t.j. stratou pórovitosti. Jednotlivé typy vulkanických hornín majú v podstate hustoty závislé na ich chemizme. Najnižšiu majú ryolit (2,26 g.cm⁻³ - Hliník nad/Hronom; 2,35 g.cm⁻³ ostatné), vyššie ryodacity, resp. nitrofyrické andezity – 2,40 g.cm⁻³. Hustota andezitov je závislá na bazicite. Mení sa od 2,40 do 2,90 g.cm⁻³ (bazaltoidné andezity) až po 2,85–2,90 g.cm⁻³ (bazalty). Pyroklastiká sú vždy ľahšie a ich hustota môže klesnúť až pod 2,00 g.cm⁻³.

Paleogén

Najnižšími hustotami sa vyznačuje tzv. <u>budínsky vývoj</u> (resp. oligomiocén v juhoslovenskej panve). V dunajskej panve (komárňanská kryha) majú sedimenty paleogénu hustoty 2,40 až 2,53 g.cm⁻³, kišcelu v juhoslovanskej panve 2,52 g.cm⁻³ a hustoty sedimentov egeru možno v hĺbkovom intervale od 0,1 do 1 km charakterizovať rovnicou 2,35 + 0,22h.

<u>Centrálnokarpatský paleogén</u> má vcelku dva trendy. V jeho západnej časti, vrátane Liptovskej kotliny je možné pozorovať vývoje, ktoré sú relatívne ľahké (od 2,54 do 2,60 g.cm⁻³). Výnimkou sú borovské súvrstvia, ktoré majú hustotu vyššiu (2,65 g.cm⁻³). Naopak, východna časť je charakterizovaná podstatne vyššími hustotami (v priemere 2,68 g.cm⁻³). Do tejto oblasti zaraďujeme vývoj paleogénu v Levočských vrchoch, Spišskej Magure, Šarišskej



Obr. 4. Distribúcia prirodzených hustôt stredoslovenských neovulkanitov (podľa Blížkovského et al., 1986). Hodnoty sú v gcm⁻³.

vrchovine s extrémne ťažkými šambronskými vrstvami dosahujúce hustotu až 2,70 g.cm⁻³. Smerom k Prešovu hustoty paleogénu (vrt Prešov 1) klesajú na 2,65 g.cm⁻³.

<u>Flyšové komplexy vonkajších Západných KarpáT</u> majú z časti lineárnu závislosť na hĺbke, napr. pouzdřanská jednotka: 2,30 + 0,20h; ždánická jednotka: 2,52 + 0,08.h; podsliezska 2,43 + 0,06.h. U račanskej jednotky je napr. hustotný gradient podstatne menší (2,58 + 0,02.h), kým u ostatných je závislosť hustoty na hĺbke problematická. Ich priemerná hustota sa smerom k bradlovému pásmu zvyšuje (račianska 2,54 g.cm⁻³, dukelská 2,57 g.cm⁻³, bystrická 2,60 g.cm⁻³, belokarpatská 2,62 g.cm⁻³, krynická 2,65 g.cm⁻³).

Predterciérne komplexy

Ich hustota je závislá predovšetkým na mineralogickom zložení, kde len zriedka pozorujeme vyššie pórovitosti.

Hustoty <u>mezozoických hornín</u> (tab. 2) sú veľmi podobné vo všetkých tektonických jednotkách. Okrem serpentinitov (7%) je ich pórovitosť veľmi malá, vyššie hustoty majú dolomity (2,79 g.cm⁻³), dolomitické vápence (2,72 g.cm⁻³) a vápence (2,69 g.cm⁻³). Nižšie hustoty majú nekarbonátové sedimenty (kvarcity: 2,62 g.cm⁻³, bridlice: 2,66 g.cm⁻³, pieskovce a zlepence: 2,65 g.cm⁻³). Veľmi rozdielne sú hustoty vulkanitov (glangofanity: 3,15 g.cm⁻³, paleobazalty: 2,89 g.cm⁻³, serpentinity: 2,57 g.cm⁻³). Podobné hustoty majú horniny <u>mladšieho paleozoika</u> rôznych tektonických jednotiek (tab. 3). Najľahšie sú paleoryolity (2,63 g.cm⁻³), zlepence a kvarcity (2,67 g.cm⁻³), hustotne najťažšie kryštalické vápence (2,85 g.cm⁻³).

			objeı hus	mová tota	minera	logická tota	přirozená	porózita
	hornina	R	[g.c	m-3)	[g.c	m-3)	nustota	(%)
			М	s	M	S	1	
	pískovce	211	2,64	0,07	2,70	0,05	2,66	2,2
	břidlice	187	2,66	0,05	2,72	0,03	2,68	2,2
	sádrovce, anhydrity	21	2,66	0,06	2,72	0,03	2,68	2,2
	křemence	740	2,60	0,04	2,66	0,04	2,62	1,7
	vápence	2045	2,67	0,06	2,71	0,04	2,68	1,4
	dolomitické vápence	171	2,70	0,06	2,77	0,05	2,72	2,5
	dolomity	2530	2,77	0,08	2,83	0,04	2,79	2,1
SE	tmavé břidlice, pískovce							
tri e	[lunzské vrstvy]	81	2,65	0,08	2,69	0,07	2,66	1,4
	pestré břidlice							
	s vložkami dolomitů							
	a křemenců							
	(karpatský keuper)	208	2,64	0,06	2,71	0,05	2,66	2,5
	paleobazalty	39	2,87	0,11	2,94	0,08	2,89	2,3
	glaukofanity	12	3,14	0,05	3,16	0,04	3,15	0,6
	serpentinity	17	2,50	0,24	2,69	0,16	2,57	7,0
	pískovce, slepence	75	2,63	0,06	2,69	0,04	2,65	2,2
—1 8b	písčité břidlice, břidlice	82	2,65	0,05	2,71	0,04	2,67	2,2
eru 112	slíny, slínité vápence	387	2,66	0,04	2,72	0,05	2,68	2,2
t t	vápence	928	2,67	0,06	2,71	0,05	2,68	1,4

Tab. č. 2: Hustoty hornín mezozoických útvarov vnútorných Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).

.

M s M s M s 0 2 slepence piskovce drobové 276 2,65 0,12 2,71 0,09 2,67 2,22 piskovce drobové 183 2,70 0,09 2,77 0,07 2,71 1,0 twavé břidlice 183 2,70 0,09 2,77 0,07 2,72 2,9 tylity 417 2,69 0,10 2,77 0,07 2,72 2,9 1,1 kvarcity 98 2,65 0,08 2,77 0,07 2,67 1,9 kvarcity 98 2,65 0,06 2,77 0,07 2,67 1,9 kvarcity 91 2,72 0,07 2,77 0,07 2,67 1,9 krystalické dolomity 45 2,84 0,06 2,99 0,03 2,66 1,1 paleovyolity 12 2,99 0,07 2,71 0,08 2,69 1,1 </th <th></th> <th>hornina</th> <th>u</th> <th>objer hus [g.c</th> <th>mová tota m ^{- 3})</th> <th>minera hus (g.c</th> <th>logická tota m⁻³)</th> <th>přirozená hustota føcm-31</th> <th>porózita (%)</th>		hornina	u	objer hus [g.c	mová tota m ^{- 3})	minera hus (g.c	logická tota m ⁻³)	přirozená hustota føcm-31	porózita (%)
slepence 276 2,65 0,12 2,71 0,09 2,67 2,2 piskovce, drobové piskovce 292 2,70 0,09 2,73 0,08 2,71 1,0 tmavé břidlice 183 2,70 0,07 2,74 0,05 2,71 1,0 tvytity 417 2,69 0,10 2,77 0,07 2,72 2,9 kvarcity 98 2,65 0,08 2,77 0,07 2,72 2,9 kvarcity 98 2,65 0,08 2,77 0,07 2,73 1,1 kvarcity 98 2,65 0,06 2,77 0,07 2,73 1,1 kvarcity 91 2,72 0,06 2,77 0,07 2,73 1,1 kvarcity 91 2,73 0,04 2,86 0,04 2,73 1,1 magnezity 91 2,98 0,06 2,99 0,03 2,96 1,1 paleobazalty				Μ	s	W	s	-	
Piskovce, drobové 292 2,70 0,09 2,73 0,06 2,71 1,0 navé břidlice 183 2,70 0,07 2,74 0,05 2,71 1,5 navé břidlice 183 2,70 0,07 2,74 0,05 2,71 1,5 kvarcity 98 2,65 0,06 2,77 0,07 2,73 1,1 kvystalické vápence 92 2,72 0,06 2,77 0,07 2,67 1,4 kvystalické dolomity 45 2,84 0,06 2,75 0,04 2,73 1,1 kvystalické dolomity 45 2,84 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,86 0,06 2,71 0,08 2,67 1,4 paleoryolity 12 2,88 0,016 2,71 0,03 2,65 1,7 paleobazalty 212 2,88 0,016 2,77 0,03 2,67 1,1		slepence	276	2,65	0,12	2,71	0,09	2,67	2,2
piskovce 292 2,70 0,03 2,73 0,06 2,71 1,0 mave bridlice 183 2,70 0,07 2,74 0,05 2,71 1,5 rylity 417 2,69 0,10 2,77 0,07 2,87 1,9 kvarcity 98 2,65 0,06 2,77 0,07 2,87 1,9 krystalické vápence 92 2,72 0,06 2,75 0,04 2,87 1,9 krystalické dolomity 45 2,84 0,04 2,88 0,04 2,86 1,4 magnezity 112 2,99 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 112 2,86 0,16 2,71 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,86 0,16 2,71 0,05 3,01 1,7 arközy, arközové 139 2,66 0,16 2,71 0,06 2,87 1,9 arközy, arköz		pískovce, drobové							
Imavé břidlice 183 2,70 0,07 2,74 0,05 2,71 1,5 Kvarcity 417 2,69 0,10 2,77 0,07 2,67 1,9 kvarcity 98 2,65 0,08 2,77 0,07 2,67 1,9 krystalické vápence 92 2,72 0,04 2,88 0,04 2,73 1,1 krystalické dolomity 45 2,84 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 magnezity 91 2,99 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,80 0,06 2,99 0,03 2,63 1,4 paleovazalty 11 2,88 0,09 2,90 1,7 1,7 arkózy, arkózové 199 2,64 0,16 2,71 0,08 2,66 1,7 arkózy, arkózové 199 2,68 0,10 2,71 0,08 2,66 1,7 arkózy, arkózové		pískovce .	292	2,70	0,09	2,73	0,08	2,71	1,0
fylity $fylity$ $fylty$ $fylty$ $fylty$ $fylty$ $fylty$ $fylty$ $fylty$ $fylty$ $fylty$ fy		tmavé břidlice	183	2,70	0,07	2,74	0,05	2,71	1,5
$L_{\rm K}$ kvarcity 98 2,65 0,08 2,70 0,07 2,67 1,9 K krystalické vápence 92 2,72 0,05 2,75 0,04 2,85 1,1 K krystalické dolomity 45 2,84 0,04 2,88 0,04 2,85 1,4 magnezity 91 2,99 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,99 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,90 0,07 3,04 0,05 2,93 1,7 paleobazalty 21 2,86 0,106 2,99 0,03 2,90 1,7 silepence 199 2,64 0,16 2,71 0,08 2,87 1,1 arközy, arközové 135 2,66 0,10 2,71 0,08 2,87 1,1 piskovce 353 2,65 0,11 2,90 1,2 2,66 1,19	u c	fylity	417	2,69	0,10	2,77	0,07	2,72	2,9
π krystalické vápence 92 2,72 0,05 2,75 0,04 2,73 1,1 krystalické dolomity 45 2,84 0,04 2,88 0,04 2,85 1,4 magnezity 91 2,99 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,99 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,99 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,88 0,09 2,99 0,03 2,63 1,7 slepence 199 2,64 0,16 2,71 0,08 2,90 1,1 droby, drobové pískovce 199 2,66 0,10 2,71 0,08 2,69 1,1 arkózy, arkózové 353 2,68 0,10 2,71 0,08 2,67 1,9 pískovce 353 2,65 0,11 2,69 0,09 2,69 1,1	p q	kvarcity	98	2,65	0,08	2,70	0,07	2,67	1,9
κ krystalické dolomity 45 2,84 0,04 2,85 1,4 magnezity 91 2,99 0,07 3,04 0,65 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,99 0,07 3,04 0,65 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,90 0,06 2,69 0,03 2,63 3,4 slepence 199 2,64 0,16 2,71 0,08 2,69 1,7 slepence 199 2,64 0,10 2,71 0,08 2,67 1,7 arkózy, arkózové 199 2,64 0,10 2,71 0,08 2,67 1,7 arkózy, arkózové 153 2,68 0,10 2,71 0,08 2,67 1,9 pískovce 353 2,65 0,11 2,69 0,09 2,65 2,7 pískovce 353 2,69 0,07 2,74 0,06 2,65 2,7 pískovce 12	1 6	krystalické vápence	92	2,72	0,05	2,75	0,04	2,73	1,1
magnezity 91 2,99 0,07 3,04 0,05 3,01 1,7 paleoryolity 12 2,60 0,06 2,99 0,03 2,63 3,4 paleoryolity 12 2,60 0,06 2,99 0,03 2,63 3,4 slepence 199 2,64 0,16 2,71 0,08 2,63 1,7 arkôzy, arkôzové 199 2,64 0,10 2,71 0,08 2,63 1,1 arkôzy, arkôzové 199 2,64 0,10 2,71 0,08 2,69 1,1 arkôzy, arkôzové 353 2,65 0,10 2,71 0,08 2,69 1,1 pískovce 451 2,63 0,11 2,69 0,03 2,65 2,2 pískovce 12 2,69 0,07 2,74 0,06 2,65 2,2 pískovce 12 2,69 0,07 2,74 0,05 2,65 2,2 våpence <td< td=""><td>Ŗ</td><td>krystalické dolomity</td><td>45</td><td>2,84</td><td>0,04</td><td>2,88</td><td>0,04</td><td>2,85</td><td>1,4</td></td<>	Ŗ	krystalické dolomity	45	2,84	0,04	2,88	0,04	2,85	1,4
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$		magnezity	91	2,99	0,07	3,04	0,05	3,01	1,7
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$		paleoryolity	12	2,60	0,06	2,69	0,03	2,63	3,4
Riepence 199 2,64 0,16 2,71 0,08 2,67 2,6 droby, drobové pískovce 254 2,68 0,10 2,71 0,08 2,67 2,6 arkózy, arkózové 254 2,68 0,10 2,71 0,08 2,67 1,9 arkózy, arkózové 353 2,65 0,12 2,70 0,09 2,67 1,9 pískovce 353 2,65 0,11 2,69 0,09 2,65 2,2 pískovce 451 2,69 0,07 2,74 0,09 2,65 2,2 pestré břidlice 952 2,69 0,07 2,74 0,06 2,71 1,9 pestré břidlice 12 2,69 0,07 2,74 0,06 2,71 1,9 piskovce 12 2,69 0,07 2,74 0,06 2,71 1,9 paleobazalty 94 2,74 0,06 2,73 0,9 0,9 1,5 paleoryol		paleobazalty	21	2,88	0'0	2,93	0,09	2,90	1,7
slepence 199 2,64 0,16 2,71 0,08 2,67 2,6 droby, drobové pískovce 254 2,68 0,10 2,71 0,08 2,69 1,1 arkózy, arkózové 353 2,65 0,10 2,71 0,08 2,69 1,1 pískovce 353 2,65 0,12 2,70 0,09 2,67 1,9 vépence 451 2,63 0,11 2,69 0,09 2,65 2,2 pískovce 353 2,65 0,12 2,74 0,06 2,65 2,2 pískovce 352 2,69 0,07 2,74 0,06 2,65 2,2 vápence 12 2,69 0,07 2,74 0,06 2,75 0,9 vápence 12 2,69 0,07 2,74 0,06 2,77 1,5 vápence 12 2,69 0,09 2,76 0,09 2,75 0,9 paleobazalty 348 <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td> <td></td>									
droby, drobové pískovce 254 2,68 0,10 2,71 0,08 2,69 1,1 arkózy, arkózové 353 2,65 0,12 2,70 0,09 2,67 1,9 pískovce 353 2,65 0,11 2,70 0,09 2,67 1,9 pískovce 353 2,65 0,11 2,79 0,09 2,65 2,2 p pískovce 352 2,69 0,07 2,74 0,06 2,65 2,2 p vápence 12 2,69 0,07 2,74 0,06 2,71 1,9 p vápence 12 2,69 0,07 2,74 0,06 2,70 1,5 p aleobazalty 94 2,74 0,09 2,76 0,09 2,75 0,9 p aleoryolity 49 2,60 0,05 2,76 0,07 2,73 1,5		slepence	199	2,64	0,16	2,71	0,08	2,67	2,6
arkózy, arkózové 353 2,65 0,12 2,70 0,09 2,67 1,9 pískovce 353 2,65 0,11 2,69 0,09 2,65 2,2 vépence 451 2,63 0,11 2,69 0,09 2,65 2,2 vépence 952 2,69 0,07 2,74 0,05 2,71 1,9 vépence 12 2,69 0,07 2,74 0,06 2,70 1,5 sádrovce, anhydrity 94 2,74 0,09 2,76 0,07 2,75 0,9 paleobazalty 348 2,72 0,08 2,76 0,07 2,75 0,9 paleoryolity 49 2,60 0,05 2,76 0,07 2,73 1,5		droby, drobové pískovce	254	2,68	0,10	2,71	0,08	2,69	1,1
pískovce 353 2,65 0,12 2,70 0,09 2,67 1,9 e pískovce 451 2,83 0,11 2,69 0,09 2,65 2,2 e pestré břidlice 952 2,69 0,07 2,74 0,05 2,71 1,9 pestré břidlice 952 2,69 0,07 2,74 0,05 2,71 1,9 pateore 12 2,69 0,07 2,74 0,05 2,71 1,9 paleobazalty 94 2,74 0,09 2,76 0,0 1,5 paleoryolity 94 2,72 0,08 2,76 0,07 2,75 0,9 paleoryolity 49 2,72 0,08 2,76 0,07 2,73 1,5		arkózy, arkózové							
H pískovce 451 2,63 0,11 2,69 0,09 2,65 2,2 P vápence 952 2,69 0,07 2,74 0,05 2,71 1,9 P vápence 12 2,69 0,07 2,74 0,05 2,71 1,9 P vápence 12 2,69 0,05 2,73 0,04 2,70 1,5 Paleobazalty 94 2,74 0,09 2,76 0,07 2,75 0,9 Paleobazalty 94 2,72 0,08 2,76 0,07 2,75 0,9 Paleoryolity 49 2,60 0,05 2,65 0,04 2,73 1,5		pískovce	353	2,65	0,12	2,70	0,09	2,67	1,9
Pestré břidlice 952 2,69 0,07 2,74 0,05 2,71 1,9 P vápence 12 2,69 0,05 2,73 0,04 2,70 1,5 sádrovce, anhydrity 94 2,74 0,09 2,76 0,07 2,75 0,9 paleobazalty 348 2,72 0,08 2,76 0,07 2,75 0,9 paleoryolity 49 2,60 0,05 2,65 0,04 2,73 1,5	w.	pískovce	451	2,63	0,11	2,69	0'00	2,65	2,2
²⁴ vápence 12 2,69 0,05 2,73 0,04 2,70 1,5 sádrovce, anhydrity 94 2,74 0,09 2,76 0,07 2,75 0,9 paleobazalty 348 2,72 0,08 2,76 0,07 2,73 1,5 paleobazalty 348 2,72 0,08 2,76 0,07 2,73 1,5 paleoryolity 49 2,60 0,05 2,85 0,04 2,82 1,9	19	pestré břidlice	952	2,69	0,07	2,74	0,05	2,71	1,9
sádrovce, anhydrity 94 2,74 0,09 2,76 0,07 2,75 0,9 paleobazalty 348 2,72 0,08 2,76 0,07 2,73 1,5 paleoryolity 49 2,60 0,05 2,65 0,04 2,62 1,9	đ	vápence	12	2,69	0,05	2,73	0,04	2,70	1,5
paleobazalty 348 2,72 0,08 2,76 0,07 2,73 1,5 paleoryolity 49 2,60 0,05 2,65 0,04 2,62 1,9		sádrovce, anhydrity	94	2,74	0,09	2,76	0,07	2,75	0,9
paleoryolity 49 2,60 0,05 2,65 0,04 2,62 1,9		paleobazalty	348	2,72	0,08	2,76	0,07	2,73	1,5
		paleoryolity	49	2,60	0,05	2,65	0,04	2,62	1,9

Tab. č. 3: Hustoty hornín mladšieho paleozoika vnútorných Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).

<u>Granitoidné horniny</u> (tab. 4) vykazujú výrazný trend nárastu hustôt s koeficientom bazicity v rade granit \rightarrow granodiorit \rightarrow diorit \rightarrow gabrodiorit \rightarrow gabro.

<u>Horniny straršieho paleozoika</u> bolo treba rozdeliť do troch základných skupín (tab. 5). Kým horniny tatrika a veporika vykazujú relatívne nižšie hustoty (priemer 2,67 – 2,73 g.cm⁻³), priemerná hustota gelenickej skupiny je vyššia (cca 2,75 až 2,77 g.cm⁻³). Najvyššie hustoty pozorujeme v rakoveckej skupine (priemer 2,80 - 2,84 g.cm⁻³) s hodnotami až viac ako 3,00 g.cm⁻³.

2.1.3. Magnetické vlastnosti hornín

Sledované boli predovšetkým merania magnetickej susceptibility (tab. 6), menej dôsledne boli merané a spracované hodnoty remanentnej magnetickej polarizácie. Túto vlastnosť pozorujeme hlavne u neovulkanických hornín, kde Kőnigsbergerov koeficient (pomer remanentnej k indukovanej magnetizácii) dosahuje maximálnu hodnotu cca 3.

