

# Oceánska kôra – jej stavba, zloženie a petrogenéza

PETER IVAN

Katedra geochemie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava;  
Ivan@fns.uni.ba.sk

## Oceanic crust: Its structure, composition and petrogenesis

The article reviews the recent knowledge about oceanic crust, its petrogenesis and role in geodynamics of the Earth. Oceanic crust represents approximately three fourth of the Earth's crust surface. It is produced in the central parts of mid-oceanic ridges in the oceanic rifts, which form a global interconnected system more than 60,000 km long. Production rates classify oceanic ridges into two groups: (1) slowly spreading ridges (< 4 cm/year) and (2) fast spreading ridges (> 4 cm/year). Two types of the oceanic crust can be discerned: (1) the Penrose type, generated mostly in the fast-spreading ridges and (2) the Hess type, produced in the slow-spreading ridges. More extended Penrose type displays typical layered magmatic structure including from up to down: (1) basaltic pillow lavas and lava flows, (2) sheeted dyke complex and (3) complex of gabbro sills and cumulates. Small amount of more evolved magmatic rocks – diorite and plagiogranite are also presented. Mantle-derived MORB-type magma production is responsible for the formation of this profile. Magma production is a result of the multi-stage decompression melting of a lherzolite mantle injected by some (2–10 %) mafic veins. Partial melting of mafic veins at the depths below 100 km lead to forming of enriched alkali magmas which react with lherzolite orthopyroxene and then also with clinopyroxene producing dunite zone along the magma conduits. In the depth interval 60–70 to 20 km clinopyroxene from lherzolites is melted incongruently. These melts depleted in incompatible elements are channelized into dunite zones used as migration paths for magma ascent up to axial part of mid-ocean ridge where magmas are intensively mixed. Wide spectrum of liquids are formed here varying from enriched (E-MORB) to depleted end members (N-MORB).

Magmatic stratification of the Penrose type oceanic crust is a result of variable conditions of magma cooling and crystallization. In the fast-spreading ridges a zone of crystal mush probably built up gradually by sheeted sills is located in the axial area of ridges. Interstitial melts variously fractionated move up due to compaction and filter-pressing. They are concentrated in the small permanent chamber and supplied formation of sheeted dyke complex and effusive basalts. Various types of gabbro are formed from the crystal mush. In the slow-spreading ridges tectonic extension prevails of magma production so the oceanic crust here is composed of the upper mantle peridotites with some isolated gabbro bodies and lava flows (Hess type crust).

Spreading ridges of the back-arc basin belong to the sites of oceanic crust production. The difference is in addition of fluids and/or melts from the subducted slab to the mantle source during magma generation so BABB (back-arc basin basalts) type magmas enriched in LILE, LREE and HFSE except Nb, Ta can be formed.

Remnants of the Paleozoic and Mesozoic oceanic crust have been found in the Western Carpathians. Lower Paleozoic enclaves of eclogitized relics of oceanic crust occur in the leptynite-amphibolite complexes. Slices of the Paleozoic (Upper Devonian to Lower Carboniferous) dismembered metamorphosed ophiolites represented relics of small oceanic basins have been identified in the Malé Karpaty Mts. (Tatric Unit, Pernek Group) and in the Gemeric Unit (Ochtiná Group and Zlatník Fm.). Remnants of Triassic-Jurassic back-arc basin crust (former Meliata ocean) as a mélange with ophiolitic rocks are included in the Meliatic Unit.

**Key words:** oceanic crust, petrogenesis, geochemistry, melting, fractionation, review

## Úvod

Zistenie, že zemská kôra pod oceánmi má úplne odlišné vlastnosti ako kôra kontinentov, prekvapilo začiatkom 60. rokov 20. stor. mnohých geológov. Podstatnou mierou k tomu prispeli klasické práce Dietza (1961), Hessa (1962) a Vineho a Matthews (1963). Nimi zavedený pojem oceánska kôra a rozpínanie oceánskeho dna otriasli teoretickými základmi vtedajšej geológie a boli jednou

z najdôležitejších príčin vedúcich k revolúcii v geologických vedách – k teórii novej globálnej tektoniky (NGT). Hoci od kompletného sformulovania hlavných postulátov tejto teórie už prešlo viac ako 35 rokov, význam výskumu oceánskej kôry pre hlbšie pochopenie globálnej geodynamiky zemského telesa nijako nepoklesol, ale práve naopak. Nový výskum len potvrdzuje kľúčovú úlohu, ktorú táto objemom zdanlivo malá časť Zeme má pri jej geologickej evolúcii. Rozpoznanie ofiolitových komplexov ako útržkov

oceánskej kôry zabudovaných do kontinentálnej kôry (Coleman, 1977; Moores, 1982, a i.) výrazne poznamenalo koncepcie geologickej stavby pásmových pohorí, medzi ktoré patria aj Západné Karpaty.

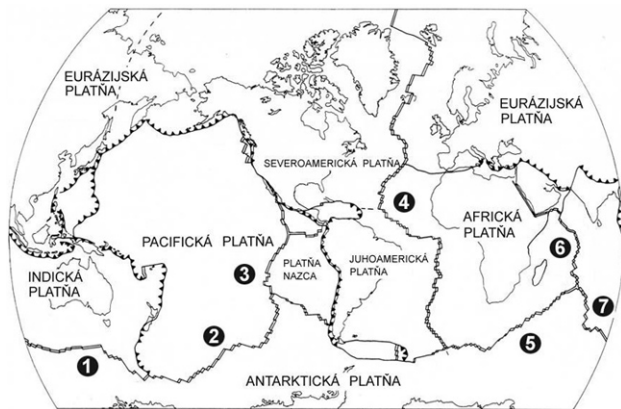
### Postavenie a rozšírenie oceánskej kôry v zemskom telese

Zemská kôra je najexternejšou geosférou pevného telesa Zeme. Je zo všetkých geosfér hrúbkou aj objemom najmenšia, no z geochemického hľadiska predstavuje významný rezervoár mnohých, najmä inkompatibilných prvkov. Tvoria ju dva odlišné typy kôry – (1) kontinentálna a (2) oceánska. Rozdiely medzi nimi vo (a) fyzikálnych vlastnostiach, (b) veku (c) horninovom zložení, (d) chemickom zložení a (e) v miere obohatenia o inkompatibilné prvky.

Oceánska kôra zaberá asi 60 % plochy zemskej kôry (Perfit, 1999) a buduje dno oceánskych bazénov, ako aj bazénov okrajových morí. Väčšinou leží nižšie ako 3000 m pod hladinou mora a nad hladinu vystupujú len vrcholky štítových vulkánov a ako úplná výnimka drobné úseky v okolí veľkých transformných zlomov (Ostrov svätého Petra a Pavla, Macquarieho ostrovy).

Zdrojom informácií o stavbe oceánskej kôry je (1) seizmický a geomagnetický výskum, (2) bagrovanie (*dredging*), (3) výskum podmorskými aparátmi, (4) oceánske vrty (najmä v rámci projektu hlbokomorského vrtania – *Deep Sea Drilling Project*, a program oceánskeho vrtania – *Ocean Drilling Program*) a (5) ofiolity.

Oceánska kôra sa delí na tri odlišné domény – (1) oblasti divergentného styku litosférických platní označovaných ako stredoocéánske chrbty, kde oceánska kôra ustavične



**Obr. 1.** Schematická mapa hraníc litosférických platní s vyznačenými divergentnými a konvergentnými stykmi. Najvýznamnejšie stredoocéánske chrbty sú označené takto: 1 – juhovýchodný indický chrbát, 2 – pacificko-antarktický chrbát, 3 – východopacifický chrbát, 4 – stredoatlantický chrbát, 5 – juhozápadný indický chrbát, 6 – stredoindický chrbát a chrbát Carlsberg, 7 – juhovýchodný indický chrbát.