Susceptibilita hornín toho istého typu je značne premenlivá a mení sa v značných škálach. Najvyššia hodnota susceptibility bola nameraná na pyroxenitoch (vrt Zborov - vyše 120 000.10⁻⁶ jednotiek SI [j.SI]). Pozoruhodné sú vlastnosti jedného magnetického telesa granitov - rochovských (cca 22 000.10⁻⁶ j.SI), spôsobené prítomnosťou magnetitu. Veľmi častým zdrojom magnetických vlastností hornín je tiež pyrhotín.

přirozená porózita hustota (%)		2,63 1,5	2,61 1,9	2,69 1,1	2,79 2,1	2,86 2,1
logická tota m ^{- 3})	S	0,06	0,04	0,05	0,04	0,06
minera hus (g.c	W	2,66	2,64	2,71	2,83	2,90
mová tota m - ³)	S	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07
obje hus (g.c	W	2,62	2,59	2,68	2,77	2,84
u	ĸ			2259	535	15
hornina	granity	pegmatity, aplity	granodiority	diority	gabrodiority	

Tab. č. 4: Hustoty hornín granitoidov vnútorných Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).

	hornina	n	objer hus (g.c.	nová tota m ⁻³)	minera hus (g.c	logická tota m ^{- 3})	přirozená hustota	porózita (%)
	a.		М	s	M	s	(g. cm)	
derných lloží aplexů	migmatity žuloruly	506 161 936	2,63 ⁻ 2,64 2,68	0,09 0,05	2,71 2,69 2,74	0,07 0,04 0.05	2,66 2,66 2,70	3,0 1,9 2,2
inikum ja noří a pod šrních kon	svory fylity—břidlice diaftority, fylonity	743 752 88	2,69 2,69 2,69 2,67	0,08 0,08 0,07	2,73 2,73 2,73 2,73	0,06 0,07 0,05	2,70 2,70 2,69	1,5 1,5 2,2
krystal pol tercié	amfibolity serpentinity mylonity	563 135 86	2,80 2,63 2,65	0,09 0,09 0,07	2,95 2,71 2,72	0,08 0,06 0,06	2,83 2,66 2,68	2,7 2,9 2,6
gelnická skupina	fylity porfyroidy porfyritoidy paleoryolity paleobazalty křemence lydity karbonáty siderity gabrodiority alkalické paleoryolity	698 317 24 69 22 89 81 52 86 15 21	2,73 2,73 2,76 2,62 2,88 2,65 2,60 2,73 3,62 2,84 2,63	0,05 0,06 0,06 0,14 0,07 0,09 0,06 0,13 0,07 0,03	2,79 2,75 2,81 2,67 2,96 2,71 2,67 2,76 3,69 2,90 2,66	0,05 0,07 0,06 0,18 0,07 0,09 0,06 0,10 0,06 0,10	2,75 2,74 2,78 2,64 2,91 2,67 2,63 2,74 3,64 2,86 2,64	2,2 0,7 1,8 1,9 2,7 2,2 2,6 1,1 1,9 2,1 1,0
rakovecká skupína	metaklastika, fylity paleobazalty paleobazaltové tufy a tufity amfibolity karbonáty	532 98 312 28 7	2,73 2,91 2,74 2,99 2,73	0,06 0,07 0,07 0,01 0,06	2,78 2,95 2,78 3,01 2,75	0,05 0,06 0,05 0,11 0,05	2,75 2,92 2,75 3,00 2,74	1,8 1,4 1,4 0,7 0,7

Tab. č. 5: Hustoty hornín staršieho paleozoika vnútorných Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).

jednotka	hornina	× 10 ⁻⁵ 10 ⁻⁴ 10 ⁻³ 10 ⁻² 10 ⁻¹ 10 ⁰ (SI)
krystalinikum jaderných pohoří a podloží terciérních komplexů Záp. Karpat	migmatity žuloruly ruly ruly veporidní svory fylity amfibolity amfibolit, metaperidotity serpentinity	
gelnická skupina	fylity porfyroidy porfyritoidy paleoryolity křemence karbonáty siderity	
rakovecká skupina	metaklastika, fylity paleobazalty tufy a tufity paleobazaltů amfibolity karbonáty	
intruzíva Záp. Karpat	granity granity "rochovské" aplity "rochovské" granodiority diority	
karbon Záp. Karpat	tmavé břidlice paleoryolity	
perm Záp. Karpat	pestré břidlice paleobazalty	
mezozoikum Záp. Karpat	křemence vápence dolomity pestré břidlice (karpat. keuper) paleobazalty	

Tab. č. 6: Magnetická susceptibilita hornín Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).

jednotka	hornina	<i>x</i> 10 ⁻⁵ 10 ⁻⁴ 10 ⁻³ 10 ⁻² 10 ⁻¹ 10 ⁹ (SI)
terciérní efuzíva Záp. Karpat	ryolit ryodacit pyroklastika ryolitů andezit pyroxenický andezit amfibolicko-biotitický andezit pyroxenicko- -amfibolický andezit bazaltoidní andezit bazaltoidní andezit pyroxenický propylitízovaný pyroklastika pyroxenického andezitu bazalt, bazanit pyroklastika bazaltu a bazanitu křemenný diorit křemeno-dioritový porfyr diorit dioritový porfyrit granodiorit granodioritový porfyrit	

Tab. č. 6: Magnetická susceptibilita hornín Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989). Pokračovanie Výskum magnetickej anizotropie (Hrouda, 1978; Hrouda a Hanák, 1983) dokazuje, že vnútorná magnetická stavba u väčšiny litologických typov je deformačného pôvodu, len neovulkanické horniny majú vnútornú stavbu (anizotropiu) tokovú. Výskum v tomto smere možno považovať za nedostatočný.

2.1.4. Ostatné petrofyzikálne vlastnosti

Z ďalších zisťovaných vlastností hornín možno uviesť:

<u>Geoelektrické vlastnosti, ktoré</u> boli skúmané na málo početných vzorkách laboratórne. Z nich treba uviesť predovšetkým meranie <u>polarizácie</u> hornín. Laboratórne hodnoty sú vždy vyššie, ako hodnoty merané in situ.

<u>Rezistivita</u> (merný odpor) je skúmaná najčastejšie parametrickými meraniami VES (vertikálna elektrická sondáž) na vrtoch, resp. využitím odporovej karotáže. Je známa skutočnosť, že rezistivita v dôsledku prítomnosti vôd výrazne poklesáva v pórovitých horninách (sedimentárnych a tektonických). Pozorovateľný je rozdiel medzi morským a sladkovodným sedimentárnym prostredím práve v dôsledku rozdielu v mineralizácii vôd. Anizotropii odporových vlastností hornín a horninových celkov nebola venovaná systematická pozornosť.

<u>Rádioaktivita</u> hornín je meraná na značnom súbore vzoriek (okolo 4.000). Pozoruhodné sú vysoké hodnoty gemerického a rochovského granitu (22,5, resp. 23,9 ppm Uekv). Ich

- 33 -

produkcia tepla by sa pri hrúbke týchto hornín cca 6-7 km zúčastňovala na celkovom tepelnom toku až 40% (Husák a Král, 1984).

Známa je tiež meraná <u>teplotná vodivosť hornín</u> pohybujúca sa od 1,9 W.m⁻¹ K⁻¹ (ílovce, slieňovce), 2,4 W.m⁻¹ K⁻¹ (zlepence) až po 3,5 W.m⁻¹ K⁻¹ (dolomity). Ostatné horniny majú tepelnú vodivosť v rozmedzí 2,0 až 2,9 W.m⁻¹ K⁻¹. Tieto hodnoty sú dôležité pre práce súvisiace s využitím geotermálnej energie (Král in Franko et al., 1996).

2.2. Seizmika

Seizmické merania z rokov 1961-1974 majú už len historický význam a tak v Západných Karpatoch tvoria kostru geofyzikálnych predstáv o ich hlbšej a hlbinnej geologickej stavbe tri druhy seizmických profilov. Sú to:

2.2.1. Hlbinná seizmická sondáž

Hlbinná seizmická sondáž (HSS) je špeciálnou metodikou na vyšetrovanie hlbokých štruktúr, využívajúc odrazenú (reflexnú), refragovanú (lomenú) i čelnú vlnu, meranú s rozostupom od 70-80 km až do vzdialenosti 150-170 km. Hlavným cieľom tejto metódy bolo vyšetrovanie priebehu Moho-diskontinuity. Nemenej zaujímavé výsledky tejto metódy predstavujú aj vypočítané rýchlostné rezy. V Karpatoch boli touto metodikou urobené dva medzinárodné a niekoľko národných profilov (obr. 5).

a) <u>Určenie hĺbky Moho</u> bolo po prvý krát urobené na medzinárodných profiloch HSS VI (obr. 6) a HSS V (obr. 7), kde sú zaujímavé nízke hrúbky kôry pod podunajskou

panvou, resp. v severných okrajoch panónskej oblasti. Výrazné zhrubnutie kôry na profile č. V pod vonkajšími Západnými Karpatmi (cca 50 km) nebolo potvrdené.











- 38 -

Spôsob interpretácie tzv. hlbinných zlomových zón, viedol neskoršie k definovaniu neotektonických blokov (Fusán et al., 1981). Od určenia týchto prvkov bolo upustené na ďalších (národných) profiloch (obr. 8, 9, 10a). Na nich však možno pozorovať značný rozptyl rozhraní, ktoré sú považované za hranicu Moho. Tento jav je najlepšie sledovaný na profile 100R (obr. 10b). Rozptyl bol považovaný za prejav postupného prechodu z oblasti spodnej kôry do prostredia vrchného plášťu (tzv. prechodová zóna na Moho). Reálnejšie sa javí (spolu so spomínanou veľkou hĺbkou Moho na profile č. V) uvažovať o vplyve anizotropie rýchlostí. Platí to hlavne o stykovej zóne Západných Karpát s ich predpolím.

- b) <u>Rýchlostné rezy kôrou</u> (obr. 11, resp. obr. 6) interpretované z odrazených a refragovaných vĺn objavili nový prvok v kôre, tzv. zóny nízkych rýchlostí v hĺbkach cca 10 až 20 km. Prvý krát je tento prvok interpretovaný na profile VI pod dunajskou panvou (obr. 6), kým na okraji Západných Karpát (Brunia) pozorujeme zvýšené rýchlosti prakticky v celom reze kôry. Podobný obraz pozorujeme aj na profile K III v priebehu efektívnych a najmä vrstevných rýchlostí (obr. 11a,b). Bolo vyslovené tvrdenie, že masív Malej Fatry (tatrikum), ktorý tento profil pretína (Beránek et al., 1975) je v alochtónnej pozícii a vrstva nízkych rýchlostí predstavuje horniny sedimentárneho pôvodu pod nimi (vahikum?, penninikum?). Uvedený fenomén (okrem mnohých iných) bol využitý pri prvom modeli geotektonického vývoja Západných Karpát (Grecula a Roth, 1978).
- c) <u>Plošný priebeh Moho</u> získaný využitím všetkých profilových a bodových meraní spolu s priemyselnými odstrelmi (obr. 12a,b) signalizuje veľmi tenkú kôru v celej oblasti južného a východného Slovenska (Mayerová, et al., 1985). Tu je potrebné povedať, že vo východnej časti Slovenska je aj najmenej údajov o hĺbkach Moho. Schéma Moho

- 39 -



- 40 -


- 41 -





- 42 -





- 44 -







Obr. 12a. Schéma Moho-diskontinuity podľa výsledkov HSS na profiloch a v bodoch priemyselných odstrelov (Mayerová et al., 1994). Hodnoty izohyps sú v km.



Obr. 12b. Schéma Moho diskontinuity (v km). Podľa Bližkovského et al. (1986).

diskontinuity bola urobená za zjednodušujúceho predpokladu o jednotnej rýchlosti celej kôry 6,3 km.s⁻¹. Základný obraz o morfológii Moho v mnohých miestach je doteraz založený na výsledkoch HSS, čiastočne je upravený v oblastiach, kde bola urobená reflexná metóda SRB (spoločného reflexného bodu) s predĺženou dobou registrácie.

2.2.2. Metóda spoločného reflexného bodu

Zásadný obrat v kvalite seizmického obrazu zemskej kôry a jej častí v Západných Karpatoch prinieslo použitie metódy spoločného reflexného bodu (SRB) s dobou registrácie 4 až 6 sek. Merania boli vykonané hlavne v panvových oblastiach. Pre účely štúdia zemskej kôry bola táto doba predlžovaná až do 12 - 14 sek. (profily radu T - obr. 13), resp. 20 až 30 sek. (profil G1 – Vozár a Šantavý, 1999). Komplexný obraz uvedených profilov možno nájsť v Atlase seizmických profilov (Vozár a Šantavý, 1999). Tieto profily sú neustále podrobované reinterpretácii o čom svedčí aj posledná práca Bielika et al. (2004).

a) Profily zemskou kôrou (s predĺženou registráciou)

Metóda SRB bola zahájená <u>profilom 2T</u> (obr. 14). Jedným z najdôležitejších zistení bola registrácia šikmo (k JV na profile) upadajúcich reflexov (D až G) pod celým veporikom, čiastočne aj gemerikom. Tieto boli v prvej interpretácii (obr. 15a,b) autormi (Tomek et al., 1989) interpretované ako horninový komplex severného veporika, s radom mylonitizovaných zón, ktoré predstavujú násunové plochy veporika na tatrikum. Neskoršie interpretácie (Tomek, 1993) tu umiestňujú penninikum. Podľa Šefaru et al. (1998) je táto zóna považovaná

- 42 -







- 44 -



- 45 -





- 46 -

za normálne extenzné zlomy (low angle fractures), ktoré vznikli reaktiváciou pôvodnej sutúry. Na území tatrika, čiastočne flyšového pásma vonkajších Západných Karpát (obr. 14) boli zaznamenané reflexné zväzky (C) uklonené k SZ. V prvej interpretácii boli chápané ako spätné násuny. Zachytený okraj platformy (Brunia) je charakterizovaný pri povrchu reflexmi A, interpretované ako paleozoický obal Brunie. V hlbokej úrovni je vysoko reflektívna spodná kôra (B) s úklonom reflexov k JZ. Ukončenie reflexov A, resp. B na juhovýchodnej strane bolo považované za styk európskej a karpatskej platne v strmom úklone do hĺbky. Niekedy je táto hranica udávaná podstatne južnejšie, zhruba až do oblasti, kde k juhovýchodu uklonené reflexy prekračujú pomyslenú hranicu Moho. Reflexy charakterizujúce Moho (M₁, M₂) sú len sporadické, napriek tomu existencia pokračovania hĺbok Moho do cca 50 km (pozri profil HSS č. V) a ich pokračovanie do priestoru profilu 2T nemohlo byť akceptované.

<u>Profil 3T</u> (obr. 16a,b) ukázal niekoľko podstatných štruktúr. Je to predovšetkým kvetinová štruktúra (fower structure) v oblasti zohorsko-plaveckého grábenu (reflexy A). Alochtonitu bratislavského masívu (reflexy - B) a najmä zlomy s nízkym uhlom úklonu (low angle fracture - reflexy M, N), vrátane horizontálnych reflexov (O až R) charakterizujúcich extenziu kôry v tejto oblasti.

<u>Profil 8HR</u> (obr. 17) osvetľuje mechanizmus styku Českého masívu s Karpatmi (Tomek a Hall, 1993). Transparentná (bez väčších reflexov) časť juhovýchodného okraja platformy (obr. 17a) sa ponára spolu s vysoko reflexnou spodnou kôrou (obr. 17b - reflexy S) pod Západné Karpaty. Reflexný horizont M predstavujúci rozhranie Moho (neoMoho) je na ne kosý. Horizontálny roj reflexov L medzi obidvomi hlavnými časťami kôry nie je zatiaľ jednoznačne definovaný.

- 47 -



Obr. 16a. Seizmický časový rez vybraných reflexov pozdĺž Profilu 3T (Ibrmajer et al., 1994).





LINE 3T



Obr. 17. Seizmický časový rez vybraných reflexov pozdĺž Profilu 8HR (Tomek a Hall, 1993). b) idealizovaný geologický rez. Vysvetlivky: spodná platňa - Český masív: 1- oligocénne sedimenty, 2 - mezozoické sedimenty, 3 - paleozoické sedimenty, 4 - podložie, 5 - transparentná vrchná kôra. Vrchná platňa - vonkajšie Západné Karpaty (akreačná prizma): 6 - vrchnoneogénne sedimenty, 7 - neogénne sedimenty, 8 - spodnoneogénne sedimenty.

<u>Profil G1</u> (Vozár a Šantavý 1999) geologicky interpretovaný len vo vrchnej časti, kde vysoko reflexné polohy majú predstavovať hranice medzi gemerikom a veporikom.

c) Profily SRB v panvách

Tieto boli merané s dobou záznamu do cca 4 až 6 sek. Ich účelom bolo vyhľadávanie uhľovodíkov. Určujú predovšetkým litostratigrafiu terciérnej výplne panví, priebeh ich podložia a tektonické prvky panví. Ako príklad je uvedená z viedenskej panvy migrovaná verzia profilu 601/79, ukazujúca štruktúru grábenu moravskej ústrednej depresie a kopčanskej depresie, medzi ktorými je vymedzená hodonínsko-gbelská hrásť. Štruktúry v podloží tvoreného flyšovými jednotkami sú nezreteľné (obr. 18).

V dunajskej panve je viacero pozoruhodných profilov (obr. 19a). Migrovaný reflexný seizmický profil 556/82-83 (Hrušecký, 1999), pretínajúci ústrednú gabčíkovskú depresiu (obr. 19d), sa vyznačuje štyrmi etážami sedimentárnej výplne (pozri obr. 19b). Prvá etáž je prakticky tektonicky neporušená (termálna panva). Vzhľadom na skutočnosť, že ide o mimoriadne kvalitné seizmické rezy uvádzame aj ďalšie dva migrované reflexné seizmické profily (Hrušecký, 1999): MXS 2/92 (obr. 19c) a 551/80-83 (obr. 19e). Profily indikujú dunajskú panvu ako panvu typu pull apart. Avšak či v skutočnosti ide o tento typ panvy nie je jednoznačne preukázané.

Vo východoslovenskej panve z množstva profilov, ktoré registrujú štruktúry panvy uvádzame migrovaný rez profilu 573/80 cez elevačnú štruktúru močaranských zlomov. Na tomto seizmickom reze možno veľmi dobre sledovať štruktúry akými sú synsedimentárny pokles

- 51 -



- 52 -



Obr. 19a. Situácia seizmických reflexných profilov v oblasti dunajskej panvy (podľa Hrušeckého, 1999).

STRUCTURAL LEVELS		AGE SI		SE	ISMIC INTERVALS
1	THERMAL	MIDDLE - QUAT	PANNONIAN ERNARY		1
2	TRANSITIVE EXTENSIONAL - THERMAL (EARLY THERMAL)	LOWER PANNONIAN			(LOWER PANNONIAN DELTA)
3	UPPER EXTENSIONAL	LOWER BADENIAN - SARMATIAN			3a 3b 3c
4	LOWER EXTENSIONAL (GYŐR - MEDER PULL - APART BASIN)	(PALEOGENE ? - OTTNANGIAN ?) KARPATIAN - LOWER BADENIAN			4a 4b
1271	Probably mylonites of Paleozoic - Mesozoic rocks Normal fault Reverse fault Distinctive reflection boundarie and horizons in Pre-Neogene b	es pasement	Bakony syncl.	(green line) (blue line) (red line) (TCR)	Prograding clinoforms (Lower Pannonian delta) Toplap or erosional truncation Baselap (onlap, downlap) Erosional remnants of Bakony synclinorium
PFS	Positive flower structure		TCR		Transdanubian Central Range (Pelso block)
NFS FGGA 1	Negative flower structure Deep borehole situated either close to seismic line or directly on it		Graz Paleozoic? (Gemeric) Graz Paleozoic (Meliatic s.l.?)		Graz Paleozoic or Gemeric Graz Paleozoic or Meliatic sens lato
			VEUY		Fromany vepolic Envelope Onit

Obr. 19b. Vysvetlívky k obrázkom 19c,19d a 19e (podľa Hrušeckého, 1999).









- 56 -



Obr. 19e. Migrovaný reflexný seizmický profil 551/80-83 (podľa Hrušeckého, 1999). Štruktúrne úrovne a seizmické intervaly neogénnej

a kvartérnej výplne.

(roll ower structure) a kvetinová štruktúra (flower structure). Posledne menovaná štruktúra potvrdzuje existenciu horizontálnych pohybov v panve a jej čiastočný charakter typu pull apart (obr. 20).

Z množstva seizmických rezov cez flyšové pásmo vonkajších Západných Karpát uvádzame rez na profile 512/86 cez jeho oravskú časť (obr. 21), kde je ukázaný tiež charakter skorušinskej panvy. Upozorňujeme na vyčlenenie bradlového pásma, ktoré je viac-menej schematické, pretože jeho seizmický obraz sa prakticky nelíši od obrazu flyšových sekvencií, resp. niet doteraz kritérií na jeho odlíšenie.

Záverom je potrebné zdôrazniť, že seizmické rezy sú kostrou pri riešení reliéfu podložia panví a ich tektoniky. Sú napojené na výsledky vrtov a karotáže v týchto panvách. V dunajskej a východoslovenskej panve okrem blízko povrchových častí (do hĺbok okolo 4-5 km) udávajú aj reliéfny obraz týchto štruktúr.

2.2.3. Program CELEBRATION 2000

Menej presné merania HSS a málo početné profily SRB s predĺženou registráciou času boli na začiatku tretieho tisícročia nahradené komplexnými refrakčnými seizmickými meraniami, najrozsiahlejšími v Strednej Európe (Guterch et al., 2000). Seizmické refrakčné merania boli vykonané na 16 profiloch, z ktorých 5 prechádza Slovenskom sú merania. Treba povedať, že v tom čase išlo o najväčší geofyzikálny projekt na svete. Boli merané hlavne pozdĺžne rýchlosti seizmických vĺn (v_p), čiastočne priečne (v_s), s usporiadaním aj do 3D modelu. Hlbinný zásah bol zhruba do 50-60 km (t.j. do registrovaného času asi 40 sek.). Na základe



Vysvetlívky: 1 - panon+pliocén; 2 - vyšší sarmat; 3 - spodný sarmat; 4 - vrchný baden; 5 - stredný, spodný baden-karpat; 6 - podložie (paleozoikum?); A,B - zlomy močaranské; C - zlom Senného. Podľa Ibrmajera a Suka (1989).



Obr. 21. Seizmický časový rez reflexov pozdĺž profilu 512/86 idúceho cez flyšové pásmo vonkajších Západných Karpát (oravská časť - skorušinská panva). Migrovaná verzia pomocou koherenčného flitra. Reprocesing: ELGI Budapešť, 1996 (Vozár a Šantavý, 1999).

výsledkov týchto seizmických refrakčných meraní sa dá očakávať, že výsledky staršieho projektu týkajúceho sa transeurópskej sutúrnej zóny (Trans-European Suture Zone) v centre a na severe Poľska budú značné spresnené. Týka sa to aj interpretácie hĺbku Moho, kde je pravdepodobné, že táto hĺbka bude až o 20 km vyššie.

2.3. Tiažové pole a jeho obraz

Mapa úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) (zjednodušene povedané ide o odraz odchýlok nameraného tiažového poľa a teoretických účinkov Zeme ako celku) v strednej Európe (obr. 22) indikuje predovšetkým výraznú zápornú zónu alpsko-karpatského orogénu. Kým v Alpách os tiažovej anomálie koreluje s osou najväčších nadmorských výšok; v karpatskom oblúku je vysunutá do oblasti vonkajších Západných Karpát. V tejto oblasti je zdrojom anomálie najmä zhrubnutie kôry, ktorá je ľahšia ako vrchný plášť. V karpatskej oblasti sú za hlavný zdroj zápornej zóny považované ľahšie flyšové a molasové sedimenty (Tomek et al. 1979). Na ostatnom území strednej Európy je tiažový obraz mozaikový. V priestore panónskej panvy je kladná tiažová anomália, ktorej zdrojom je tenká kôra, potlačená účinkom značných hrúbok sedimentov. V Českom masíve je znížené tiažové pole, najmä v priestore oháreckého riftu (krušnohorské granitoidy). Na ostatnom území (SZ-JV smeru v Poľsku). V západnej časti Álp (okolie Milána) pozorujeme výraznú kladnú zónu spôsobenú ivrejskou zónou ofiolitov vystupujúcich až na povrch.



2.3.1. Mapa úplných Bouguerových anomálií

Na území slovenských Západných Karpát je v súčasnosti tiažové pole, t,j. mapa úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) (obr. 23a,b) zostrojená z cca 230 000 gravimetrických bodov. Uložené sú v GIS (Oasis Montaje) na GÚDŠ (Grand et al., 2002). Jeho základné rysy sú tvorené niekoľkými hlavnými zónami:

- <u>Kladná zóna</u> Brno-Ostrava patrí podložiu Karpát v podobe ťažších jednotiek Brunie a Vistulika.
- <u>Karpatské tiažové minimum</u> v priestore Hodonín Námestovo s pokračovaním do Poľska nekopíruje výskyt flyšových hornín na povrchu (najmä na východe Slovenska). Je obrazom hlavne rozloženia ľahších flyšových a molasových sedimentov v hĺbke. V oblasti Brezno-Poprad <u>minimum</u> zasahuje do <u>centrálnych Západných Karpát</u> a ako hlavný zdroj sa mu pripisuje zhrubnutie kôry v oblasti najvyšších nadmorských výšok. Podobne ako to je v Alpách.
- <u>Pripanónska kladná zóna</u> má dve časti. Prvou je dunajsko-žilinská kladná zóna s pôvodom vo vyklenutí Moho. Druhou je zóna Nové Zámky Bardejov smerom k slovensko-maďarskej hranici, na východe ukončená v okolí Sninej s podobným hlavným pôvodom. Na pozadí tejto kladnej zóny vidíme odraz rozhrania neogénu voči svojmu podložiu v podobe elevácií a depresií. Vážnejší nesúlad medzi reliéfom podložia a priebehom tiažového poľa ÚBA pozorujeme v centrálnych častiach hlavných panví (dunajskej, Cerovej vrchoviny a jej okolia a východoslovenskej), kde prevládajú účinky nehomogenít v ich podloží, resp. v hlbších častiach kôry.
- <u>Prechodná zóna</u> tvorí predovšetkým tiažové gradienty, z ktorých najvýraznejší je gradient na veporskej zóne, v priestore cca Banská Štiavnica - Bardejov. Za zdroj tejto anomality bol považovaný tzv. veporský hlbinný zlom (Fusán et al. 1979), rozdiely v stavbe vrchnej

- 63 -







Obr. 23b. Mapa úplných Bouguerových anomálií (tiažového poľa) Slovenska (podľa meraní v mierke 1:25 000, GEOCOMPLEX, a.s.). Vysvetlívky: červený odtieň - kladné hodnoty, zelenomodrý odtieň - záporne hodnoty.

- 65 -

kôry, resp. i v priebehu Moho. V jej okolí pozorujeme viaceré anomality, z ktorých známy zdroj záporných anomalít gemerika v podobe gemerického granitu, resp. vo veporiku v podobe rochovského granitu a pod.

2.3.2. Odkrytá gravimetrická mapa

Metóda odkrývania (strippingu) bola aplikovaná v centrálnych a vnútorných Západných Karpatoch (slovenská časť) na bázu terciéru, v oblasti viedenskej panvy na bázu neogénu. Výsledná mapa (obr. 24a,b) predstavuje kompilát tejto mapy (ukazujúcou len nehomogenity v predterciérnom podloží a hlbšie) s mapou ÚBA vo vonkajších Karpatoch. Na tejto mape pozorujeme:

- redukciu karpatského tiažového minima v podloží viedenskej panvy na úsek budovaný waschbergským flyšom.
- výraznú tiažovú eleváciu v podloží dunajskej panvy, ktorej súčasťou je kolárovská tiažová anomália.
- výraznú eleváciu v podloží Cerovej vrchoviny.
- výrazné elevačné pásmo v celom priestore východného Slovenska s maximami v podloží východoslovenskej panvy.
- výraznú, relatívne úzku zápornú zónu v priestore tzv. veporského hlbinného zlomu (Levice Kežmarok).
- rozsiahlu zápornú zónu v priestore Nízkych a Vysokých Tatier.







Zdroje tejto mapy sú okrem hlbinnej stavby (spodná kôra, Moho, astenosféra) najmä vo vrchných častiach kôry, kde signalizujú gravitačné účinky alpínskych tektonických jednotiek a rozhraní medzi nimi. Najplytšie zdroje (vrchná kôra) predstavuje mapa rezíduí odkrytej mapy

(obr. 25), skonštruovanej z odkrytej mapy odčítaním účinkov hlbokých zdrojov.

Na odkrývanie na Slovensku nadväzuje mapa (Bielik, 1988) pre celú panónsku panvu. Mapa ukázala niekoľko maxím v podloží najhlbších panví s pravdepodobne samostatným zdrojom ťažkých (magmatických) hmôt. Podobne neskoršie spresnenie odkrytej mapy v dunajskej panve (Kovácsvölgyi in Némesi et al., 1996) priradilo tzv. kolárovskú anomáliu do podobnej polohy.

Prvé výsledky odkrývania aj v oblasti vonkajších Karpát, týkajúce sa celej karpatskej tiažovej depresie (napr. Bielik et al., 2004) poukázali na to, že časť amplitúdy tohto minima má zdroj v predterciérnom podloží. Týka sa to aj jeho časti doprevádzajúceho Západné Karpaty

2.4. Magnetické anomálie a ich rozmiestnenie

Základný obraz o charaktere anomálneho magnetického poľa predstavuje mapa zložiek magnetického poľa (obr. 26a), ktorá je kompilátom rôznych meraní (aero-meraní v rôznych výškach, pozemných meraní) rôznych anomálnych zložiek zemského poľa (ΔZ - anomálie vertikálnej zložky, ΔT - anomálie totálneho vektora). V tejto mape sú údaje zjednotené do

sú v µms

aero-mapy vo výške 80 m nad reliéfom terénu. Uložená je tiež v GIS-Oasis Montaje. Obsahuje rádovo 105 údajov. Neskoršie bola vypočítaná a publikovaná mapa totálneho


Geofyzikálny obraz Západných Karpát a ich okolia



- 72 -

vektora magnetického poľa (obr. 26b). Ako vidno z obrázku magnetometrické merania nepokrývajú celé Slovensko. Dnes však už boli vykonané aj tieto merania a výsledná magnetometrická mapa sa pripravuje na publikovanie a zverejnenie. Táto mapa ukazuje v podstate tri základné zóny magnetických anomálií:

- Prvá, severná zóna o šírke cca 50 80 km je súčasťou regionálnej anomálie prebiehajúcej v predpolí Álp a Karpát, začínajúca v Rakúsku v okolí Salzburgu a končiaca v Poľsku v okolí Nového Saczu. Na našom území prebieha od Kútov smerom na sever Oravy a na mape (obr. 26a) je zachytený len jej okraj. Jej zdrojom je podložie Álp a Karpát, ktoré je pravdepodobne budované kryštalinikom Brunie a Vistulika neznámeho litologického pôvodu. Často, najmä rakúskymi geológmi a geofyzikmi, je za jej zdroj považovaný relikt oceánickej kôry (hĺbky zdroja sa predpokladajú od 3,5 až do 20 km).
- Druhá, stredná zóna je dotovaná len veľmi malým počtom magnetických anomálií o šírke cca 50 120 km a lemuje prakticky tatrikum, čiastočne veporikum. Sú v nej málo výrazné anomálie v Malých Karpatoch, pod topolčianským zálivom, v Nízkych Tatrách a podľa novších meraní aj v podloží podhalského paleogénu v Levočských vrchov a Šarišskej vrchoviny. Patria metamorfitom kryštalinika, čiastočne malužinskému súvrstviu. V hlbokých častiach (hĺbky cca 5-10 km) to môžu byť aj relikty oceánickej kôry (peninika?).
- Tretia, južná zóna je charakteristická množstvom magnetických anomálií. Počínajúc: a) dunajskou panvou (gabčíkovská, tešedíkovská, kolárovská, dubnická anomália); b) Ipeľskou kotlinou (lesenícka, kováčovská anomália); pokračujúc c) južným okrajom veporika, gemerika, tiež meliatika a silicika (anomálie južného veporika, vrátane rochovskej anomálie, blhoveckej, fiľakovskej, komárovskej, klátovskej, rakoveckej, atď.) a d) s rozsiahlou málo intenzívnou anomáliou, v južných častiach tohto územia, ktorej zdroj (hĺbka cca 4 8 km) sa dáva do súvislosti a meliatickou sutúrou. Ostatné zdroje sú: granity





- Rochovce, pyrhotín - Blhovce, ultrabáziká - Komárovce, atď. U mnohých, napr. u blhoveckej anomálie vrtom zastihnutý zdroj (pyrotín, magnetit), je nedostatočný na vysvetlenie celej intenzity anomálie. Vo východoslovenskej panve je zaujímavá regionálna sečovská anomália so zdrojom v jej podloží). Mnohé zdroje magnetických anomálií sú doteraz neoverené.

Nakoniec pozorujeme výrazné porušené magnetické pole v priestore neovulkanitov (stredoslovenské neovulkanity, Slanské vrchy, Vihorlat, Zemplín, pochované vulkanity v panvách), kde navyše sú známe horniny s reverznou magnetizáciou a vulkanity so stratou magnetizácie v dôsledku alterácií, čo značne komplikuje ich celkový obraz. Hlavným zdrojom anomálií magnetického poľa sú tu nepremenené pevné efuzíva. Subvulkanické formy v centrálnych zónach sú prakticky nemagnetické.

2.5. Geotermálne pole

Databáza geotermálnych údajov Slovenska obsahuje údaje z 376 teplotných meraní vo vrtoch, z ktorých doteraz boli stanovené hustoty tepelného toku na 136-tich vrtoch. Údaje sú sumarizované a spracované v Atlase geotermálnej energie Slovenska (Král in Franko et al., 1996). Hustota a rozmiestnenie údajov o geotermických parametroch je závislá na rozmiestnení vrtov. Najmenej údajov je z kryštalických oblastí tatrika a veporika, resp. tiež z vonkajších Karpát. V týchto oblastiach je interpolácia údajov schematická a menej pravdepodobná. Pomerne najlepšie vystihuje geotermické pomery Slovenska mapa povrchovej hustoty tepelného toku (obr. 27). Priemerná hustota tepelného toku mapy je $82,1 \pm 20,5 \text{ mW.m}^{-2}$. Distribúcia hodnôt podľa histogramu má trimodálne rozdelenie s charakteristickými hodnotami: 65, 80 a 115 mW.m⁻². Prvé hodnoty sú charakteristické pre viedenskú panvu, kryštalinické oblasti centrálnych a vnútorných Západných Karpát a západnú časť flyšového pásma. Druhý súbor predstavuje dunajská panva, severná a východná časť stredoslovenských neovulkanitov, košická kotlina, časť východoslovenského a podhalského flyša. Veľmi vysoké hodnoty sú typické pre východoslovenskú panvu, strednú a južnú časť stredoslovenských neovulkanitov.

Ako ukazuje mapa hustoty tepelného toku na Moho (obr. 28) podstatnú časť zdrojov tepla predstavuje prínos tepla zo spodnej litosféry (astenosféry), podporený najmä v stredoslovenských neovulkanitoch konvekciou (výnosom) tepla neovulkanitmi (reziduálne teplo). Pripovrchovým zdrojom tepla sa javí napr. rochovský granit, resp. gemerický granit s výraznejším obsahom rádioaktívnych prvkov.

Mnohé anomality majú tendenciu usporiadania do lineárnych štruktúr, čo vyniká najmä na mape zo širšieho okolia Západných Karpát (obr. 29). Hypertermálna oblasť panónskej panvy a jej okolia je výrazne usporiadaná svojimi hodnotami do lineárnych zón. Tento fakt vedie k predpokladu, že na uvedených zónach sa teplo dostáva k povrchu tiež konvekciou po lineárnych štruktúrach litosféry, pričom médiom, ktoré vynáša teplo k povrchu nemusia byť len vulkanity, ale fluidá obecne.







2.6. Magnetotelurické sondovanie, magnetovariačné sondovanie a vertikálne elektrické sondovanie

Magnetotelurické sondovanie (MTS) a magnetovariačné sondovanie (MVS) s prirodzeným alebo umelým zdrojom poľa (vertikálne elektrické sondovanie - VES) zisťujú v konečnom dôsledku rozdiely v mernom odpore (rezistivite), resp. v jej recipročnej hodnote, vo vodivosti (konduktivite). Rozsah vyšetrovaní uvedenými metódami je značný: od malých hĺbok (povrchových nehomogenít - VES) až po hĺbky prvých stoviek km (MTS, resp. MVS).

Najhlbší zásah majú <u>bodové merania MTS</u> (Praus et al., 1981) s dĺžkou registrácie variácií magnetického a elektrického poľa cca 2 týždne. Dosah najnižších frekvencií zmien krivky MTS je rádove v stovkách km. Vyčlenené boli, okrem sedimentačného pokryvu, tri zóny. Prvá (11 - 23 km) je spájaná s zemskou kôrou a jej nehomogenitami v podobe sutúrnych zón, mylonitizovaných pásiem, resp. v podobe hornín s obsahom roztokov, resp. grafitu. Druhá zóna je umiestňovaná vo vrchnom plášti (37 - 45 km), má menej spojitý priebeh a jej pôvod je spájaný so sutúrami litosferického významu (Šefara et al., 1996). Posledná zóna (70 - 200 km) signalizuje hĺbku astenosféry, ako parciálne nataveného prostredia. Poľské merania v okolí Štósu udávajú druhú zónu (0 - 14 km) a tretiu, ktorá je interpretovaná do hĺbok cca 200 - 300 km.

Menší zásah (rádove 50 km) majú <u>profilové merania MTS</u> (Varga a Lada 1988) s bodovým rozdelením kôrových a podkôrových vodivostných zón. Profil 2T (obr. 30) upresňuje priebeh týchto zón v kôre, najmä na rozmedzí tatrika a veporika, resp. poukazuje na ich dosah do podkôrových úrovní. Výrazné, strmo upadajúce zóny nízkych odporov v oblasti bradlového pásma iniciovali interpretáciu styku karpatskej a severoeurópskej platne práve na toto miesto. Podobné merania boli urobené v dunajskej panve (Džuppa a Hladík, 1993), ktoré



predovšetkým určili charakter hlbších častí podložia panvy v okolí rábskej línie. Určili ju ako pôvodnú sutúru s ďalšími pohybmi extenzného charakteru. Vo viedenskej panve (Nemesi et al., 1996) bola stanovená vodivostná zóna do hĺbky cca 20 km, s pravdepodobným pôvodom v sutúre obnovovanej mladšími pohybmi (Mur-Mürz línia).

Dosah MVS (registrujúci len zmeny magnetického poľa) je podstatne menší. Na základe orientácie Wieseho vektorov (obr. 31) bola vyčlenená tzv. karpatská vodivostná anomália, ktorej hĺbka sa pohybuje rádové od 10 do cca 25 km. Spájaná je s rôznymi prejavmi (napr. mylonitov, roztokov, vody, a pod.) na styku obidvoch kolíznych platní.

Rozpor medzi výsledkami MTS a MVS v okolí profilu 2T, nie je doteraz uspokojivo vyriešený. Podobný rozpor medzi hĺbkami astenosféry interpretovanými podľa MTS v Nitrianskej Blatnici (200 km), v okolí Štósu (200-300 km), resp. s ďalšími meraniami v sv. časti Maďarska (150 km) a hĺbkami určenými na základe rezíduí P-vĺn naďalej trvá.

Merania MTS v posledných rokoch (2001-2004) doplňujú nedostatok tohto druhu meraní na Slovensku. Tieto merania boli uskutočnené na základe medzinárodného programu CELEBRATION 2000 a doplňujú jeho seizmické merania. Niekoľko sond bolo urobených s cieľom a možnosťou dosiahnuť astenosféru. Merania sú v štádiu vyhodnocovania a interpretácie. Prvé výsledky hlbokých sond sú v zhode s výsledkami dosiahnutými integrovanou geotermálno-hustotnou interpretáciou.



Obr. 31. Karpatská vodivostná anomália odvodená zo vzniku Wieseho vektorov (Červ et al., 1994). CPA-karpatská vodivostná anomália.

- 83 -

Podstatne najväčší objem meraní na Slovensku predstavujú merania VES. Z ich značného množstva vyberáme ukážku zo sedimentárnej výplne Turčianskej kotliny (obr. 32). Cieľom geoelektrických meraní bolo:

- mapovanie čiastkových morfoštruktúr predneogénneho, resp. predpaleogénneho podložia
- stanovenie celkovej hrúbky terciérnej sedimentárnej výplne
- lokalizácia fyzikálnych inhomogenít v predterciérnych jednotkách podložia
- stanovenie podkladov pre lokalizáciu potenciálnych geotermálnych vrtov v čiastkových depresiách výplne, resp. v karbonatických segmentoch podložia.

Metóda VES má veľký význam, nakoľko elektrofyzikálne vlastnosti hornín (najmä merný odpor) príslušných okolitých jadrových pohorí a sedimentárnej výplne sú značne odlišné. Karbonatické a granitoidné segmenty sú charakteristické vysokými hodnotami zdanlivého merného odporu ρ_z , naopak sedimentárna výplň je charakterizovaná opačne. V rámci terciérnej sedimentárnej výplne je v niektorých prípadoch možné diferencovať prostredia korelujúce s neogénnymi, resp. paleogénnymi sedimentami. Podobné interpretácie je však možné vykonávať iba s prispením regionálne-geologických poznatkov.

Z tohto pohľadu sa javí problematický styk výplne kotliny na jej južnom vymedzení voči pohoriu Žiar, nakoľko fyzikálne vlastnosti vulkanitov Kremnických vrchov a najmä ich pyroklastík sú pomerne blízke vlastnostiam hornín sedimentárnej výplne. Pyroklastiká sú navyše často inkorporované do výplne panvy, teda aj styk kotliny s pohorím je výrazne komplikovanejší, ako v ostatných prípadoch. V zmysle novších poznatkov o stavbe styku kotliny s hrásťou Veľkej Fatry je zrejmé, že analogický problém je možné predpokladať aj pri tejto zóne. Rozsiahle telesá výplavových kužeľov, ktoré boli už počas neogénnej

sedimentácie derivované z pohoria do prostredia kotliny, môžu významne problematizovať koreláciu



Obr. 32. Vertikálny izoohmický rez (Šujan in Bielik et al., 2008). Hodnoty sú v Ω m

fyzikálnych prostredí s ich geologickou náplňou. Je zrejmé, že podobné telesá budú svojimi vlastnosťami tvoriť prechodné zóny medzi pohorím a sedimentárnou výplňou panvy.

Prehľad najzaujímavejších meraní (s AB viac ako 2 km) podáva Atlas geofyzikálnych máp a profilov (Valušiaková a Medo in Kubeš et al. 2001). Značná časť týchto meraní bola v dôsledku doplňujúcich parametrických meraní podrobená reinterpretácii. Išlo hlavne o merania VES vykonaných v sedimentárnych panvách. Menej spoľahlivé výsledky VES sú v kryštalických oblastiach, a to najmä pri vysokých hodnotách AB.

2.7. Seizmicita a seizmológia

Seizmické udalosti Západných Karpát (obr. 33) signalizujú recentné zmeny napätia. Podľa ich usporiadania sú viazané na tektonické (seizmogénne) zóny pôvodne umiestnené do hraníc medzi neotektonickými blokmi (Fusán et al., 1979). V západnej časti územia boli definované Šefarom et al. (1998), ako reaktivované pôvodné alpínske sutúry do podoby horizontálnych pohybov, alebo normálnych zlomov s malým uhlom sklonu. Ďalej bolo preukázané, že ich hĺbka vzniku (od cca 1 km maximálne až do 15-17 km) je viazaná na časť litosféry s elastickými vlastnosťami, po hĺbku duktilne sa chovajúcej zóny (Lankreijer et al., 1999).

Seizmické modely astenosféry vychádzajú z javu oneskorení P-vĺn pozorovaných v regióne Západných Karpát a ich okolia. Pri interpretácii tohto javu sa vychádza z predpokladu, že seizmické vlny sa oneskorujú v dôsledku ich prechodu cez parciálne natavenú astenosféru. Existujú dva prístupy interpretácie.



Prvý (napr. Babuška et al., 1984) pracuje s normalizovanými rezíduami oneskorení P-vĺn, redukovanými o nehomogenity na Moho a na nekonsolidované sedimenty. Hĺbka rozhrania medzi litosférou a astenosférou (obr. 34a,b) je potom priamo úmerná tzv. reprezentatívnym rezíduám (nezávislým na smere príchodu vlny).

Druhý používa tzv. seizmickú tomografiu (presvecovanie), kde sa používa zvolený rýchlostný model vrchnej časti Zeme a sledujú sa odchýlky od neho. Spakman et al. (1993) urobil napr. modelový výpočet pre celú mediteránnu oblasť do hĺbky 1400 km.

Rez cez Český masív a karpatsko-panónsku oblasť (obr. 35) poukazuje na zníženú hrúbku astenosféry (zóna nízkych rýchlostí) pod karpatsko-panónskou oblasťou na cca 250 km oproti cca 500 km pod Českým masívom, čo signalizuje relikty "utopených" častí subdukovanej platne v panónskej oblasti. Vrchný okraj tejto zóny je menej jasný.

2.8. Paleomagnetizmus

Paleomagnetické štúdie prispievajú k rekonštrukcii geologického pohybu vo forme paleogeografických štúdií predovšetkým stanovením odchyliek <u>paleodeklinácií</u> v karpatskopanónskom priestore voči stabilným častiam Európy (obr. 36). Rôzne orientované rotácie tektonických celkov zjavne rozdeľujú túto oblasť na oblasť mikroplatne ALCAPA s rotáciami proti smeru hodinových ručičiek (CCW) voči segmentu mikroplatne Tisia-Dácia s rotáciou

- 88 -













Obr. 36. Paleomagnetické údaje (paleodeklinácie) dokumentujúce rôzny smer rotácie počas kriedy až vrchného miocénu (podľa Kováča et al., 1997 a Kováča, 2000).

opačnou. Zistené boli ďalšie rozdiely rotácií v čase a priestore najmä v mikroplatni ALCAPA (centrálne a vnútorné Západné Karpaty), pričom podstatná časť CCW rotácie sa udiala v priebehu miecénu, CW rotácie sú neskoršie. <u>Paleoinklinácie</u> určujú pôvodný poludník vzniku magnetického vektora hornín, čím prispievajú k palinspaktickým rekonštrukciám. Nie sú doteraz súhrnne spracované.