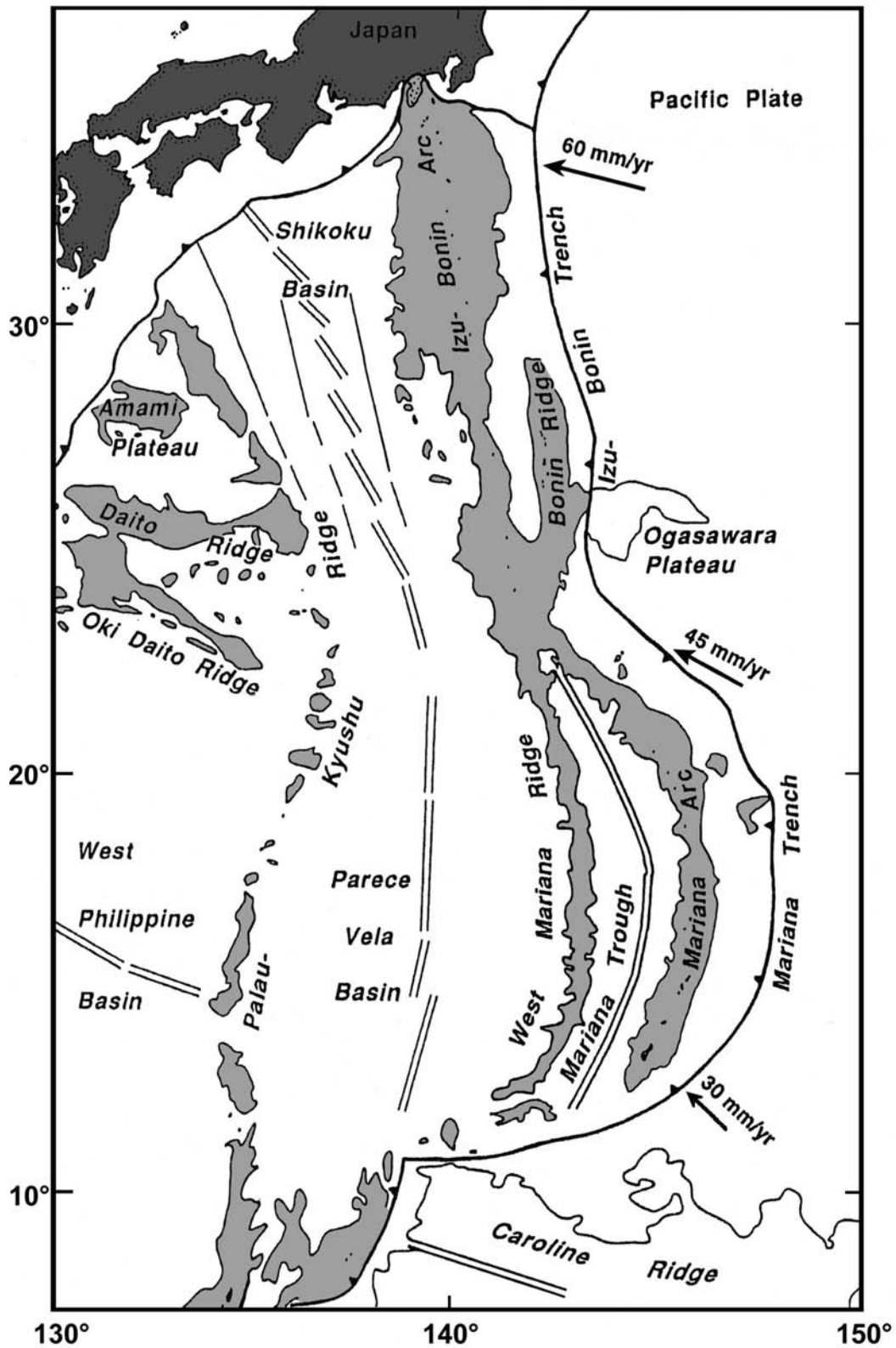
**Fig. 1.** Schematic map of lithospheric boundaries with marked convergent and divergent margins. Most important mid-ocean ridges are labeled as follows: 1, 7 – Southeast Indian Ridge, 2 – Pacific-Atlantic Ridge, 3 – East Pacific Ridge, 4 – Mid-Atlantic Ridge, 5 – Southwest Indian Ridge, 6 – Central Indian Ridge and Carlsberg Ridge.

prirastá, (2) oblasti pasívnej kôry, ktoré po vzniku kôry rozpínanie (*spreading*) odsúva na obidve strany od osi chrbtov, a (3) oblasti oceánskych priekop spolu s externými časťami konvergentných okrajov litosférických platní, kde prebieha subdukcia alebo akrécia a obdukcia oceánskej kôry.