Pre účely spresnenia datovania hornín sa vo svete využíva ďalšia metóda, tzv. magnetostratigrafia. V Západných Karpatoch ich však máme pomerne málo. Z pozoruhodných výsledkov tohto druhu je určenie tzv. ilawa horizontu v panve, ako významného korelačného horizontu.

2.9. Pohybové tendencie povrchu Zeme

Sú to výsledky geodetických meraní, ktoré charakterizujú recentnú dynamiku povrchu Zeme. Sú veľmi cenným údajom pre zostavenie geofyzikálno-geologického modelu neotektonického vývoja Západných Karpát.

Pomerne komplexne sú spracované <u>vertikálne pohybové tendencie</u> na základe výsledkov opakovaných veľmi presných nivelačných meraní. Na území Slovenska (obr. 37a,b) pozorujeme záporné pohybové tendencie (poklesy) vo východnej, resp. v západnej časti Slovenska. Oblasť Tatier a Cerovej vrchoviny má pozitívne výzdvihové tendencie. V oblasti Malaciek a Hornej Nitry pozorujeme antropogénne vplyvy na pohyby povrchu Zeme (napr., zásobníky plynu, poddolovanie).

- 93 -





- 94 -





V oblasti karpatsko-panónskej (Joó et. al., 1987; obr. 38) rozoznávame predovšetkým výrazné kladné tendencie vo Východných Karpatoch ako odozvu na porušenie rovnováhy (izostatickej) v procese subdukcie a následnej kolízie karpatského oblúka so svojim predpolím. Západné Karpaty vo vzťahu k ostatným územiam sú pomerne stabilné, čo sa môže vysvetliť buď väčšou vykompenzovanosťou pôvodných izostatických odchýliek, alebo iným mechanizmom kolízie (šikmá kolízia).

Poznatky o <u>horizontálnych pohybových tendenciách</u> sú získavané pomocou Global Position Systemom (GPS). Ide o veľmi presné absolutné opakované merania na referenčných bodoch. Predbežné výsledky poukazujú na približne jednotný smer pohybu Západných Karpát a ich okolia cca na VSV až SV. Merania sú v štádiu prvých výsledkov a z geodynamického hľadiska sa začínajú analyzovať len v súčasnej dobe.



3. Základné úrovne systému litosféra-astenosféra, ich rozhrania a nehomogenity

Zmeny fyzikálnych parametrov Zeme smerom do hĺbky majú svoje zákonitosti a tvoria niekoľko približne horizontálnych rozhraní, resp. prechodných zón. Ich poznanie má zásadný význam pre výskum hlbinných procesov prebiehajúcich v Zemi. Vyplýva to zo systému litosféra - astenosféra, ktorý tvorí gravitačne nestabilný systém, podmienený mechanickými (reologickými) vlastnosťami astenosféry. Parciálne natavenie vedie k jej menšej hustote a zároveň môže byť charakterizovaná podobnými reologickými vlastnosťami akými sa vyznačujú kvapaliny.

Gravitačne nestabilný systém litosféra-astenosféra reaguje na každé vychýlenie z rovnováhy usporiadaním do inej geologickej zostavy. Pozorujeme tu subdukciu až kolíziu medzi litosferickými platňami, diapirizmus, riftogenézu, tvorbu nového rozhrania Moho v kôre, vrátane tvorby rozhrania sedimenty - podložie a tiež nového reliéfu terénu.

Pre zisťovanie uvedených rozhraní sa používajú rôzne geofyzikálne metódy. Zvláštne postavenie má hustotné modelovanie. Pôvodne použitá Airy - Heiskanenova metóda určenia rozhrania vychádzala z reliéfu terénu a z mapy ÚBA a určovala izostaticky definované antikorene pohorí v podobe jedného rozhrania určeného tiež v Západných Karpatoch (Popelář, 1968). V súčasnosti sa chápe izostatické vyrovnávanie vo všetkých rozhraniach litosféry.

Vlastné nehomogenity litosféry sú vyšetrené s rôznym stupňom pravdepodobnosti a podrobnosti. Najpresnejšie je definovaný reliéf terénu, ako vrchný okraj litosféry. Smerom

- 98 -

do hĺbky exponenciálne klesá počet informácií a teda aj presnosť a pravdepodobnosť ostatných rozhraní a nehomogenít v hĺbke.

3.1. Globálne úrovne a rozhrania – hlbinná stavba

Rozhrania a nehomogenity veľmi hlbokých úrovní (spodná litosféra – astenosféra) môžeme pokladať za globálne (platňové). Rozdiely v stavbe sú v horizontálnom smere preukázateľne (kratóny, platformy, orogény, oceány). Na tento jav z geologických dôkazov možno použiť jedine výsledky veľmi hlbokých vrtov (napr., vrt Kola, cca 12 km, resp. najbližšie v nemeckej časti Českého masívu umiestnený vrt KTB – cca 8 km). Uvedené hĺbky predstavujú najhlbšie úrovne, kde dovidelo "geologické oko". Z ostatných priamych geologických pozorovaní možno v slovenskej časti Západných Karpát zaznamenať výsledky štúdia xenolitov (najmä lherzolitov) v okolí Cerovej vrchoviny (Konečný et al., 1995, Konečný a Hurai in Šefara et al., 1996). Tieto horniny charakterizujú prostredie spod Moho (vrchný plášť, resp. spodnú časť litosféry), kde lokalizujú diapirizmus. Všetky ostatné rozdiely v stavbe uvedených hĺbok (cca 15 až 400 km) sú odvodené z geofyzikálnych údajov.

Nemožnosť kontroly inými ako geofyzikálnymi metódami kladie na hodnotenie výsledkov geofyziky zvláštne podmienky. V podstate sa v súčasnosti jedná o prvé reprocesingy pionierskych modelov, pričom za vhodný metodický smer možno považovať integrovaný model (tepelno-hustotný s podmienkou izostázie) použitý predovšetkým v Západných Karpatoch (Zeyen et al, 2002 a Dérerová et al. 2006). Nesie v sebe prvky vzájomnej regulácie.

3.1.1. Astenosféra

Ide o vrstvu, v ktorej teplota prevyšuje solidus (bod tuhnutia), resp. liquidus (bod tavenia). Je rôznym stupňom natavená (1 až 10% z celkového objemu vrchného plášťa), má nižšiu hustotu, znížené rýchlosti seizmických vĺn a tiež odpor a mechanické vlastnosti blízke kvapaline. Prvýkrát bola definovaná na základe oneskorenia seizmických vĺn zemetrasení (Babuška et al., 1987). K jej vyšetrovaniu sa dnes používa seizmická tomografia (Spakman et al., 1990, 1993) magnetotelurika (Ádám et al. 1993; Praus et al. 1981; Červ et al., 1994, atď.), geotermika a zriedkavo aj gravimetria (Bielik et al., 2002) atď. Vyšetrovaný je hlavne jej vrchný okraj.

Najhlbšími nehomogenitami, ktoré sú dôležité z hľadiska mechanizmu vývoja oblasti Západných Karpát nájdeme v tvaroch charakteristických pre astenosféru v podobe:

- a) kladných odchýliek rýchlostí, ktoré svojím tvarom pripomínajú zvýšenie hustoty v hĺbkach cca 250 m a pravdepodobne sú spôsobené reliktom odtrhnutej časti subdukčnej platne (Spakman et al., 1993 obr. 35)
- b) znížených teplôt, ktoré sa nachádzajú v rovnakých hĺbkach ako kladné odchýlky rýchlosti. Tieto chladnejšie zóny odpovedajú tomu istému zdroju.

Uvedené veľmi hlboké nehomogenity a ich príslušná geologicko-tektonická interpretácia poukazuje na predchádzajúcu prítomnosť subdukčných zón v karpatsko-panónskej oblasti. Ako posledný záznam subdukcie v Karpatoch je považovaná geofyzikálne anomálna seizmická zóna Vrancea. Anomalita je pomerne úzka (20-40 km), za to však jej vertikálny

rozmer je značný (cca 200 km). Prejavuje sa najväčšou seizmickou aktivitou v Karpatoch, je seizmický rýchla a teplotne chladná.

3.1.2. Rozhranie medzi litosférou a astenosférou – hrúbka litosféry

Geologickou podstatou je to rozhranie medzi chladnejšou, viskóznejšou litosférou a parciálne natavenou astenosférou (menej viskóznejšou). Určuje sa viacerými spôsobmi:

I. Hranica <u>geotermálnej astenosféry</u> je určovaná na základe stanovenia takých teplôt (z povrchových meraní vo vrtoch a následných opravách na produkciu tepla v kôre), v ktorých príslušná horninová zostava nadobúda bod tavenia (Čermák, 1983). Toto určenie sa považuje za menej presné z dôvodov rozdielu v uplatnení mechanizmu šírenia sa tepla (vedenie, resp. konvekcia) a málo presného odhadu koeficientu vedenia tepla v hĺbkach. Boli dokonca vynechané oblasti (Čermák, 1994), v ktorých model prepočtu nebol akceptovateľný.

II. Hranica <u>seizmickej astenosféry</u> predstavuje rozhranie medzi vyššími rýchlosťami litosfére a nižšími rýchlosťami seizmických vĺn v astenosfére. Predpokladá sa, že nižšie rýchlosti sú spôsobené parciálnym natavením. Je odvodzovaná z oneskorení seizmických vĺn, najnovšie aj zo seizmických rezov s veľmi hlbokým zásahom (napr. Čekunov, 1983; Čekunov et al., 1988). Babuška et al. (1984) ako prvý spracoval pre oneskorenie P-vĺn toto rozhranie v širšom okolí Západných Karpát. Presnosť takto určenej hranice je závislé predovšetkým na kvalite seizmologických staníc z hľadiska pomeru signálu voči šumu nehomogenít v zmysle anizotropie rýchlostí, resp. existencie rýchlosti ich kanálov.

III. Hranica <u>odporovej astenosféry</u> je odvodená z veľmi nízkych merných odporov získaných podľa MTS (Praus et al., 1981; Ádám et al., 1996, atď.). Je považovaná za málo presnú

predovšetkým pre malú presnosť (veľký rozptyl) nameraných údajov. Obzvlášť veľké odchýlky sa predpokladajú v blízkosti vertikálnych odporových rozhraní nezahrnutých do interpretácie.

IV. Hranica <u>hustotno-geotermálnej (integrovanej</u>) astenosféry, odvodená z hustotného izostaticky vyrovnaného modelovania v súčinnosti s geotermálnou hranicou (Bielik et al., 2002; Zeyen a Bielik, 2000; Zeyen et al., 2002). Metóda potláča slabé stránky obidvoch, navyše možno v nej overiť iné rozhrania litosféry, určené inými geofyzikálnymi metódami.

V súčasnosti je známy model tohto rozhrania uvedený na obr. 39 (publikovaný Horváhom 1993) na základe seizmickej a odporovej astenosféry. Najnovší model v karpatsko-panónskej oblasti je definovaný na základe výsledkov integrovanej hustotno-geotermálnej interpretácie (Dérerová et al., 2001, 2006). Tieto práce ukazujú výrazné stenčenie litosféry pod panónskou panvou (40-60 km) s poklesom do Východných Álp (až 220 km) a na Český masív (120 – 140 km). Najväčšia hrúbka litosféry (až do 240 km) bola zistená v oblasti Východných Karpát.

Pod Západnými Karpatmi bol pôvodný tzv. "slovenský astenolit" zrušený pre nepriaznivé výsledky seizmickej stanice zo Skalnatého Plesa s vysokým seizmickým šumom a nahradená hrúbka litosféry podľa integrovaného modelovania na hodnoty 100-140 km. Tiež napojenie karpatsko-panónskeho priestoru na východoeurópsku platformu je podľa Dérerovej et al. (2006) iné - s väčšími hrúbkami litosféry.

Niektoré rozdiely medzi seizmickým a odporovým určením tejto hranice ostávajú, model treba považovať naďalej za schému tohto rozhrania, ktorú nové merania, resp. výpočty môžu spresniť. Týka sa to aj hustotného modelovania, keď priamo v mape ÚBA je gravitačný účinok astenosféry zastretý inými gravitačnými účinkami, najmä Moho-diskontinuitou.

- 102 -





V najspodnejšej časti litosféry v hĺbkach cca 50-80 km (vrchný plášť) pozorujeme náznak zvýšených rýchlostí (a teda aj hustôt) v podloží systému panónskych panvy. Vyvolaný je zníženou tepelnou vodivosťou sedimentu panvy (cca 1,5 W/mK). Výraznejšie je táto nehomogenita pozorovaná pod Jadranským morom, ktoré predstavuje podstatnejší pokles tepelnej vodivosti (až 0,7 W/mK).

Usporiadanie seizmických ohnísk (od cca 15do 180 km) do podoby <u>Wadati-Benioffovej zóny</u> pozorujeme len v oblasti Vrancey (Rumunsko) s obmedzeným priestorom. Jeho šírka je 20-40 km a dĺžka až 180 km. Wadati-Benioffova zóna je pokladaná neklamný dôkaz existencie subdukčnej zóny.

3.1.3. Mohorovičičova diskontinuita (Moho) – hrúbka kôry

Toto rozhranie definuje hrúbku zemskej kôry. Javí sa ako pomerne dobre prispôsobiteľné novým P-T podmienkam (neoMoho), ktoré vznikajú v procese prestavby litosféry. Určovaná je vcelku dvomi metódami.

I. <u>Seizmické Moho</u> je určované na základe seizmiky buď v zostave HSS (odvodené z rýchlostí lomených vĺn) alebo metódou SRB s predĺženou registráciou času (odvodené z rýchlostí odrazených vĺn). Spravidla je pozorovaný rozdiel, keď Moho určené zo SRB je plytšie, ako určené z HSS. Jav je vysvetľovaný predovšetkým anizotrópiou rýchlostí. Rýchlosť na Moho sa mení z cca 6,6 - 6,9 km.s⁻¹ na 7,6 - 8,2 km.s⁻¹.

II. <u>Hustotné Moho</u> je odvodzované z mapy ÚBA, najlepšie upravenej strippingom (odkryté gravimetrické mapy) na najľahšie horniny - sedimenty. Rozdiel hustôt na Moho sa vo výpočtoch pohybuje od cca 0.30 do 0.37 g.cm⁻³. Hustotné Moho, vychádzajúce z Moho určeným pomocou seizmiky, definuje a upravuje jeho priebeh hlavne v sporných oblastich a v oblastiach bez seizmických údajov.

Najpravdepodobnejší model hrúbky kôry (Šefara et al., 1996 - obr. 40) je upravený podľa modelu Horvátha (1993), ktorý obsahuje spracovanie všetkých seizmických údajov z uvedenej oblasti čiastočne overený hustotným modelovaním. Pozorujeme, že v oblasti panónskej panvy dosahuje hrúbka kôry len cca 25 -28 km, okrem Maďarského stredohoria, kde dosahuje hrúbka až 33 km. Výraznejšie zhrubnutie kôry pozorujeme v centrálnej časti Západných Karpát a v Apusénach (až 35 km). Väčšiu hrúbku (cca 40 km) má kôra v centrálnej časti Českého masívu a vo Východných Alpách (cca 50 km). S výnimkou oblasti južne od periadriatickej zóny, kde hrúbka kôry podstatnejšie klesá (kôra africkej dosky v kolízii). Výrazne najväčšie hrúbky (až 65 km) má kôra v Teyseire-Tornquistovej zóne (TTZ). Táto časť je určená v súčasnosti len z HSS a je vážne podozrenie o značnom vplyve anizotropie rýchlostí na uvedené hodnoty. Táto skutočnosť bola preukázaná v Západných Karpatoch (profil č. V, resp. 2T), resp. v severnej časť TTZ, kde podľa výsledkov projektu POLONÉZA (Guterch et al., 1986) bola znížená hrúbka Moho až o 20 km. Nie sú vylúčené ani menšie hrúbky panvy v Západných Karpatoch z podobného dôvodu.

Vo všetkých uvedených oblastiach sú, keď nie dokázané, tak aspoň predpokladané aj iné ako horizontálne štruktúry kôry, t.j. zbytky vertikálne orientovaných okrajov subdukcie. Sú pravdepodobne zdrojom anizotropie rýchlostí seizmických vĺn. Podľa reflexných meraní


(SRB) sa práve v týchto oblastiach (Tomek a Hall, 1993; Bielik et al., 2004) pozoruje vcelku výrazné prebudovanie Moho do podoby NeoMoho. Je dôvodné podozrenie, že celá panónska oblasť s vysokým Moho je výsledkom tohto procesu, odvodeného zo zmien na spodnom okraji litosféry.

3.1.4. Rozhranie medzi spodnou a vrchnou kôrou - Conradova diskontinuita

Toto rozhranie sa nepodarilo v karpatsko-panónskej oblasti určiť spoľahlivo ako globálne platné. Podobne je tomu tak aj v iných častiach Zeme. Ak takéto rozhranie je sledovateľné, resp. existuje, potom by malo mať približne paralelný priebeh s rozhraním Moho. Rozhranie medzi vrchnou a spodnú kôrou (charakterizovaná vysokoreflexným prostredím) je možno pozorovať len v stykových zónach karpatsko-panónskej platne s jej predpolím. Práve ohyb tohto rozhrania smerom dolu je ukazovateľom ohybu spodnej (subdukujúcej) platne.

Výraznejšie tiažové anomality odkrytej mapy, ktorých zdroj je plytšie ako Moho sú zaznamenané v podloží hlbokých panví (dunajská, východoslovenská, čiastočne v Cerovej vrchovine). Vrchné hranice anomálne ťažkých hmôt blížiacich sa svojimi hustotami vrchnému plášťu tu boli odhadnuté na cca 5 km (kolárovská anomália) až 18-20 km v ostatnej časti dunajskej panvy, resp. cca 14 km vo východoslovenskej panve. Geologicky boli rôzne interpretované: napr. ako kôrový diapír, bazifikácia kôry, resp. najnovšie v súvislosti s výsledkami magnetometrie (časti anomalít do Curieho izogrády sú magnetické) ako relikty pôvodnej oceánickej, resp. paraoceánickej kôry penninika (vahika), resp. meliatika. Anomalita v podloží Cerovej vrchovimy sa dáva do súvisu s diapirickým výzdvihom územia spojeným s finálnym bazaltovým vulkanizmom (Šefara et al., 1996).

Jediný pokus definovať toto rozhranie plošne bol urobený na základe zvolených charakteristík na rezoch HSS a gravimetrie (Šefara et al., 1980). Rozhranie malo približne paralelný priebeh s Moho, s hĺbkami od cca 17 do 25 km. Novšie merania SRB (2T – Tomek et al.,1989; 1G – Vozár a Šantavý 1999 a pod.), resp. MTS (2T – Varga a Lada, 1988) prítomnosť rozhrania v uvedených hĺbkach nepotvrdili ale ani nevyvrátili. Štruktúrou vlnového poľa (SRB), resp. odporovými pomermi (MTS) obidve časti kôry (tak vrchnú ako aj spodnú kôru) skôr zjednocujú. Napriek tomu v hustotnom modelovaní (napr. Vozár et al., 2002; Grand et al., 2002 a pod.) sa toto rozhranie stále používa, aj keď v rôznych hĺbkach a tvaroch. Viac ako dvojvrstevná kôra je len okrajovo definovaná ako trojvrstevná (napr. Vistulikum a východoeurópsky kratón). V karpatsko-panónskej oblasti je toto rozhranie buď veľmi pozvoľné (v podobe širokej prechodovej zóny) alebo má veľmi komplikovaný priebeh. Je to spôsobené pravdepodobne vplyvom globálnych (PT) podmienok na odlišné preddispozície pôvodnej skladby zemskej kôry. V obidvoch prípadoch je doterajšie plošné rozhranie medzi vrchnou a spodnou kôrou definované nedostatočne.

3.2. Geologické rozhrania a nehomogenity - regionálna stavba

Doteraz popisované rozhrania a nehomogenity hlbinnej stavby boli odvodené prakticky výhradne z geofyzikálnyh údajov. Ich dôležitosť je predovšetkým v ich fyzikálnych a mechanických parametroch, potrebných k riešeniu geodynamického modelu vývoja Západných Karpát a ich okolia.

Podstatne iné podmienky použitia geofyzikálnych metód, ale aj cieľov geofyziky sa javia vo vrchných častiach kôry, kde sa vraciame k pôvodnému účelu aplikovanej geofyziky, t.j.

- 108 -

k určeniu geologických modelov. Pri tomto postupe je však nevyhnutné geofyzikálne definované geologicko-tektonické modely včleniť do systému modelov litosféra-astenosféra, ktoré boli definované v stati o hlbinnej stavbe. Okrem recentného reliéfu terénu tu patria rozhrania medzi kvartérom a neogénom, resp. kvartérom a nedeleným terciérom. Ďalej sú to nehomogenity predterciérneho podložia Západných Karpát až do hĺbky problematicky definovanej hranice medzi spodnou a vrchnou kôrou. Použité geofyzikálne merania mali veľmi často iný účel ako výskum kôry a smerom do hĺbky množstvo údajov prudko klesá.

Vlastná metodika výskumu a geologickej interpretácie vo vrchnej časti kôry spočíva v tendencii tvorby geofyzikálnych syntéz, čo závisí od počtu existujúcich geofyzikálnych výsledkov rôznych metód. Pozorujeme tu celú škálu nevyhnutne možných prístupov a to od použitia jednej metódy až po multimetodický interpretačný postup. Za nevyhnutné treba pokladať použitie geologických údajov v rôznej forme. Treba od nich vyžadovať najvyššiu pravdepodobnosť vyplývajúcu z priameho pozorovania, alebo jednoznačnej implikácie, pokiaľ ich využívame v procese kvalitatívno-kvantitatívnej interpretácie. Ale aj menej presne definované údaje vyplývajúce s geologického záznamu sú užitočné, pretože často obmedzujú počiatočné podmienky riešenia obrátenej geofyzikálnej úlohy, resp. určujú triedu modelov, prichádzajúcich do úvahy ako jej riešenie. Medzi prvé údaje patria predovšetkým geologické mapy a vrty. K druhým patria rôzne litostratigrafické, synoptické a vývojové schémy.

Geologické mapy

Od svojho počiatku využívania (a to nielen v interpretácii geofyziky) bolo niekoľko etáp mapovania. Okrem historických výnimiek (napr. mapovanie v oblasti Gbelov Böckom v r. 1917), bolo prvou novodobou etapou geologické mapovanie v mierke 1:200 000. Na základe

nich bola odvodená mapa 1:500 000, resp. 1:1 000 000. Tieto mapy sa používali v prvých etapách geologickej interpretácie geofyziky (napr. Buday et al., 1967; Fusán et al., 1971,1979; Šefara et al., 1987). Postupne boli geologické mapy využívané tak, ako pribúdali mapy geologického mapovania v mierke 1:50 000 (a z nich odvodené mierky). Týmito mapami je v súčasnosti pokrytých 36 oblastí, čo predstavuje podstatnú časť Slovenska. Očakáva sa edícia reambulovaných máp v mierke 1:200 000. K ním možno priradiť aj užitočné cezhraničné mapy (napr. Poprawa a Nemčok et al., 1989), ktoré pokrývajú poľskú, resp. aj maďarskú časť Západných Karpát. Ich súčasťou už dnes aj česká časť Západných Karpát.

Súčasné postupné reambulácie geologických máp treba považovať za prirodzený vývoj geologických poznatkov, obzvlášť na prelome zavedenia teórie novej globálnej tektoniky do praxe. Podiel geofyziky na tvorbe máp je značne rozdielny a to od prakticky nulového použitia, až do špeciálnej metodiky (Grecula a Kucharič, 1985), v rámci ktorej sú pochôdzkami v teréne mapované zdroje dopredu nameraných geofyzikálnych anomálií. Z geofyzikálnych metód mapovacieho charakteru je treba spomenúť najmä metódy geoelektrické, magnetické a gama-spektrometrické doplnené geochemickým vyhodnotením odobratých vzoriek.

Vrty

Tieto pomáhajú geologickej interpretácii rozhodnou mierou, čo napr. dokumentoval super hlboký vrt Kola (SG-3). Vďaka jeho výsledkom bolo zistené, že seizmické rozhranie pôvodne považované za Conrádové rozhranie je v skutočnosti rozhraním medzi kryštalinickými a granitoidnými horninami.

Pretože výsledky vrtu možno považovať za konečnú diagnózu, ich vplyv na geofyzikálnogeologickú interpretáciu možno hodnotiť jednoznačne. Ich funkcia je zhruba v troch polohách:

- Prvou je ich funkcia oporných údajov využívaných v rôznej kvalite. Ako najčastejší prípad
 je využitie geometrie (hĺbok) geologických rozhraní. Tu zaraďujeme aj prípady určenia
 hustôt, magnetických vlastností na vrtných jadrách, ako aj parametrické merania na vrtoch
 (VES, seizmika a karotáž).
- Druhé použitie vrtov je zhodnotenie úspešnosti a presnosti geofyzikálne prognózovaných štruktúr. Prevažujú oblasti, kde úspešnosť geofyzikálnych metód bola vysoká. K nim treba v prvom rade priradiť oblasť juhovýchodných svahov Českého masívu, kde sa skúmala stavba a štruktúra tektonického podložia vonkajších Západných Karpát. Tu boli výsledky seizmiky úspešne overené vrtmi. V práci Suk et al., (1990) boli stanovené odchýlky určených hĺbok podložia na základe vrtov a seizmiky len do 10-15 %. Na druhej strane však existujú aj menej úspešné príklady, v ktorých rozdiely medzi vrtnými údajmi a geofyzikálnymi výsledkami dosiahli až 100 % (vrt Liptovská Kokava). Tento príklad je z obdobia ranného veku aplikovanej geofyziky, keď bez oporných vrtov a len jednou metódou neboli vylučované prípadné variantné riešenia geofyziky. Naopak, iným príkladom sa javí objavenie v správne stanovenej hĺbke dovtedy netušených geologických telies, akými boli napr.: vysoko magnetický rochovský granit (vrt KV-3), resp., ultrabázické teleso (vrt Komárovce-1).
- Tretia funkcia vrtov je ich spätná väzba na interpretáciu, ktorá stúpa s počtom vrtov v oblasti. Časť tejto väzby sa deje metódou spomínanej permanentnej reinterpretácie, časť

možno pomenovať ako skúsenosť geofyzikov v podobe typových, resp. analogických riešení a metodík.

Na rozdiel od prehľadného spracovania hlbokých vrtov v Českej republike (Suk et al., 1990) na Slovensku nájdeme údaje o vrtoch hlbokého dosahu rozptýlené v rôznych zdrojoch. Najrozsiahlejším sú dve čísla Západných Karpát (č.10 a 11 – Biela, 1978a,b), kde boli sústredené dovtedy uskutočnené vrty zo zakrytých oblastí vnútorných Západných Karpát, spolu s hustotnými a geotermálnymi charakteristikami v nich. Ďalšími zdrojmi sú atlasy (napr. seizmický atlas – Vozár a Šantavý 1999 a geotermický atlas - Franko et al., 1996) a monografie (napr., Vass et al., 1989; Gross a Köhler et al., 1980; Poprawa a Nemčok et al., 1989). Zhruba po roku 1995 je prevažná väčšina najnovších vrtov sústredená v správach, ktoré sa nachádzajú v Geofonde.

Len menšia časť z uskutočnených vrtov mala za úlohu výskum štruktúr (napr. Stredoslovenské neovulkanity, Slovenské Rudohorie a pod.). Podstatná časť mala za účel vyhľadávanie a prieskum predovšetkým uhľovodíkov (vonkajšie Západné Karpaty, viedenská dunajská a východoslovenská panva) a uhlia (podložie flyšu – ostravsko, Vtáčnik, Handlová, Veľký Krtíš, Hnojné, Čáry a pod.). Časť vrtov bola venovaná geotermálnemu programu. Spravidla najhlbšie vrty boli aplikované za účelom vyhľadávania uhľovodíkov. Program vrtov do 8 000 m (napr. Chmelík a Ďurica, 1983), ako aj hydrotermálny hlboký vrt (Žiarska kotlina) uskutočnené neboli. Užitočné pre geofyziku boli vrty, ktoré overovali geofyzikálne anomálie: napr. spiško-gemerskú (vrt GS – zdroj žula) Rochovskú (KV-3), Blhoveckú (FV-1), Kováčovskú (MV-12) ako aj ďalšie magnetické anomálie.

Hlbinný dosah vrtov rástol najmä v rokoch 1950-1975, kedy ich hĺbky stúpali z cca 2 500 m až na 6 500 m. Prvý vrt (Krivá Oľka) s hĺbkou 311 m bol urobený v r. 1896, posledný najhlbší

- 112 -

v r. 1982 (Jablůnka) s hĺbkou 6 505 m. Z geologického hľadiska za obzvlášť významné (Mísař, 1994) možno považovať niekoľké. Je to predovšetkým vrt Jablůnka-1, ktorý preukázal typ litosféry v tektonickom podloží Karpát ako kadomský, keď v nich bol navítaný vzťah devónu (a vyšších stratigrafických horizontov) k svojmu podložiu ako obalová séria. Podobne významný je vrt Krásno, ktorý spolu s veľmi hlbokým vrtom vo viedenskej panve – Zistendorf UT-2A (do 8553 m), resp. v Poľsku Kužmina-1 (7541 m) a tiež na Ukrajine Ševčenko-1 (7522 m), definovali vzťah Západných, resp. Východných Karpát k svojmu podložiu. V úseku tzv. juhovýchodného svahu Českého masívu ich je už okolo 40.

Nie vždy je vrt schopný plniť funkciu etalónu. Zložitá sa ukázala pozícia bradlového pásma a manínskej jednotky flyšového pásma Bielych Karpát vo vrte Lubina-1 (3 300m). Zložitá je tiež situácia na východe Slovenska vo vrte Hanušovce-1 (6 603 m) situovaného v bradlovom pásme. Z neho prešiel do Magurských príkrovov (s uhlom úklonu 22-25°). Často nejednoznačnosť použitia vrtov ako etalónu vyplýva nielen z rozdielnosti názorov na ich interpretáciu ale aj zo značných omylov v archívnyh údajoch (týka sa to najmä zemepisných súradníc). Ukázalo sa, že až 15-20% údajov je nepoužiteľných (vrt nie je možné spoľahlivo umiestniť do reliéfu mapy, očividné chyby v popise jadier a pod.). Každé ich použitie vyžaduje serióznu kontrolu a prípadný výber overených údajov.

Podľa analógie Východných Álp sa v niektorých častiach Západných Karpát tektonické podložie tatrika interpretuje v podobe penninika (resp. vahika), ktoré je na povrchu definované z odlišnosti tzv. belickej jednotky v Považskom Inovci (Plašienka, 1997a). Táto jednotka je priraďovaná ako súčasť penninika.

Ďalším ruhým možným zdrojom neúplnosti je krátke zavŕtanie (niekedy len niekoľko metrov), napr. do hornín podložia a nemožnosť ich solídneho zhodnotenia. Viď tiež skúsenosť pri vŕtaní vrtu GHŠ-1, v ktorom v prostredí sedimentu boli prítomné zvetralé žuly. To bol dôvod k možnému ukončeniu vrtu s predpokladom, že dosiahol podložie. Ukázalo sa však, že mezozoické podložie bolo zastihnuté pod vrstvami neovulkanitov v hĺbke až 1386 m. Podobná skúsenosť bola získaná pri malomagurskom zlome, kde bolo popisované mezozoické podložie v hĺbkach okolo 150 m, pričom na tomto zlome klesá podložie do hĺbky cca 1 200 m.

Použitie vrtov vyžaduje spoluprácu s geológom, najmä pri problematických výsledkoch vrtov radu "cf". Ako príklad uvádzame tzv. gabčíkovský zlom interpretovaný z týchto vrtov. Ide o analógiu použitia metodiky "cf" vrtov z Viedenskej panvy, kde oporné horizonty sledované z úlomkov vrtov mali podstatne väčšie plošné rozšírenie a umožňovali interpretovať zlomy. V dunajskej panve majú takéto "oporné" horizonty lokálny výskyt a hoci amplitúda pôvodne "cf" určená na gabčíkovskom zlome bola 300 m, inžiniersko-geologickými vrtmi bola znížená na 30 m. Až spoľahlivá interpretácia seizmiky (profil č.551) definovala túto oblasť panvy ako bezzlomovú (termálnu panvu).

Sklamaním sú tiež mnohé prieskumné, resp. ťažobné vrty v panvách, keď okrem údajov o produktívnom horizonte žiadne iné údaje archívy neobsahujú. Sú vedené prísne účelovo a to vrátane použitej karotáže a. Navyše aj podstatná časť vrtných jadier, na ktorých by bolo možné uplatniť novodobé výskumné technológie, je nenávratne zničená. Rozhodne však od zapojenia vrtov do interpretácie geofyziky nemožno ustúpiť.

Ako kontraproduktívne sa ukázuje zanedbanie, resp. nedostatočné využitie možnosti geofyziky aj pri hydrogeologickom vítaní. Súčasne uskutočňované vrty, aj keď ich treba považovať za sporadické, majú spravidla solídnu geofyzikálnu prognózu v podobe seizmiky (3D seizmiky). Aplikovanie tejto metódy si nachádza úspešné uplatnenie najmä pri vyhľadávaní uhľovodíkov. Úspešné použitie komplexu optimálnych geofyzikálnych metód je možné nájsť pri vyhľadávaní hydro-geotermálnych zdrojov. Vrty pre iné účely sa v súčasnosti nevyskytujú a možno očakávať, že napr. problém podložia (tektonického) tatrika zostane i naďalej v polohe geofyzikálnej prognózy, ako jeden z možných variantov jej interpretácie.

Vierohodnosť interpretačných postupov a modelov

Na rozdiel od hlbinnej stavby, ktorej interpretácia začala cca pred 30-timi rokmi, prvou regionálnou štruktúrou určenou podľa geofyziky bola elevácia predtercierneho podložia pri Gbeloch. Najmä v 2. polovici 20-tého storočia vznikol rad pozoruhodných výsledkov geofyziky, ktoré v svojej dobe splnili svoju úlohu a mnohé z nich už majú teraz len historický význam (Šefara, Kucharič, Bielik, 2006).

V súčasnosti, aj keď menej intenzívnou formou prebiehajú interpretačné práce, predovšetkým v nadväznosti na nové vrtné práce, čo je menej častý prípad. Početnejší, aj keď tiež zriedkavý, je prípad doplnenia geofyzikálnych meraní, na ktoré nadväzuje reinterpretácia ostatných už existujúcich geofyzikálnych údajov. Je to tiež príležitosť zahrnúť do týchto prác nové geologické výsledky a názory. Pri použití nových softvérových programov a metodík je to práve geofyzika, ktorá je často iniciátorom určenia doteraz nedefinovaných štruktúr.

Staršie interpretačné výsledky a modely regionálnej stavby obsahujú v sebe všetky prvky hľadania metodiky uplatnenia geofyziky v geológii, v závislosti na čase ich vzniku. Podstatná časť geofyzikálnych vstupov do geológie mala často zásadný význam pri orientácii výskumu regionálnych štruktúr. Treba však upozorniť, že výsledky bolo často treba (a ďalej bude treba), keď nie reambulovať, tak aspoň upozorňovať na ich prípadné variantné riešenia.

3.2.1. Reliéf predterciérneho podložia – hrúbka usadenín terciéru

Sedimentárny obal litosféry má v karpatsko-panónskej oblasti svoje špecifická predovšetkým v tom, že jeho podstatná časť je súčasťou príkrovovej stavby. Týka sa to najmä usadenín mladšieho paleozoika a mezozoika, čiastočne paleogénu a aj neogénu. Do ucelených schém je v Západných Karpatoch spracovaný reliéf západokarpatských terciérnych panví, čiastočne podložie terciéru karpatskej predhlbne, v podstatnej časti zakrytej akrečným klinom so zastúpením sedimentov pokryvu platformy kriedovo-paleogénneho veku. Modelovaný je tiež centrálnokarpatský paleogén.

Panvy sú záujmom uhlovodíkovej prospekcie a majú preto okrem geofyziky často značne hustú sieť vrtov. Reliéf predterciérneho podložia je potom často komplexným výsledkom interpretácie z vrtov, seizmiky, gravimetrie a čiastočne MTS a VES.

Súčasné poznanie tohto rozhrania známeho ako reliéf predterciérneho podložia (v nadmorských výškach) zobrazuje predovšetkým tri hlboké panvy (obr. 41). Viedensku (slovensko-česká časť) s hĺbkami maximálne do 5 km, dunajskú (slovenská časť) s maximálnymi hĺbkami cca 8-9 km a jej výbežkami do blatnianskej depresie s pokračovaním až k Trenčínu, rišňovskej depresie s Bánovskou kotlinou v závere, komjatickou depresiou a dubníckou depresiou V-Z smeru. Pomerne hlboká (až 6 km) je aj východoslovenská (transkarpatská) panva. Výrazné hĺbky podložia (viac ako 3 km) dosahuje báza usadenín v



Levočských vrchoch a v Popradskej kotline. Menej hlbokou je Cerovská vrchovina, Rimavska a Lučenecká kotlina, ktoré sa vyznačujú hĺbkami do cca 1,5 km.

Z vnútrohorských kotlín dosahuje predterciérne podložie Turčianskej kotliny viac ako 2 km. Problematická intravulkanická depresia Žiarskej kotliny (cca 2,5 km), menej hlboké sú depresie Hornej Nitry (do cca 2,0 km), Žilinskej kotliny (cca 1,2 km) a depresia v Liptovskej kotline (cca 1 - 1,5 km). Z najvýraznejších depresií treba spomenúť krupinskú (cca 1,2 km), strhársku (cca 1,2 km) a najmä depresie v okolí centrálnych vulkanických zón (hodrušský ostrov, Javorie, Poľana) v podobe vulkanicko-tektonických, resp. kalderových depresií.

Pravdepodobnosť zobrazenia reliéfu predterciérneho podložia je najmenšia v Žiarskej kotline, kde je reliéf konštruovaný len na základe hustotného modelu. O niečo lepšia situácia sa javí geologická interpretácia reliéfu v centrálnych častiach dunajskej a východoslovenskej panvy Popradskej kotliny a Levočských vrchov, ktorá je urobená na základe seizmiky, ale bez vrtov. Ostatné hlbšie panvy sú geologicky (vrtmi) overené.

Súčasťou sedimentárneho (vulkanicko-sedimentárneho) pokryvu sú neovulkanity so svojimi špecifikáciami. Elevačné zóny v centrálnych vulkanických zónach (Kremnica, hodrušský ostrov, Javorie, Poľana, Dubník, Makovica, Bogota, Vihorlat, atď.) sú označované ako vulkanicko-tektonické elevácie, pretože obsahujú veľmi hrubé vulkanické telesá a značné areálne premeny (ťažké, nemagnetické prostredie s migráciou draslíka). Typické rozloženie magnetického poľa v závislosti na hrúbke nepremenných vulkanitoch môžeme pozorovať na obr. 42, ktorý na príklade vulkánu Poľany ukazuje typické rozloženie magnetických hmôt v okolí vulkanického centra.



Obr. 42. Rozloženie magnetických anomálií totálneho vektora magnetického poľa nad vulkanickou štruktúrou Poľany (Ibrmajer a Suk, 1989). Vysvetlivky: 1 - nulové izolínie, 2 - záporné izolínie, 3 - kladné izolínie. Hodnoty sú v nT.

Reliéf podložia v celej panónskej panve (obr. 43) zobrazuje diferencované depresie celého panónskeho panvového systému (Kilény a Šefara, 1989; Kováč et al. 1997 a Kováč 2000).

Podobná pravdepodobnosť zobrazenia panvových prvkov existuje aj v tejto mape. Platí, že čím je panva hlbšia, tým menej údajov o hĺbkach existuje. Navyše vo východnej časti Maďarska je objem vrtov, ale aj seizmiky podstatne menší.

3.2.2. Hrúbka usadenín kvartéru

Tomuto útvaru pre jeho prevažne malú hrúbku je venovaná len miestna pozornosť na malých úsekoch. Najväčšie hrúbky kvartéru v poslednom období (Draskovits et al., 1997) boli vymapované v dunajskej panve. Rozmiestnenie hrúbok kvartéru (obr. 44) má zásadný význam pre hydrogeologické pomery na Žitnom ostrove. Navyše charakterizuje dynamiku tejto panvy v najmladšom období, ako súčasť termálnej subsidencie.

3.3. Nehomogenity vrchnej kôry - modely granitov

Prevažná časť nehomogenít geofyzikálne určených vo vrchnej kôre má pravdepodobne tektonický pôvod. Vyznačujú sa rôznou dobou vzniku, vrátane pôvodného hercýnskeho usporiadania fundamentu hlavných paleoalpínskych tektonických jednotiek centrálnych a vnútorných Západných Karpát. Pre rozlíšenie metamorfitov a granitoidov boli využité anomality (obr. 25) opravené v maximálnej miere o účinky hlbinnej stavby a terciérnych sedimentov.



Obr. 43. Reliéf predterciérneho podložia v karpatsko-panónskej oblasti (podľa Kováča et al., 1997 a Kováča, 2000). Hodnoty sú v km.

- 122 -



a odporov podľa geoelektrického profilovania a MTS (granity majú vždy vysoký odpor) poukazuje na lineárne usporiadanie detailného pripovrchového reliéfu s vymedzenými príkrovmi (Grecula, 1982). Transgemerická zóna bola interpretovaná ako horizontálny posun. Podobne je plošne interpretované malé teleso <u>klenovského granitu</u> (obr. 46), kde okrem vrtu (KS-1) je využité rozloženie magnetických hodnôt nepatriacich telesu granitov. V podstate sa jedná o hustotný model.

Na profile je určený model <u>rochovského granitu</u> (obr. 47), kde okrem vrtu (KV-3), ktorým boli zistené vysoké magnetické vlastnosti granitu (obsah magnetitu) bola aplikovaná interpretácia magnetickej anomálie. Teleso 5 bolo neskoršie overené ako nemagnetická súčasť rochovského granitu.

Rovnako jedným profilom (obr. 48) boli interpretované granitové telesá na profile Lom nad Rimavicou - Zlatno, ktoré sa javia hustotne ľahké a jediné nemagnetické hmoty v tomto území. Granity (rimavické?) boli interpretované a začlenené už do príkrovovej stavby veporika.

Všetky telesá sú v zmysle interpretácie obmedzené maximálnou hĺbkou ich spodného okraja na cca 3-5 km, čo ich charakterizuje ako súčasť paleoalpínskych príkrovov, zo spodu ukončených príkrovnou plochou.







Obr. 46. Klenovská tiažová anomália (Gnojek a Janák, 1986; Filo in Šefara et al., 1987). Vysvetlivky: a) Situácia územia a prehľadná geologická mapa. 1 - karbonatické horniny; 2 fylitické bridlice; 3 - fylity, svory, ruly; 4 - amfibolity; 5 - migmatity; 6 - granitoidy; 7 tektonické rozhrania; 8 - štruktúrny vrt; 9 - línia interpretovaného profilu. b) mapa úplných Bouguerových anomálií, izolínie sú po 0.5 mGal. c) mapa aeromagnetických anomálií ΔT [nT]. d) schéma geofyzikálnych štruktúr. e) Interpretovaný profil: (d-e): 1 - fylitické bridlice, 2 - fylity až svory s amfibolitmi a karbonátmi, 3 - fylity, 4 - migmatity, 5 - granitoidy, 6 - klenovský granit, 7 - geofyzikálne rozhranie, 8 - hranice útvarov, 9 - os anomálie SP, 10 - reliéf klenovského granitu (km).



- 127 -



4. Tektonika Západných Karpát – lineárne štruktúry

Tektonickým prvkom bola venovaná značná pozornosť, vrátane účelových metodických postupov, ktoré ich bližšie definujú. Pre ich interpretáciu boli využívané prakticky všetky geofyzikálne metódy a ich výsledky možno zhrnúť nasledovne:

4.1. Sutúry a príkrovné plochy - zóny skrátenia

Príkrovová stavba Západných Karpát, ako výsledok kompresného (transpresného) režimu je všeobecne známa. Pokračovanie týchto štruktúr do hĺbky a ich priestorová distribúcia bola prvý krát interpretovaná <u>podľa seizmiky</u>. Prvé výsledky modelov seizmických rýchlostí (obr. 11, resp. 6) boli geologicky interpretované pod tatrikom ako sedimentárne jednotky, ktoré sú súčasťou nižších príkrovových jednotiek Tieto zóny charakterizované reflexnými zväzkami možno úspešne sledovať v reflexných profiloch medzi veporikom a tatrikom (napr. obr. 14 a 15). Reflexné zväzky boli interpretované ako sutúrna zóna (Tomek et al., 1987). Podobne možno pozorovať príkrovovú stavbu bratislavského masívu (obr. 16), resp. sústavu príkrovových plôch vonkajšieho flyšu (obr. 18) vyplývajúcich z rozdielov usporiadania seizmického obrazu, atď.

Sutúry a príkrovové plochy (mylonitizované zóny) možno určiť aj podľa veľmi nízkych odporov určených na <u>základe MTS</u> (obr. 30), resp. <u>MVS</u> (obr. 31) pokiaľ tieto tvoria úzke zóny. V prípade rozsiahlejších anomálnych oblastí nízkych odporov (obr. 30, južná časť), môže sa jednať o zníženie odporov v dôsledku alternácií a metamorfizmu.

<u>Podľa gravimetrie</u> je možné určiť najpravdepodobnejší priebeh uvedených zón z máp indícií vertikálnych hustotných rozhraní, ktoré boli zostrojenej pre tento účel (obr. 49). Tento typ máp určuje najpravdepodobnejší priebeh zón s prevahou kvázivertikálnych hustotných rozhraní. Druhou indíciou sutúrnych zón sú záporné anomálie (obr. 25), ktorých najpravdepodobnejší pôvod sú relikty akrečných klinov zavlečených do sutúrnych zón rôzneho veku a deformovaných následnými tektonickými pochodmi. Jedná sa predovšetkým o zónu v okolí čertovickej zóny. Podobné zdroje nie sú vylúčené ani v západnej časti centrálnych Karpát, kde pozorujeme úzke, na väčšiu vzdialenosť sa tiahnuce záporné tiažové zóny. Zatiaľ sú bez geologického vysvetlenia.

Pozornosť si zasluhujú tiež indície <u>podľa magnetometrie</u> (obr. 26a,b), ktoré najmä v okolí meliatika signalizujú výskyt ultrabázických hornín rôzneho usporiadania. Ich prítomnosť indikuje sutúru s pôvodnou oceánickou kôrou. Nie sú vylúčené ani relikty oceánickej kôry v hlbokom podloží dunajskej, resp. východoslovenskej panvy. Zodpovedať by im mohli zdroje magnetických anomálií vo väčších (5-10 km) hĺbkach.

Interpretácia sutúrnych zón (zón skrátenia) v oblasti Západných Karpát (obr. 50a,b) predstavuje súhrn doterajších geologických a geofyzikálnych poznatkov o tomto probléme (Plašienka et al., 1997a,b; Šefara et al. 1998; Hók et al. 2000). Vyčlenené boli nasledovné zóny (obr. 50b):

 <u>Zóna Igal-Bűkk a Meliatska zóna</u>. Obidve boli formované vo vrchnej jure až spodnej kriede (150 - 120 Ma) ako sutúry meliatského oceánu., pričom zóna Igal-Bűkk bola pravdepodobne formovaná uzavretím malej back-arc panvy (ofiolity pri



Obr. 49. Mapa indícií vertikálnych hustotných rozhraní (Linsser, h = 4 km). Podľa Šefaru in Ibrmajer a Suk (1989).

- 131 -





- 133 -

Szarvaskő). Meliatska zóna reprezentuje pôvodnú subdukčnú zónu doprevádzanú tektonickými jednotkami s ofiolitmi, modrými bridlicami a vulkanizmom.

- <u>Lubenícka zóna</u> reprezentuje pôvodné príkrovové nasunutie gemerika na veporikum v období vrchná jura - spodná krieda (90 - 105 Ma). Uzatvára intrakontinentálny priestor medzi nimi.
- <u>Pohorelská zóna</u> predstavuje uzatvorenie intrakontinentálneho priestoru medzi severným a južným veporikom v období strednej kriedy (100 - 85 Ma).
- <u>Čertovická zóna</u> je oveľa výraznejšia a predstavuje uzatvorenie krížňanského sedimentačného priestoru (intrakontinentálny rifting počas jury) v období spodnej až strednej kriedy (100-90 Ma). Podľa seizmiky má celokôrový charakter a skrátenie na nej sa odhaduje na 100 km. Časť sedimentov uzatvoreného priestoru na tatriku predstavuje krížňanský príkrov, časť veporika (séria Veľkého Boku) predstavuje jeho obal a časť je pohltená do sutúry.
- <u>Šiprúnska zóna</u> predstavuje intrakontinentálne skrátenie v rámci štruktúr tatrika cca o 10 km v období strednej kriedy (90 Ma).
- <u>Infratatrická zóna</u> v západnej časti Západných Karpát (predstavuje dve zóny: <u>Hrádok - Zlatníky – Kunerád</u> a <u>Borinka – Modra</u>) je vyčlenená ako zóna medzi tatrikom s.s a infratatrikom. Obe jednotky sa líšia predovšetkým stupňom metamorfizmu, keď v infratatriku ma metamorfóza veľmi nízky až nízky stupeň. Odhad jej vzniku je vrchná krieda (80 - 70 Ma).
- <u>Penninicko-vahická zóna</u>, interprertovaná ako pôvodná subdukčná zóna, pokračovanie penninika do Západných Karpát vo forme vahika (Maheľ, 1981), predstavuje oceánickú sutúru po ligursko-piemontskej doméne na západe a iňačovsko-kričevského oceánu na východe. Predpokladá sa, že bola vyvinutá v jure

až kriede, resp. v eocéne. Je prakticky celá zakrytá centrálnymi Karpatami (belická jednotka na povrchu - Plašienka et al., 1995a,b, resp. iňačovsko-kričevská jednotka vo vrtoch - Soták et al., 1993, 1994). Vek uzatvárania je odhadnutý na 70 -60 Ma. Je zo všetkých sutúr najviac deformovaná následnými orogenetickými pochodmi.

 Magursko-krosenská zóna. Predstavuje zónu akrečného klinu Západných Karpát s hlavnými príkrovovými zónami magurskou (45-23 Ma), krosenskou (22-12 Ma) a predmiocénnym reliéfom severoeurópskej platformy.

4.2. Zlomy a zlomové pásma

Tieto štruktúry vertikálneho charakteru a lineárneho priebehu sú v neustálej pozornosti geofyziky. Usporiadanie geofyzikálnych štruktúr vedúcich k interpretácii zlomov a zlomových zón je najmarkantnejšie v rezoch reflexnej seizmiky (obr. 14 až 21), kde najmä v sedimentárnych oblastiach môžeme na základe nespojitosti v priebehu seizmostratigrafických horizontov dobre určiť zlomy a zlomové pásma (obr. 18, 19, 20). Podľa ich pokračovania do horizontu charakterizujúcich mladšie sedimenty môžeme dokonca určiť obmedzenie ich doby trvania (obr. 19c,d,e). Menej zreteľný je obraz porušenia zlomovými štruktúrami na profiloch, ktoré obsahujú seizmický obraz silne porušený predchádzajúcimi tektonickými pochodmi (pozri napr. obr. 14).

Podobný princíp interpretácie zlomovej tektoniky sa používa v geoelektrických metódach (VES), kde ukazovateľom tektoniky je porušenie a posun sledovaného odporového horizontu (obr. 32). Ostatné metódy tohto druhu symetrické odporové sondovanie (SOP), kombinované

odporové profilovanie (KOP) a iné určujú zlomy pri povrchu podľa znížených odporov a sú spravidla obsiahnuté v geologických mapách.

Použitie gravimetrie (Linsserova metóda - obr. 49) predstavuje indície hustotných vertikálnych rozhraní a ich geologická interpretácia je menej jednoznačná (viď napr. štruktúry v sutúrnych zónach). Napriek tomu vymedzujú niekoľko významných zlomových zón. Okrem indícií, ktoré charakterizujú základné príkrovové zóny, pozorujeme výrazné členenie panví (dunajská, východoslovenská) do gráberových štruktúr. Významné je severojužné pásmo indikované na juh od turčianskej kotliny. Táto zóna je známa ako stredoslovenská zlomová zóna. Prevažná časť týchto grabenových štruktúr je najmä v západnej časti centrálnych Západných Karpát asymetrická, čo signalizuje zlomy listrického pôvodu.

Zo zlomových štruktúr možno vyčleniť <u>zlomy z nízkym uhlom úklonu</u> (obr. 14, resp., 16). Sú to typické extenzné prvky zemskej kôry. Kým na profile 2T (obr. 14, 15) sa jedná o využitie pôvodnej sutúry k extenznému rozpadu, predispozícia druhej (obr. 16) nie je známa.

<u>Štruktúry kvetinového typu</u> (flower structures) sú zaznamenané na profile 3T (obr. 16). Charakterizujú horizontálne posuny v oblastiach ich ohybu (oblúku). Negatívnou kvetinovou štruktúrou sa javí najmladšia časť zohorského grabenu, pozitívnou naopak elevačná zóna v centrálnej časti dunajskej panvy (obr. 19e). Podobné štruktúry boli zaznamenané aj na okrajoch dunajskej, resp. východoslovenskej panvy (obr. 20). Interpretovať štruktúry tohto typu je veľmi komplikované, často až nemožné, najmä na profiloch s komplikovaným seizmickým obrazom.

5. Interpretačné profily

K pochopeniu vývoja Západných Karpát a ich okolia z hľadiska vývoja litosféry ako celku, boli v poslednej dobe skonštruované dva druhy rezov:

- Prvý druh súvisí so štúdiom mechanických vlastností (reológie) litosféry. Fyzikálne vlastnosti hornín závisia predovšetkým od priebehu teploty a tlaku v litosfére. Preto reologické štúdie sú veľmi dôležité a slúžia ako fyzikálna kontrola geodynamických modelov.
- Druhý predstavuje komplexné geofyzikálno-geologické rezy celou litosférou (napr. Bezák et al., 1997; Bielik et al. 1998 a Šefara et al., 1996). Tieto zjednocujú všetky dostupné geofyzikálne údaje do modelov charakterizujúcich nehomogenity litosféry, ako základného priestoru tektonosféry.

5.1. Reologické modely

Prvým pokusom skúmať reológiu litosféry v Západných Karpatoch a Panónskej panvy boli výpočty efektívnej elastickej hrúbky (Effective Elastic Thickness - EET) a rigidity. Tieto parametre patria k najdôležitejším mechanickým vlastnostiam a charakterizujú určitý odpor litosféry voči deformáciám (Bielik a Stríženec, 1994; Bielik a Ursíny, 1997; Ursíny a Bielik, 1997). Dané parametre boli určené metódou ohybu tenkej nekonečnej elastickej platne (litosféry). Príčinou ohybu bolo podpovrchové zaťaženie, ktoré bolo vyvolané hustotne ťažkými hmotami interpretovanými v spodnej kôre a v spodnej časti vrchnej kôry na základe hustotného modelovania. Touto, veľmi jednoduchou metódou bola hrúbka elastickej mocnosti litosféry v Západných Karpatoch a panónskej panve odhadnutá na 25-30 km. Zhruba tá istá veľkosť spomínaných parametrov bola zistená aj v predpolí Západných Karpát (Bielik 1995). Avšak tu sa predpokladalo povrchové zaťaženie zlomenej tenkej elastickej platne. Podobné štúdie reológie litosféry pod vonkajšími Západnými Karpatami boli vykonané tiež Krzywiecom a Jockymom (1997) a Zoetemeijerovou et al., (1999). Zoetemeijerová et al. (1999) vypočítali veľmi nízke EET = 3.5 - 16 km, zatiaľ čo EET určená Krzywiecom a Jochymom (1997) sa pohybovala od cca 8 až do 25 km. Napriek týmto rozdielnym hodnotám EET všetky práce jasne dokazujú, že geodynamický vývoj vonkajších Západných Karpát bol riadený ohybom podsúvajúcej sa európskej litosférickej platne. Tento ohyb je vyvolaný

Najnovšia a doteraz najkomplexnejšia štúdia mechanických vlastností litosféry v Západných Karpatoch, panónskej panve a Českom masíve bola publikovaná v práci Lankreijer et al. (1999). Na základe komplexných hustotných modelov boli najskôr navrhnuté litologické modely. Na nich potom extrapoláciou reologických vlastností boli vypočítané distribúcie teplôt v litosfére a napokon boli určené finálne modely predpovede reologického chovania litosféry na dvoch profiloch (obr. 51). Modely ukázali význačné laterálne zmeny v reológii litosféry pre rôzne tektonické jednotky. Určená reológia litosféry má v konečnom dôsledku veľmi dôležité aplikácie pre geodynamické rekonštrukcie.

Reologicky veľmi pevná (odolná voči deformáciám, namáhaniu) litosféra poľskej platformy kontrastuje s veľmi slabou (poddajnou) litosférou panónskej panvy. Výsledky naznačujú, že oblúkovitý tvar karpatského orogénu je primárne spôsobený zdedenými tvarmi starého okraja severoeurópskej platformy v mieste súčasného predpolia, zatiať čo panónske jednotky pasívne vypĺňali uvoľnený priestor v procese hraníc ustupujúcej subdukcie (retreating







Obr. 51b. Reologický model pozdĺž profilu C - C' (Bielik et al., 2001). a) hustotný model, b) priebeh povrchovej hustoty tepelného toku, c) distribúcia teploty v litosfére, d) reologický model. Biela farba vymedzuje oblasti duktílne, zatiaľ čo šedočierne farby rigídne.

subduction boundary) v zmysle Roydenovej (Royden, 1993). Severoeurópska a podobne aj Moezijská platforma vykazuje reologickú anizotropiu spôsobenú SZ-JV smerom zoslabnutých

zón paralelných s Tornquist-Teiseyrovou zónou. Táto anizotropia bola hlavným kontrolným faktorom chovania sa litosféry v tejto oblasti od kaledónskeho veku, čo je dokumentované aj geologickou históriou Sudetského pohoria, mezozoického poľského trógu, vrchnokriedovej alpínskej inverzie, neogénneho vývoja karpatského predpolia a mnohých iných štruktúr.

Reologické predpovede pre Český masív podporujú myšlienku, že rigídna litosféra Českého masívu je ovládaná ohybom alpsko-karpatskej prechodovej zóny. Tento proces je vyjadrený horizontálnymi pohybmi veľkej mierky, zároveň otvárajúcich viedenskú panvu. V oblasti predpolia Západných Karpát sa predpokladajú hladiny odlepenia vo vrchnej a spodnej kôre vedúce k oddeleniu kôrového a podkôrového ohybu vo väčšine tohto územia.

Reologické výsledky získané na profile 2T jasne ukazujú pokles pevnosti litosféry v smere do panónskej panvy. Oblasť poľského predpolia Západných Karpát je charakterizovaná horizontálnou reologickou stratifikáciou litosféry. Mechanicky odolné chovanie sa litosféry je predpovedané vo vrchnej časti kôry, najvrchnejšej časti spodnej kôry a najvrchnejšej časti plášťa. V Západných Karpatoch spodnokôrová pevnosť sa úplne stráca a litosférická odolnosť klesá v JV smere. Predpovedaná EET sa mení od 15 do 23 km. Typická panónska reologická stavba je charakterizovaná len veľmi malou hrúbkou reologicky pevnej vrstvy nachádzajúcej sa v prvých desiatich km kôry a už úplne sa strácajú vrstvy odolnosti v spodnej kôre a spodnej litosfére. Extrémne malé hodnoty EET = 5-10 km sú výsledkom veľkej povrchovej hustoty tepelného toku a extrémne plytkej astenosféry v tejto oblasti. V konečnom dôsledku to znamená, že v prípade panónskej panvy ide o mimoriadne reologickú slabú litosféru.

- 141 -

5.2. Integrálne interpretované modely

Na konštrukcii týchto modelov sú využívané všetky existujúce údaje o litosfére, počínajúc seizmológiou (obr. 33, 34 a 35), seizmikou (obr. 6 až 21), MTS (obr. 30 a 31), gravimetriou, geotermikou, magnetometriou a na ne nadväzujúce modely magnetické a hustotné tak, aby rozhrania a telesá z jednotlivých metód neboli vo vzájomnom rozpore. Prihliadalo sa tiež na pravdepodobnosť čiastkových výsledkov z titulu podrobnosti meraní a ich hĺbkového dosahu, nejednoznačnosti použitej obrátenej úlohy a anizotropie niektorých fyzikálnych vlastností. Za najvierohodnejšie sú považované údaje zo seizmiky, najmä reflexnej, ktoré tvoria hlavný skelet modelových rozhraní pre ďalšie čiastkové modely. Magnetické modely sú zo spodu vždy obmedzované izográdou Curieho teploty.

Špecifické postupy treba uvažovať pri obrátenej úlohe gravimetrie. Hustotné modely, ktoré sú jej výsledkom, v zmysle gravitačnej nestability systému litosféra - astenosféra majú tendenciu usporiadať sa do izostatickej rovnováhy. Štúdiom týchto modelov (obr. 52) bolo zistené, že skladanie sa gravitačných účinkov hlavných hustotných rozhraní, usporiadaných do izostatickej rovnováhy vedie:

- Ku vzájomnej kompenzácii hlavných tiažových zložiek tiažového poľa (pochádzajúcich od astenosféry, Moho, sedimentov, rozhrania medzi vrchnou a spodnou kôrou) do výsledného poľa s menšími amplitúdami.
- Ku koherencii vlnového obrazu tiažového poľa (vznik anomálnych tvarov podstatne kratších, ako sú dĺžky poľa pôvodných anomálnych telies).


Obr. 52. Modelovanie javu kompenzácie a korekcie tiažového poľa modelom litosféry s izostatickou rovnováhou (Šefara, 1987). Modely: S - podložie sedimentov, C - Conrádová diskontinuita, M - Moho diskontinuita, A-astenosféra. Gravitačné účinky V_z jednotlivých modelov.

Pri tvorbe komplexných modelov litosféry bol použitý model lokálnej izostatickej rovnováhy, čo vyplýva aj z reologicky slabej litosféry v karpatsko-panónskej oblasti. Bolo preukázané (Lillie et al. 1994 a Bielik 1998), že kompenzácia hmôt prebieha v celej alpsko-karpatskej litosfére (obr. 53).

Hustotné modely litosféry v troch rôznych častiach Západných Karpát (na západe Profil B-B´ - obr. 54, v centre Profil A-A´ - obr. 55 a na východe C-C´ - obr. 56) obsahujú všetky dostupné informácie spresnené na model v izostatickej rovnováhy. Výsledné modelu upozorňujú predovšetkým na "odstrešenie" (unroofing) v strednej časti profilov a najmä na nehomogenity v spodnej časti litosféry, považované za reaktivované nehomogenity litosféry, pôvodne sutúrnej povahy. Upozornené bolo tiež na spätosť týchto zón s výnosom tepla k povrchu konvekciou. Prvý model vo východnej časti Západných Karpát (obr. 57) upozorňuje na možnosť reliktu subdukujúcej platne v tejto oblasti a na jej pravdepodobné odtrhnutie (slab detachment), na relikty kôry oceánickeho typu v podloží východoslovenskej panvy magnetické teleso). Rez končí na SV strane v Teyseyre-Tornquistovej zóne s výrazným zhrubnutím kôry i celej litosféry.

CARPATHIAN-PANNONIAN BASIN ISOSTATIC MODEL



Obr. 53. Hustotný model karpatsko-panónskej oblasti spĺňajúci podmienku lokálnej izostázie (Lillie et al., 1994). Vysvetlivky: a) gravitačný účinok Moho, b) gravitačný účinok sedimentov a topografie panónskej panvy, c) gravitačný účinok astenosféry, d) anomália na voľný vzduch a Bouguerova anomália modelu.



Obr. 54. Komplexný geofyzikálno-geologický rez celou litosférou v západnej časti Západných Karpát (profil 3T). Podľa Bezáka et al. (1997). Vysvetlivky: pozri vysvetlivky obr. 56.



Obr. 55. Komplexný geofyzikálno-geologický rez celou litosférou v strednej časti Západných Karpát (profil 2T). Podľa Bezáka et al. (1997). Vysvetlivky: pozri vysvetlívky obr. 56.



Obr. 56. Prvý komplexný model litosféry na profile vo východnej časti Západných Karpát (Bezák et al., 1997). Vysvetlivky: 1 - hustotné hranice (hodnoty sú v g.cm⁻³),
2 - magnetické telesá (jednotky sú v 10⁻³SI), 3 - vrstvy veľmi nízkeho odporu,
4 - Currieho izográda (575°C), PKB - bradlové pásmo, LAB - hranica litosféra-astenosféra, ULCB - hranica medzi vrchnou a spodnou kôrou.



Obr. 57. Geologicko-geofyzikálny rez litosférou pozdĺž profilu C - C' (Bielik et al., 1988). Vysvetlivky: 1 - neogén, 2 - neovulkanity, 3 - flyš, 4 - mezozoikum, 5 - ťažké anomálne teleso, 6 - spodná kôra s vlastnosťami vrchného plášťa, 7 - výzdvih (updoming), 8 - odstrešnenie (unroofing), 9 - astenosféra, 10 - Moho, resp., PaleoMoho, 11 - hranica medzi spodnou a vrchnou kôrou, 12 - hranica medzi spodnou a vrchnou kôrou s vlasnoťami vrchného plášťa, 13 - Currieho izográda, 14 - predpokladaná subdukčná zóna, 15 - horizontálne pohyby kolmo na rez profilu, 16 - zlomy typu kvetinovej štruktúry, 17 - karpatská vodivostná zóna, PKB - bradlové pásmo, HVU - Humenské vrchy, REP - riftovaná severoeurópska platforma, CPB - karpatsko-panónsky blok, IKU - inačovsko-kričevská jednotka.

6. Zoznam tabuliek

- Tab. č. 1. Priemerné rýchlosti pozdĺžnych elastických vĺn v_P a koeficienty rýchlostnej anizotropie *k* pre hlavné typy kryštalických hornín pod tlakom 1GPa (podľa Babušku a Prosa, 1994).
- Tab. č. 2. Hustoty hornín mezozoických útvarov vnútorných Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).
- Tab. č. 3. Hustoty hornín mladšieho paleozoika vnútorných Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).
- Tab. č. 4. Hustoty hornín staršieho paleozoika vnútorných Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).
- Tab. č. 5. Hustoty hornín staršieho paleozoika vnútorných Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).
- Tab. č. 6. Magnetická susceptibilita hornín Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).
- Tab. č. 6. Pokračovanie. Magnetická susceptibilita hornín Západných Karpát (Ibrmajer a Suk et., 1989).

7. Zoznam obrázkov

- Obr. 1a. Rýchlostné krivky na vrtoch v podunajskej panve podľa seizmokarotáže (Šefara et al., 1987).
- Obr. 1b. Rýchlostné krivky na vrtoch v dunajskej panve podľa seizmokarotáže (Šefara et al., 1987).
- Obr. 2. Rýchlosti seizmických pozdĺžnych elastických vĺn v troch osiach kolmých na vzorku (podľa Blížkovského et al., 1986).
- Obr. 3. Závislosť prirodzených hustôt na hĺbke panví. Vysvetlivky: 1 viedenská panva, 2 dunajská panva, 3 Výchoslovenská nížina (Šefara et al., 1987).
- Obr. 4. Distribúcia prirodzených hustôt stredoslovenských neovulkanitov (podľa Blížkovského et al., 1986). Hodnoty sú v gcm⁻³.
- Obr. 5. Situácia profilov hlbinnej seizmickej sondáže (HSS). Podľa Mayerovej et al. (1994). Vysvetlivky: V a VI – medzinárodného profily; K, B, F a R - národné profily.
- Obr. 6. Seizmický rez pozdĺž medzinárodného profilu HSS VI. Priebeh seizmických rýchlosti v_p a tzv. Zóny hlbinných zlomov. Západokarpatské jednotky sú vyznačené šrafovane (Beránek a Zátopek, 1981).
- Obr. 7. Seizmický rez pozdĺž medzinárodného profilu HSS V. Podľa Ibrmajera a Suka (1989). Zjednodušená verzia interpretácie Moho a tzv. hlbinných zlomových zón.
 Vysvetlivky: 1 flyšové pásmo vonkajších Západných Karpát, 2 centrálno-karpatský flyš, 3 granodiority, 4 obalové jednotky, 5 granity, 6 kryštalické bridlice, 7 spodná kôra, 8 mezozoikum, 9 neogénne sedimenty, (Beránek a Zátopek, 1981).

- Obr. 8. Profil HSS K I (dunajská panva). Podľa Ibrmajera a Suka (1989). Interpretácia Moho a rýchlostných rozhraní v kôre. Vysvetlivky: hodnoty rýchlostí v_p. V dolnej časti je uvedený priebeh tiažového poľa.
- Obr. 9. Profil K III (Ostrava Ipeľsko-rimavská kotlina). Podľa Ibrmajera a Suka (1989).
 Interpretácia Moho, rýchlostných rozhraní, čiastočne rýchlosti vo vrchnej časti kôry.
 Vysvetlivky: hodnoty rýchlostí vp, A flyšové pásmo vonkajších Západných Karpát,
 B flyšové sedimenty magurskej jednotky, C bradlové pásmo, D centrálnokarpatsky paleogén, E mezozoikum a kryštalinikum Západných Karpát, F neogénne sedimenty Turčianskej a Zvolenskej kotliny, G stredoslovenské
 neovulkanity, H neogénne sedimenty Ipeľskej kotliny.
- Obr. 10a. Regionálny profil K II (Jeseník Ipeľsko-rimavská kotlina). Podľa Mayerovej et al. (1994). Interpretácia Moho, rýchlostných rozhraní, čiastočne rýchlosti vo vrchnej časti kôry.
- Obr. 10b. Regionálny profil 100R (flyšové pásmo vonkajších Západných Karpát). Podľa Ibrmajera a Suka (1989). Interpretácia Moho, rýchlostných rozhraní a čiastočne rýchlostí v kôre.
- Obr. 11a. Priebeh efektívnych stredných rýchlostí z hodochron refragovaných a odrazených vĺn na profile K III (Beránek et al., 1975)
- Obr. 11b. Priebeh vrstevnatých rýchlostí z hodochron refragovaných a odrazených vĺn na profile K III (podľa Meyerovej et al., 1994).
- Obr. 12a. Schéma Moho-diskontinuity podľa výsledkov HSS na profiloch a v bodoch priemyselných odstrelov Mayerová et al., 1994). Hodnoty izohyps sú v km.
- Obr. 12b. Schéma Moho diskontinuity (v km). Podľa Bližkovského et al. (1986).
- Obr. 13. Situácia seizmických reflexných profilov (SRB) s predĺženou registráciou (Bielik a Šefara, 2002)

- Obr. 14. Seizmický časový rez vybraných reflexov pozdĺž Profilu 2T (podľa Ibrmajera et al., 1994).
- Obr. 15a. Idealizovaný geologický rez Západných Karpát pozdĺž Profilu 2T. Vysvetlivky: vrchná kôra so sedimentárnym pokryvom pasívneho okraja severoeurópskej platne (Brunia), 2 spodná kôra pasívneho okraja severoeurópskej platne (Brunia),
 3 Subdukovaný akreačný komplex Krosnianského mora, vrchná mikroplatňa ALCAPA, 4 neogén Lučeneckej a Rimavskej kotliny (Juhoslovenská nížina),
 5 subdukčný akreačný komplex vnútornej Magury, 6 bradlové pásmo (PKB),
 7 centrálnokarpatský paleogén (podhalie), 8 subtatrikum, 9 obalové mezozoikum tatrika, 10 granodiority tatrika, 11 kryštalické bridlice tatrika,
 12 vrchná kôra tatrika, 13 spodná kôra tatrika, 14 severné veporikum,
 15 granodiority veporika, 16 južné veporikum, 17 gemerikum, 18 silický príkrov, 19 Moho diskontinuita, 20 násunové zlomy (podľa Ibrmajera et al., 1994 a Tomeka et al., 1987).
- Obr. 15b. Idealizovaný geologický rez Západných Karpát pozdĺž Profilu 2T. Vysvetlivky:
 1 spodná kôra pasívneho okraja severoeurópskej platne (Brunia), 2 vrchná kôra so sedimentárnym pokryvom pasívneho okraja severoeurópskej platne,
 3 sedimentárny pokryv pasívneho okraja severoeurópskej platne (Brunia),
 4 subdukovaný akreačný komplex Krosnianského mora (vonkajšie Západné Karpaty), 5 bradlové pásmo (PKB), 6 spodná kôra tatrika, 7 tatrikum,
 8 mezozoikum, 9 severné veporikum, 10 a 13 južné veporikum,
 11 a 12 gemerikum, 14 spodná kôra panónskej panvy, 15 centrálnokarpatský paleogén (podhalie), 16 neogénne sedimenty. Podľa Tomeka et al. (1987).

Obr. 16a. Seizmický časový rez vybraných reflexov pozdĺž Profilu 3T (Ibrmajer et al., 1994).

- Obr. 16b. Seizmický časový rez vybraných reflexov pozdĺž Profilu 3T (Ibrmajer et al., 1994). Kvetinová štruktúra (flower structure) v záhorsko-plaveckom grábene; zväzok reflexov F,G,I - normálové zlomy; M - Moho; H - extenzia v spodnej kôre.
- Obr. 17. Seizmický časový rez vybraných reflexov pozdĺž Profilu 8HR (Tomek a Hall, 1993). b) idealizovaný geologický rez. Vysvetlivky: spodná platňa - Český masív:

1 - oligocénne sedimenty, 2 – mezozoické sedimenty, 3 - paleozoické sedimenty,
 4 - podložie, 5 – transparentná vrchná kôra. Vrchná platňa - vonkajšie Západné
 Karpaty (akreačná prizma): 6 - vrchnoneogénne sedimenty, 7 - neogénne sedimenty,
 8 - spodnoneogénne sedimenty.

- Obr. 18. Reflexný seizmický profil 601/79 cez viedenskú panvu (migrovaná verzia).
 1 panón, 2 sarmat, 3 baden, 4 karpat + miocén, I sedimenty flyšových jednotiek. Podľa Ibrmajera a Suka (1989)
- Obr. 19a. Situácia seizmických reflexných profilov v oblasti podunajskej panvy (podľa Hrušeckého, 1999).
- Obr. 19b. Vysvetlivky k obrázkom 19c,19d a 19e (podľa Hrušeckého, 1999).
- Obr. 19c. Migrovaný reflexný seizmický profil MXS 2/92. Geologická interpretácia podľa Hrušeckého (1999).
- Obr. 19d. Migrovaný reflexný seizmický profil 556/82-83 (podľa Hrušeckého, 1999). Geologická interpretácia podľa Hrušeckého (1999).
- Obr. 19e. Migrovaný reflexný seizmický profil 551/80-83 (podľa Hrušeckého, 1999). Štruktúrne úrovne a seizmické intervaly neogénnej a kvartérnej výplne.
- Obr. 20. Seizmický časový rez reflexov pozdĺž Profilu 573/80 vo východoslovenskej panve (migrovaná verzia). Vysvetlivky: 1 - panon+pliocén; 2 - vyšší sarmat; 3 – spodný sarmat; 4 - vrchný baden; 5 - stredný, spodný baden-karpat; 6 – podložie (paleozoikum?); A,B - zlomy močaranské; C - zlom Senného. Podľa Ibrmajera a Suka (1989).
- Obr. 21. Seizmický časový rez reflexov pozdĺž profilu 512/86 idúceho cez flyšové pásmo vonkajších Západných karpát (oravská časť - skorušinská panva). Migrovaná verzia pomocou koherenčného flitra. Reprocesing: ELGI Budapešť, 1996 (Vozár a Šantavý, 1999).

- Obr. 22. Synoptická tiažová mapa (mapa úplných Bouguerových anomálií) strednej Európy (Ibrmajer a Suk, 1989). Krok izolínií je 20 mGal.
- Obr. 23a. Schéma mapy úplných Bouguerových anomálií Slovenska (podľa meraní v mierke 1:25 000). Vysvetlivky: 1 - kladné izanomály, 2 - nulové izoanomály, 3 – záporne izanomály (podľa Šefaru et al., 1987; Ibrmajera a Suka 1989).
- Obr. 23b. Mapa úplných Bouguerových anomálií (tiažového poľa) Slovenska (podľa meraní v mierke 1:25 000, GEOCOMPLEX, a.s.). Vysvetlivky: červený odtieň - kladné hodnoty, zelenomodrý odtieň - záporne hodnoty.
- Obr. 24a. Odkrytá tiažová mapa centrálnych a vnútorných Západných Karpát opravená o gravitačný účinok MOHO (Šefara et al., 1987). Hodnoty sú v mGal.
- Obr. 24b. Farebná schéma odkrytej tiažovej mapy Slovenska (Ibrmajer a Suk, 1989). Vysvetlivky: 1 - kladné izanomálie, 2 – nulové izanomálie, 3 - záporné izanomálie.

Obr. 25. Mapa reziduí odkrytej gravimetrickej mapy, charakterizujúce prevažne nehomogenity
vrchnej kôry (vo vnútorných Západných Karpatoch bez sedimentov:
g_{rez} = g_{odkr} - V_Z(hs). Rezídium bolo vypočítane tak, že od odkrytej tiažovej mapy bol odpočítaný gravitačný účinok hlbinnej stavby (V_Z(hs)). Podľa Šefaru et al. (1987).
Vysvetlivky: prerušovaná krivka sú záporné hodnoty, bodkočiarkovaná krivka je nulová izanomála a plná krivka je kladná izanomála. Hodnoty sú v μms⁻².

Obr. 26a. Synoptická mapa zložiek magnetického poľa v Západných Karpatoch (Filo a Kubeš, 1994). Vysvetlivky: 1 - kontúry Z a ΔT (nT), 2 - oblasti merané rôznymi skupinami, 3 - typy originálnych máp: 1 a 3 kontúry máp Z, kontúry máp ΔT (80 m nad povrchom), 4 - kontúry máp ΔT (500 m nad povrchom zeme), 5 - kontúry máp ΔT (300 m nad povrchom zeme). Hlavné anomálie: I - oblasť neovulkanických pohorí, II - topolčiansky záliv, III - Podunajská nížina, IV,V,VI – Slovenské Rudohorie, VII - Východoslovenská nížina, VIII - kontakt medzi Českým masívom a Západnými Karpatmi.

- Obr. 26b. Mapa totálneho vektora magnetického poľa ∆T Slovenskej republiky (Kubeš et al., 2001). Hodnoty sú v nT.
- Obr. 27. Mapa a histogram hustoty povrchového tepelného toku Slovenska. Hodnoty sú v mWm-2 (Král 1995 in Franko, 1996).
- Obr. 28. Distribúcia teploty na Moho diskontinuite v strednej Európe (Čermák, 1994). Hodnoty sú v °C.
- Obr. 29. Mapa hustoty povrchového tepelného toku karpatsko-panónskej oblasti. Hodnoty sú v mWm-2 (podľa Krála 1995 a Čermáka 1983 upravili Šefara et al., 1996).
- Obr. 30. Interpretácia magnetotelurického sondovania (MTS) pozdĺž profilu 2T (Varga a Lada, 1988) . Hodnoty sú v m.
- Obr. 31. Karpatská vodivostná anomália odvodená zo vzniku Wieseho vektorov (Červ et al., 1994). CPA-karpatská vodivostná anomália.
- Obr. 32. Vertikálny izoohmický rez (Šujan in Bielik et al., 2008)
- Obr. 33. Epicentrá zemetrasení Slovenska. Krúžky znamenajú veľkosť epicentrálnej intenzity v Mercalli-Sieberg-Kárnikovej (MSK) stupnici (podľa Labáka a Broučka, 1996).
- Obr. 34a. Hĺbky hranice litosféra-astenosféra v centrálnej a juhovýchodnej Európe. Hodnoty boli určené na základe rezíduí reprezentatívnych priemerných P – vĺn vypočítaných pre jednotlivé seizmologické stanice (Babuška et al., 1987) a s prihliadnutím na údaje z MTS.
- Obr. 34b. Hĺbky hranice litosféra-astenosféra v centrálnej a juhovýchodnej Európe podľa Horvátha (1993). Hodnoty boli určené na základe rezíduí reprezentatívnych priemerných P – vĺn vypočítaných pre jednotlivé seizmologické stanice (Babuška et al., 1987) a doplnené o magnetotelurické merania najmä v oblasti Maďarska.

- Obr. 35. Rez odchýliek (v %) seizmických rýchlostí od zvoleného rýchlostného modelu PM-2 (podľa Spakmana et al. 1993 upravil Šefara et al. 1998). LV - zóna nízkych rýchlosti (low velocities zone).
- Obr. 36. Paleomagnetické údaje (paleodeklinácie) dokumentujúce rôzny smer rotácie počas kriedy až vrchného miocénu (podľa Kováč et al., 1997; Kováča, 2000).
- Obr. 37a. Súčasné vertikálne pohybové tendencie Zeme na Slovensku získané veľmi presnou geodetickou niveláciou (verzia 1, Kvitkovič a Plančár ,1979).
- Obr. 37b. Súčasné vertikálne pohybové tendencie Zeme na Slovensku získané veľmi presnou geodetickou niveláciou (verzia 2, Vanko, 1988).
- Obr. 38. Recentné vertikálne pohyby v karpatsko-panónskej oblasti (upravené podľa Joó et al., 1987).
- Obr. 39. Hrúbka litosféry v karpatsko-panónskej oblasti podľa seizmológie (upravené podľa Horvátha, 1993). Izolínie sú v km.
- Obr. 40. Hrúbka zemskej kôry (Moho). Upravené Šefarom et al. (1996) podľa Horvátha (1993). Izolínie sú v km.
- Obr. 41. Reliéf predterciérneho podložia centrálnych a vnútorných vnútorných Západných Karpát. 1 nadmorská výška reliéfu v m, 2 okraje panví (Šefara et al., 1987).
- Obr. 42. Rozloženie magnetických anomálií totálneho vektora magnetického poľa nad vulkanickou štruktúrou Poľany (Ibrmajer a Suk, 1989). Vysvetlivky: 1 nulové izolínie, 2 záporné izolínie, 3 kladné izolínie. Hodnoty sú v nT.
- Obr. 43. Reliéf predterciérneho podložia v karpatsko-panónskej oblasti (upravené Kováčom et al., 997 a Kováčom 2000 na základe Kilényiovej a Šefaru, 1989). Hodnoty sú v km.

Obr. 44. Hrúbky kvartéru v podunajskej panve (Draskovits et al., 1997). Hodnoty sú v m.

- Obr. 45. Reliéf gemerického granitu (Mikuška, 1986; Šefara et al., 1987). Vysvetlivky:
 - 1 reliéf hlbinného telesa v km, a približné ohraničenie a hĺbka spodného okraja telesa v km od hladiny mora (podľa gravimetrie); 2 hlbinné zlomové zóny (II. a III. rádu); 3 gemerické granity (suprakrustálne), a na povrchu, b pripovrchové, c hlbšie; 4 izohypsy Moho v km.
- Obr. 46. Klenovská tiažová anomália (Gnojek a Janák ,1986; Filo in Šefara J. et al., 1987).
 Vysvetlivky: a) Situácia územia a prehľadná geologická mapa. 1 karbonatické horniny; 2 fylitické bridlice; 3 fylity, svory, ruly; 4 amfibolity; 5 migmatity; 6 granitoidy; 7 tektonické rozhrania; 8 štruktúrny vrt; 9 línia interpretovaného profilu. b) mapa úplných Bouguerových anomálií, izolínie sú po 0.5 mGal. c) mapa aeromagnetických anomálií ΔT [nT]. d) schéma geofyzikálnych štruktúr.
 e) Interpretovaný profil: (d-e): 1 fylitické bridlice, 2 fylity až svory s amfibolitmi a karbonátmi, 3 fylity, 4 migmatity, 5 granitoidy, 6 klenovský granit, 7 geofyzikálne rozhranie, 8 hranice útvarov, 9 os anomálie SP, 10 reliéf klenovského granitu (km).
- Obr. 47.. Geofyzikálny model rochovského granitu: profil Čierna Lehota Gočaltovo (Filo a Kurkin in Šefara, et al., 1987). Vysvetlivky: 1 rochovský granit, 2 metabáziká, 3 ultrabáziká, 4 granitoidy, 5 séria hladomornej doliny, 6 staršie paleozoikum, 7 karbón a perm gemerika, 8 mezozoikum gemerika.
- Obr. 48. Interpretácia gravimetrie na profile Lom nad Rimavicov Zlatno (Šefara et al., 1987). Vysvetlivky: telesá 3 a 4 predstavujú granity. Granitové hmoty smerom juhovýchodným poklesávajú až do hĺbky cca 7 km.
- Obr. 49. Mapa indícií vertikálnych hustotných rozhraní (Linsser, h = 4 km). Podľa Šefaru in Ibrmajer a Suk (1989).

- Obr. 50a. Mapa zobrazujúca suturne zóny (zón skrátenia) v oblasti Západných Karpát (Hók et al., 2000). Krúžky znamenajú veľkosť epicentrálnej intenzity v Mercalli-Sieberg-Kárnikovej (MSK) stupnici.
- Obr. 50b. Hlavné zóny skrátenia Západných Karpát (Šefara et al., 1998). Krúžky znamenajú veľkosť epicentrálnej intenzity v Mercalli -Sieberg-Kárnikovej (MSK) stupnici.
- Obr. 51a. Reologický model medzinárodného profilu hlbinnej seizmickej sondáže (HSS VI). Podľa Lankreijera et al. (1999). Biela farba vymedzuje oblasti duktílne, zatiaľ čo šedočierne farby rigídne. Horný obrázok znázorňuje priebeh hustoty povrchového tepelného toku.
- Obr. 51b. Reologický model pozdĺž profilu C C' (Bielik et al., 2001). a) hustotný model,
 b) priebeh povrchovej hustoty tepelného toku, c) distribúcia teploty v litosfére,
 d) reologický model. Biela farba vymedzuje oblasti duktílne zatiaľ čo šedočierne farby rigídne.
- Obr. 52. Modelovanie javu kompenzácie a korekcie tiažového poľa modelom litosféry s
 izostatickou rovnováhou (Šefara, 1987). Modely: S-podložie sedimentov,
 C Conrádová diskontinuita, M Moho diskontinuita, A-astenosféra. Gravitačné účinky V_z jednotlivých modelov.
- Obr. 53. Hustotný model karpatsko-panónskej oblasti spĺňajúci podmienku lokálnej izostázie (Lillie et al., 1994). Vysvetlivky: a) gravitačný účinok Moho, b) gravitačný účinok sedimentov a topografie panónskej panvy, c) gravitačný účinok astenosféry, d) anomália na voľný vzduch a Bouguerova anomália modelu.
- Obr. 54. Komplexný geofyzikálno-geologický rez celou litosférou v západnej časti Západných Karpát (profil 3T). Podľa Bezáka et al. (1997). Vysvetlivky: pozri vysvetlivky obr. 56.

Obr. 55. Komplexný geofyzikálno-geologický rez celou litosférou v strednej časti Západných

Karpát (profil 2T). Podľa Bezáka et al. (1997). Vysvetlivky: pozri vysvetlivky obr. 56.

- Obr. 56. Prvý komplexný model litosféry na profile vo východnej časti Západných Karpát (Bezák et al., 1997). Vysvetlivky: 1 hustotné hranice (hodnoty sú v g.cm-3),
 2 magnetické telesá (jednotky sú v 10-3SI), 3 vrstvy veľmi nízkeho odporu,
 4 Currieho izográda (575°C), PKB bradlové pásmo, LAB hranica litosféra-astenosféra, ULCB hranica medzi vrchnou a spodnou kôrou.
- Obr. 57. Geologicko-geofyzikálny rez litosférou pozdĺž profilu C C' (Bielik et al., 1988).
 Vysvetlivky: 1 neogén, 2 neovulkanity, 3 flyš, 4 mezozoikum, 5 ťažké anomálne teleso, 6 spodná kôra s vlastnosťami vrchného plášťa, 7 výzdvih (updoming), 8 odstrešnenie (unroofing), 9 astenosféra, 10 Moho, resp., PaleoMoho, 11 hranica medzi spodnou a vrchnou kôrou, 12 hranica medzi spodnou a vrchnou kôrou, 12 hranica medzi spodnou a vrchnou kôrou s vlasnoťami vrchného plášťa, 13 Currieho izográda, 14 predpokladaná subdukčná zóna, 15 horizontálne pohyby kolmo na rez profilu, 16 zlomy typu kvetinovej štruktúry, 17 karpatská vodivostná zóna, PKB bradlové pásmo, HVU Humenské vrchy, REP riftovaná severoeurópska platforma, CPB karpatsko-panónsky blok, IKU inačovsko-kričevská jednotka.

8. Literatúra

- Ádám, A., Szarka L., Prácser E. a Varga G., 1996: Mantle plumes or EM distortions in the Pannonian Basin? (Inversion of the deep magnetotelluric (MT) soundings along the Pannonian geotraverse). Geophysical transactions, 40, 45-78.
- Ádám, A., Szarka, L. a Steiner, T., 1993: Magnetotelluric approximations for the asthenospheric depth beneath the Békés Graben. J. Geomagn. Geoelectr., 45, 761-773.
- Babuška, V., Plomerová, J. a Šílený, J. 1984: Spatial variations of P-residuals and deep structure of the European lithosphere. Geophys. J. R. Astr. Soc., 79, 363-383.
- Babuška, V., Plomerová, J. a Šílený, J., 1987: Structural model of the subcrustal lithosphere in central Europe, In: Fuchs, K. and Froidevaux, C. (Eds), Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System, Amer. Geoph. Un. Geodynamics, 16, 239-251.
- Babuška, V. a Pros, Z., 1994: Elastic properties of rocks and their anisotropy. In: Bucha, V. and Blížkovský, M. (Eds), Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Monogr.-Praha - Heidelberg, 5-12.
- Beránek, B., 1971: Study of the velocity conditions in the Earth's crust in the regions of the Bohemian Massif and The Carpathian system along international profiles VI and VII. Studia geoph. et geod., 15, Vydav. Čs. Akad. Věd, Praha, 316-330.
- Beránek, B. et al., 1972: The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology. Geop. trans., spec. ed. Budapest, 9-172.
- Beránek, B., Dudek, A. a Zounková, M., 1975: Rýchlostní modely stavby zemské kůry v Českém masivu a Západních Karpatech. Sbor. geol. věd, Užitá geofzika, 13, Ústř. Úst. geol., Praha, 7-20.
- Beránek, B., Leško, B. a Mayerová, M., 1979: Interpretation of seismic measurements along the Trans-Carpathian Profile K-III. In: Geodynamics investigations in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 201-226.
- Beránek, B. a Zátopek, A., 1981a: Earth's crust structure in Czechoslovakia and in Central Europe by methods of explosion seismology. In: Zátopek, A. (Ed.), Geophysical syntheses in Czechoslovakia. VEDA, 243-270.
- Beránek, B. a Zátopek, A., 1981b: Preliminary results of geophysical syntheses in Czechoslovakia and Central Europe based on explosion seismology until 1980. In: Geophysical Syntheses in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 469-497.

- Bezák, V. 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. Mineralia Slovaca, 26, 1-6.
- Bezák, V., Šefara, J., Bielik, M. a Kubeš, P., 1997: Models of the Western Carpathian Lithosphere. In: P. Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (Eds), Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. Slovaca Corporation-Geocomplex, a.s., Geofyzika Bratislava and Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, 25-34.
- Biela, A., 1978a: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Regionálna geológia Západných Karpát, 10, GÚDŠ, Bratislava.
- Biela, A., 1978b: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. Regionálna geológia Západných Karpát, 11, GÚDŠ, Bratislava.
- Bielik, M., 1988: A preliminary stripped gravity map of the Pannonian Basin. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 51, 185-189.
- Bielik M., 1995: Estimation of the effective elastic thickness and flexure rigidity in the Western Carpathians. Contr. Geophys. Instit. Slov. Acad. Sci., 25, 81-93.
- Bielik, M. 1998: Analysis of the gravity field in the Western and Eastern Carpathian junction area: density modeling. Geologica Carpathica, 49, 2, 75-83.
- Bielik, M., Dérerová, J. a Zeyen, H. 2002: New approach for determination of the Western Carpathian lithospheric thermal structure. In: Geologica Carpathica. - Vol. 53, special issue, 117-119.
- Bielik, M., Hók, J., Kučera, I., Michalík, P., Šujan, M., Šipka F., Dérerová, J. 2008: Aplikácia modelovania geofyzikálnych polí – impulz regionálneho rozvoja. Riešenie modelového územia Turčianskej kotliny. Správa za rok 2008. 65s.
- Bielik, M., Lankraijer, A. C., Zoetemeijer, R. 2001: Using of gravity and geothermal fields to rheological study in the Western Carpathians and the surrounding tectonic units. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, 47-60.
- Bielik M. a Stríženec P., 1994: Flexure of the lithosphere beneath the Pannonian Basin. Contr. Geophys. Inst. SAS, 24, 87-104.
- Bielik, M., Šefara, J., Bezák, V. a Kubeš, P., 1995: Deep-seated models of the Western Carpathians. In: Proceedings of the 1st Slovak Geophysical Conference. Bratislava: GFÚ SAV, S. 7-11
- Bielik, M., Šefara, J., Kováč, M., Plašienka, D., a Bezák, V., 2004: The Western Carpathians interaction of Hercynian and Alpine processes. Tectonophysics, Vol. 393, No. 1-4, s. 63-86
- Bielik, M. a Šefara, J., 2002: Deep structure of the Western Carpathians. Krystalinikum, 28, 7-62.
- Bielik, M. a Ursíny, M., 1997: Flexure of the elastic plate. Contr. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci., 27, 81-93.

- Buday, T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, II., Západní Karpaty sv. 2, Academia, Praha.
- Čekunov, A. V. (Ed), 1993: Litosféra Central'noj i Vostočnoj Evropy: Geotraversy III, VII, IX. Naukova dumka, Kijev, 159 (in Russian).
- Čekunov A.V., Ádám A.A., Blížkovský M., Bormann P., Guterch A., Dačev Ch., Kornea I., Kutas R.J., Magnickij V.A., Sollogub V.B., Chain V.E., Sollogub N.V. a Starostenko V.J., 1988: Litosfera Central'noj i Vostočnoj Evropy: Geotraversy I, II, V. Naukova dumka, Kijev, 165p. (in Russian)
- Čermák, V., 1983: Štúdium zemského tepelného toku. Československý časopis pre fyziku. Praha, 5.
- Čermák, V., 1984: Geotermické modely zemské kůry, jejich klasifikácie a tektonické přirazení. In: Zemská kôra a jej vzťah k nerastným surovinám. GÚDŠ Bratislava, 129-136.
- Čermák, V. 1994: Results of Heat flow studies in Czechoslovakia. In: Bucha, V. and Blížkovský, M. [Eds], Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Monogr.-Praha Heidelberg, 85-120.
- Červ, V., Pek, J. a Praus, O., 1984: Models of geoelectrical anomalies in Czechoslovakia. J. Geophys., 55, 161-168.
- Červ, V., Pek, J., Pícha, B., Praus, O.a Tobiášová, M. 1994: Magnetotelluric models of inhomogenity zones. In: Bucha, V. and Blížkovský, M. [Eds], Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Monogr.-Praha Heidelberg, 147-157.
- Dérerová, J., Zeyen, H. a Bielik, M., 2001: Determination of the lithosphere thickness in the Western Carpathians by means of geothermal-gravity-isostatic modelling. Slovak Geol. Mag., 7, 111-114.
- Dérerová, J., Zeyen, H., Bielik, M. a Salman, K., 2006: Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. Tectonics, 25, No. 3, Art. No. TC3009.
- Draskovits, P., Tkáčová, H. a Sorés, L., 1997: Geophysical exploration of Quaternaly formations in the area of the Danreg project. Geophysical Transactions, 41, 3-4, 133-142.
- Džuppa P., a Hladík P., 1993: Slovensko uhlie geofyzika. Záverečná správa. Manuskript, archív Geocomplex, a.s.
- Filo, M. a Kubeš, P., 1986: Geologická interpretácia magnetických anomálií Západných Karpát. In: Geofyzikálny model litosféry (Ed. M. Blížkovský). 45-78.
- Filo, M. a Kubeš, P., 1994: Geologic interpretation of the geomagnetic anomalies in the West Carpathians. In: Bucha, V. and Blížkovský, M. (Eds), Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Springer - Verlag and Academia. Berlin, Heidelberger, New-York and Praha, 200-207

- Franko, O., Remšík, A. a Fendek, M. (Eds), 1996: Atlas of Geothermal Energy of Slovakia, GÚDŠ Bratislava.
- Fusán, O. et al. 1981: Block Dynamics of the West Carpathians. In: Geophysical Synthese in Czechoslovakia. VEDA, vyd. SAV, Bratislava, 1981, s.213-221.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zborn. geol. vied, rad ZK 15. Geol. úst. D. Štúra, Bratislava, 1-173.
- Fusán, O., Ibrmajer, J. a Plančár, J. 1979: Neotectonics block of the West Carpathians. In: Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Red. J. Vaněk. Bratislava, Vydav. Slov. Akad. Vied., 187-192.
- Gaža, et al., 1985: Záverečná správa vyhľadávania uhľovodíkov v podunajskej panve počas rokov 1973-1983. MS-Archív Nafta, a.s., Gbely.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné zpracovaní letecky měřených geofyzikálních polí vnítřních Karpat do měřítka 1:50 000. Závěrečná zpráva. MS. Geofond, Bratislava
- Grand, T., Šefara, J., Bielik, M., Bezák, V. a Pašteka, R., 2002: Rinterpretation of gravimetric data in the Western Carpathians. Krystalinikum, 28, 103-108
- Grecula, P., 1982: Gemerikum segment riftového bazénu Paleotetýdy. Mineralia Slovaca, monog. Séria. Spišská Nová Ves, 288s.
- Grecula, P. a Kucharič, L. (Eds.) 1985: Spišsko-gemerské Rudohorie (SGR) geofyzika VP, rudy a nerudy. Čiastková záverečná správa. MS SGÚ, GP n.p., Geofyzika n.p. Bratislava. 67 s.
- Grecula, P. a Roth Z., 1978: Kinematic model of the Western Carpathians. Sbor. Geol. Věd, geol., 32, 96-102.
- Gross, P. a Köhler E., et al., 1980: Geologická stavba Liptovskej kotliny. Monografia. Bratislava.
- Guterch, A., M. Grad, G. R. Keller, K. Posgay, J. Vozár, A. Špičák, E. Brueckl, Z. Hajnal, H. Thybo a O. Selvi 2000: CELEBRATION 2000: Huge seismic experiment in central Europe, Geol. Carpathica, 51, 6, 413–414.
- Guterch, A., Grad, M., Materzok, R. and Perchuč, E., 1986: Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrium platforms in Poland (Tornqiust-Teysseyre zone). Tectonophysics, 128, 251-279.
- Hók, J., Bielik, M., Kováč, P., Šujan, M., 2000: Neotektonický charakter územia Slovenska. Mineralia Slovaca, 32, 5, 459-470.
- Horváth F., 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. Tectonophysics, 226, 333-357.
- Hrouda, P., 1978: Magnetic anizotropy and ductile deformation of rocks in zones of progressive regional metamorphism. Gerlands Beitr. Geophysics, 87, 126-134.

- Hrouda, P. a Hanák, J. 1983: Magnetická anizotropia vnitřních Karpát. Etapa 1983 Čierna hora a Branisko, MS, Archív Geofyzika n.p., závod Bratislava, 33s.
- Hrušecký, I., 1999: Central part of the Danube basin in Slovakia: geophysical and geological model in regard to hydrocarbon prospetion. EGRSE, VI, 2-55.
- Hrušecký, I., Šefara, J., Masaryk, P. a O. Lintnerová, 1996: The structural-facies development and exploration potential of the Slovak part of the Danube basin. In: Wessely, G. and W. Liebl (Eds.). Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. EAGE Spec. Publ. No. 5, Geol. Soc. Of London, 417-429.
- Husák, L. a Král, M. 1984: Radioaktivita hornín a zemský tepelný tok vo vybraných oblastiach Západných Karpá. Sborník Fyzikálni vlastnosti hornín a jejich využití v geofyzice a geológii. Jednota československých matematiku a fyziku. Praha.
- Chmelík, F. a Ďurica, D. 1983: Možnosti realizácie veľmi hlbokého vrtu na ropu a zemný plyn. Geol. Pruzk., 5.
- Ibrmajer, J. 1963: Gravimetric map of Czechoslovakia on 1:200 000 Scale. Stud. Geophys. Geod., 7, 303-308.
- Ibrmajer, I., Tomek, Č., Koráb, T. a Dvořáková, L., 1994: Deep reflection seismic profilling in Czechoslovakia – the ČESLOKORP (Czechoslovak crustal reflection profiling project). In: Bucha, V. and Blížkovský, M. (Eds), Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. Springer-Verlag and Academia. Berlin, Heidelberger, New-York and Praha, 21-44.
- Ibrmajer, J. a Suk, M. (eds.) 1989: Geofyzikální obraz ČSSR. ÚÚG, Praha, 354.
- Joó, I., Arabadžijsksi, D., Mladenovski, M., Vanko, J., Füry, M., Thury, J., Wyrzykowski, T., Mihaila, M., Meščrskij, I.N. and Semič, V.S., 1987: The map of vertical crustal movements in the Carpatho-balkan region. Scale 1:1 000 000. 2 sheets. Kartográfia Budapest.
- Kilényi E. a Šefara J., (Eds.), 1989: Pre-Tertiary basement countour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. ELGI, Budapest.
- Kocák, A. et al. 1981: Strukturovaná schéma vídenského panve na bázi neogénu. Geofond Praha.
- Konečný V., Lexa J., Balogh K. a Konečný P., 1995: Alkali basalt volcanism in Southern Slovakia: volcanic forms and time evolution. Acta Vulcanologica, 7, 167-171.
- Kováč, M., 2000: Geodynamický, paleografický a štruktúrny vývoj karpatsko-panónskeho regiónu v miocéne. Veda, Bratislava, 202.
- Kováč, M., Bielik, M., Lexa, J., Pereszlényi, M., Šefara, J., Túnyi, I., Vass, D. 1997: The Western Carpathian intramountantane basins. In: Geological Evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Geocomplex, 43-65.
- Král, M., 1995: Geothermal maps of Slovakia. In: Franko, O., Remšík, A. and Fendek, M. (Eds), Atlas of Geothermal Energy of Slovakia, GÚDŠ Bratislava.

- Krzywiec P. a Jochym P., 1997: Characteristics of the Miocene subduction zone of the Polish Carpathians: results of flexural modelling. Przeglad Geologiczny, 45, 785-792 (in Polish with English summary)
- Kubeš, P., Bielik, M., Daniel, S., Čížek, P., Filo, M., Gluch, A., Grand, T., Hrušecký, I., Kucharič, Ľ., Medo, S., Pašteka, R., Smolárová, H., Šefara, J., Tekula, B., Ujpál, Z., Valušiaková, A., Bezák, V., Dublan, Š., Elečko, M., Határ, J., Hraško, Ľ., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Kohút, M., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M., Šimon, L. a Vozár, J. 2001: Atlas geofyzikálnych máp aprofilov: záverečná správa, [Atlas of geophysical maps and profiles]. Bratislava: [s.n.], 2001. 48s.
- Kvitkovič, J. and Plančár, J. 1979: Recent Vertical Movement Tendencies of the Earth's Crust in the West Carpathians. Geodynamic Investigation in Czechoslovakia, Veda, Bratislava, 193-200.
- Labák P. a Brouček I., 1996: Catalogue of macroseismically observed earthquakes on the territory of Slovakia. (Version 1996). Manuscript, Geophys. Instit. Slov. Acad. Sci. Bratislava, 15.
- Lankreijer, A., Bielik, M., Cloetingh, S. a Majcin, D., 1999: Rheology predictions across the Western Carpathians, Bohemian Massif and the Pannonian basin: implications for tectonic scenarios. Tectonics, 18, 1139-1153.
- Leško et al., 1985: Výskum podložia zborovského antiklinálneho pásma z hľadiska výskytu uhľovodíkov (vrt Smilno-1). Region. Geol. Západ. Karpát, 234 s.
- Lillie, R., J., Bielik, M., Babuška, V. a Plomerová, J.,1994: Gravity modelling of the Lithosphere in the Eastern Alpine-Western Carpathian-Pannonian Basin Region. Tectonophysics, 231, 4, 215-235.
- Magyar, J. 1973: Petrografická charakteristika hornín kryštalinika z podložia neogénu v Košickej kotline prevŕtaných štruktúrnymi vrtmi Rozhanovce-1 a Kecerovské pekľany. MS – Nafta Michalovce.
- Mahel' M. 1981: Magmatity ukazovateľ typu kôry v paleozoiku Západných Karpát. In: Bajaník-Hovorka (Eds.) Paleovulkanizmus Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 19-26.
- Mašín, J. a Jeleň, J., 1963: Aeromagnetická mapa ČSSR v měřítku 1:200 000. Manuskript archív Geofyziky, Brno.
- Mayerová, M., Novotný, M. a Fejfar, M., 1994: Deep seismic sounding in Czechoslovakia. In: Bucha, V. and Blížkovský, M. (Eds), Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians, Academia Press - Springer Verlag, 13-20.
- Mayerová, M., Nakládalová, Z., Ibrmajer, I. a Hermann, H., 1985: Plošné rozloženie Mohoplochy v ČSSR sestavené z výsledků profilových měření HSS a technických odpalů.
 8. Celoštátní konference geofyziků. Sekce S1-seizmická. Geofyzika, n.p. Brno, 44-53.

- Mikuška, J. 1986: SGR geofyzika II. Profilová gravimetria (PF 70-85), 1984-1985. Technická správa z úlohy č. 0720. MS – Geofyzika, n.p. Brno, závod Bratislava.
- Mísař, Z. 1994: Periddotites and Eclogites as Indicators of the structural and lithologic evolution of the Earth's crust: Bohemian Hercynides (Variscides), Czechoslovakia. In: Bucha V. and Blížkovský M. (eds.) Crustal structure of the Bohemian massif and the West Carpathians. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York and Academia Praha, 247-256.
- Mořkovský, M. et al., 1981: Zprava o reflexně seismickém měření v centralnekrarpatském paleogénu východního Slovenska v roce 1980. Geofond, Bratislava, 43.
- Nemesi, L., Šefara, J., Varga, G. a Kováczsvölgyi, S., 1996: Result of deep geophysical survey within the framework of the DANREG project. Geophysical Transactions, 41, 133-159.
- Plančár, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západné Karpaty, séria geológia 2, GÚDŠ, Bratislava, 7-144.
- Plašienka, D., 1995a: Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Rudsch., Stuttgart, 84, 748–760
- Plašienka, D., 1995b: Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implication for the position of the Klape and related units in Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. Carpath., Bratislava, 46, 101–112
- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Hovorka, D. a Kováč, M., 1997a: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: Grecula, P., Hovorka, D. and Putiš, M. (Eds), Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. Slovaca Corporation-Geocomplex, a.s., Geofyzika Bratislava and Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava. 35-42.
- Plašienka, D., Putiš, M., Kováč, M., Šefara, J. a Hrušecký, I., 1997b: Zones of Alpidic subduction and crustal underthrusting in the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. and Putiš, M. (Eds), Geological evolution of the Western Carpathians. Miner. Slovaca Corporation-Geocomplex, a.s., Geofyzika Bratislava and Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava. 35-42.
- Popelář, J. 1968: Gravity Field and Isostasy in the Area of the Czechoslovak West Carpathians. Sborn. geol. věd. UG, 7, Praha.
- Poprawa, D. a Nemčok, J., 1989: Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. PIG-Warszawa, GUDŠ-Bratislava, ÚÚG-Praha.
- Praus, O. et al. 1981: Electromagnetic induction and electrical conductivity in the Earth's body. In: Geophysical synthesis in Czechoslovakia. Final report. Bratislava, Slovak Academy of Sciences, 297-316
- Royden, L. H., 1993: The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12, 303-325.

- Rudinec, R., 1989: Crude oil, natural gas and geothermal ener gy resources in Eastern Slovakia. Miner. Slovaca, Monogr. 7-161 (in Slovak, English summary).
- Schenk, V., Procházková, D. a Schenková, Z., 1994: Seismotectonic studies in the Bohemian massif and the West Carpathians. In: Bucha, V. and Blížkovský, M. (Eds), Crustal structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians, Academia Press -Springer Verlag, 13-20.
- Soták J., Rudinec R. a Spišiak J., 1993: The Penninic "pull- apart" dome in the pre-Neogene basement of the Transcarpa thian Depression (Eastern Slovakia). Geol. Carpathica, 44, 1, 11-16.
- Soták J., Spišiak J. a Biroň A., 1994: Metamorphic sequences with "Bündnerschiefer" lithology in the pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. Mitt. Österr. Geol. Ges., Wien, 111-120.
- Spakman, W., 1990: Images of the upper mantle of central Europe and the Mediterranean. Terra Nova, 2, 542-553.
- Spakman, W., van der Lee, S. a van der Hilst, R. 1993: Travel-time tomography of the European - Mediterranean mantle down to 1400 km. Phys. of the Earth and Pan. Int. 79, Amsterdam, 3-74.
- Suk, M. 1990: Drilling investigation of the lithosphere in Czechoslovakia. Scientific drilling 1. Springer, Heidelberg, New York Berlin, 177-183.
- Šefara, J., 1986: Various aspects of lithosphere interfaces modelling. Sbor. Geolog. Věd, Užitá geofyzika, 9-28.
- Šefara, J., Bielik, M. a Bezák, V., 1998: Interpretation of the West Carpathians lithosphere on the basis of geophysical data. In: Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava: GS SR, 273-280.
- Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, Ľ., Janoštík, B., Král, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Kurkin, M., Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk - geofyzikálne interpretácie. SGÚ Bratislava - Geofyzika, n.p. Brno - Uran. Priemysel, Liberec, 267.
- Šefara, J., Bielik, M., Konečný, P., Bezák, V. a Hurai, V., 1996: The latest stage of development of the Western Carpathian lithosphere an its interaction with asthenosphere. Geol. Carp., 47, 6, 339-347.
- Šefara, J., Kováč, M., Plašienka, D. & Šujan, M. 1998: Seizmogenic zones in the eastern Alpine - Western Carpathian - Pannonian junction area. Geologica Carpathica, 49, 247 - 260.
- Šefara, J., Kucharič, L., a Bielik, M., 2006: História geofyziky na Slovensku. In Grecula, P., (Ed.). História geológie na Slovensku, Zväzok 2. 1. vyd. Bratislava. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, 942 s. ISBN 80-88974-89-5

- Šefara, J., Plančár, J. a Kurkin, M. 1980: Výskum Conrádovej diskontinuity v Západných Karpatoch. Záverečná správa. MS Geofond Bratislava.
- Tomek Č., 1993: Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. In: S. Cloetingh, W.Sasi and F. Horváth (Eds.), The origin of Sedimentary Basins: Inferences from Quantitative Modelling and Basin Analysis. Tectonophysics, 226, 417-431.
- Tomek, Č. a Hall, J., 1993: Subducted continental margin imaged in the Carpathian of Czechoslovakia, Geology, 21, 535-538.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R. a Koráb, T., 1987: Crustal profiles of active continental collision belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. Geophys. J. R. Astr. Soc., 89, 383-388.
- Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. a Zbořil, A., 1989: Crustal structures of the West Carpathians on deep seismic line 2T. Miner. Slovaca, 21, 3-26 (in Slovakian with English summary).
- Tomek, Č., Švancara, J. a Budík, L., 1979: The depth and the origin of the West Carpathian gravity low. Earth Planet. Sci. Lett., 44, 39-42.
- Ursíny, M. a Bielik, M., 1997: Analytical solution of the flexure of an elastic plate for point and planar loads. Contr. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci., 27, 94-102.
- Vanko, J. 1988: Mapa recentných vertikálnych pohybov Západných Karpát na Slovensku pre epochu 1952 1977. Geodetický a kartografický obzor, 34/76, 9, 216-222.
- Varga, G. a Lada, F., 1988: magnetotelluric measurement on the profile 2T. Manuscript ELGI Budapest-geofyzika Brno (in Czech).
- Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J., et al. 1989: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Monografia, Bratislava.
- Vozár, J. a Šantavý, J. (Eds.) 1999: Atlas hlbinnych reflexnych seizmickych profilov Zapadnych Karpát a ich interpretacia. Minist. živ. prostredia sr. ISBN 80-88974-06-2, 76.
- Vozár, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V. 2002: Interpretation of Alpine structures of the Western Carpathians based on geophysical data. Krystalinikum, 28, 103-108.
- Vozár, J., Tomek, Č., Vozárová, A., Mello, J. a Ivanička, J. 1966: Seismic section G-1. Geol. práce, Správy 101, Dionýz Štúr Publishers, Bratislava, 39-45.
- Zeyen H. a Bielik M., 2000: Study of the lithosphere structure in the Western Carpathian-Pannonian basin region based on integrated modelling. Геофизический Журнал. Geophysical Journal, 5, 70-82.
- Zeyen, H., Dérerová, J, Bielik, M., 2002. Determination of the continental lithospheric thermal structure in the Western Carpathians: integrated modelling of surface heat flow, gravity anomalies and topography. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 134, 89-104.

Zoetemeijer, R., Tomek, Č. a Cloetingh, S., 1999: Flexural expression of European continental lithosphere under the western outer Carpathians. Tectonics, 18, 843-861.

prof. Ing. Ján Šefara, DrSc. a doc. RNDr. Miroslav Bielik, DrSc.

GEOFYZIKÁLNY OBRAZ ZÁPADNÝCH KARPÁT A ICH OKOLIA Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní regionálneho a hlbinného charakteru

Vedúci katedry: doc. RNDr. Miroslav Bielik, DrSc.

Rozsah 168 strán, 8,4 AH, prvé vydanie, http://www.fns.uniba.sk/index.php?id=3028

ISBN 978-80-223-2626-1