Oceánska kôra sa tvorí v centrálnych častiach stredoocéánskych chrbtov označovaných ako rifty. Chrbty sú rozsiahle elevácie, ktorých hrebene sa dvíhajú 1000 až 3000 m nad okolité oceánske dno, prechádzajú cez všetky významné oceánske bazény a tvoria globálnu navzájom prepojenú sústavu dlhšiu ako 60 000 km (obr. 1). Spravidla majú symetrický tvar, šírku až 1500 km a narúša ich sústava semiparalelných zlomových pásiem extenzného pôvodu. Prične transformné zlomy rozdeľujú chrbty na početné segmenty. Najvýznamnejším tektonickým rozhraním je osová časť chrbta. Je centrom rozpínania, miestom, kde ustavičné injekcie plášťovej magmy tvoria stále nový objem oceánskej kôry. Rozpínanie oceánskeho dna (*sea-floor spreading*) a jeho rýchlosť výrazne ovplyvňujú stavbu a zloženie vznikajúcej kôry. Podľa rýchlosti rozpínania sa rozlišujú dva typy stredoocéánskych chrbtov – (1) pomalé, s rýchlosťou rozpínania do 4 cm/rok, a (2) rýchle, s rýchlosťou nad 4 cm/rok. Chrbty s pomalým rozpínaním majú v osovej časti riftové údolie široké cca  $25 \pm 7$  km a hlboké 1 km, kým rýchle chrbty majú miesto údolia morfológickú eleváciu v priemere širokú  $20 \pm 5$  km s oblým reliéfom a morfológicky nevýraznými centrálnymi blokmi vysokými niekoľko sto metrov. Chrbty s pomalým rozpínaním sú detailnejšie segmentované (priemerná dĺžka segmentov je 10–100 km) a prevažuje na nich tvorba podmorských hôr lokálne kombinovaná s trhlínovými erupciami a malými lávovými prúdmi. Chrbty s rýchlym rozpínaním sú menej segmentované (dĺžka segmentov > 100 km) a dominujú na nich lávové prúdy (Grácia a Escartin, 1999). Rozdiely v rýchlosti rozpínania v kombinácii s tektonickým režimom môžu viesť až k tvorbe dvoch typov oceánskej kôry nápadne sa odlišujúcich štruktúrou, ktoré sa niekedy označujú ako (1) hessovský (podľa H. H. Hessa, jedného z tvorcov NGT) a penroský typ (podľa Penrose – miesta konferencie, na ktorej sa s konečnou platnosťou definoval kompletný ofiolitový profil a ofiolity sa uznali za relikty oceánskej kôry; Snow, 1995; Dick, 1996). Bežný je druhý typ, je všeobecne rozšírený a pre produkciu oceánskej kôry najtypickejší, a preto mu venujeme prvoradú pozornosť. V širšom zmysle sú súčasťou oceánskej kôry aj oceánske platá, aseizmické oceánske chrbty a podmorské hory, ktoré sú produktom vnútroplatňového magmatizmu horúcich škvrn (*hot spots*).

Oceánska kôra ako celok je relatívne veľmi mladá, jej prevažná časť terciárna až kvartérna, menšia kriedová. Vôbec najstaršia kôra buduje pomerne malú oblasť dna Tichého oceána v jeho sz. časti a je vrchnojurského veku. Príčinou celkovo nízkeho veku oceánskej kôry je jej neprestajná produkcia v stredoocéánskych chrbtoch kompenzovaná jej deštrukciou v zónach subdukcie.

Oceánska kôra okrajových bazénov má analogickú stavbu ako vo veľkých oceánoch. V pasívnych bazénoch je reliktom takýchto oceánov, kým v aktívnych zaoblúkových bazénoch vzniká na chrbtoch obdobným stredoocéánskym



Obr. 2. Vulkanické oblúky a zaoblúkové bazény s vyznačenými osami rozpínania v oblasti Filipínskeho mora (západná časť Tichého oceána). Podľa Taylora (1992) – upravené.

Fig. 2. Volcanic arcs and back-arc basins with marked spreading axes in the Philippine Sea region (western part of the Pacific). Adopted from Taylor (1992).

chrbtom (Grácia a Escartín, 1999). V typických recentných zaoblúkových bazénoch ležia chrbty vo vzdialenosti 10 až 300 km za ich ostrovnými oblúkmi (obr. 2) a rýchlostou rozpínania patria ako medzi pomalé (< 50 mm/rok), tak aj medzi rýchle (> 100 mm/rok) typy (Taylor a Martinez, 2003).

### Štruktúra a horninové zloženie oceánskej kôry

Podľa výsledkov seizmického výskumu a ich porovnania s fyzikálnymi parametrami a zložením prítomných hornín sa typická oceánska kôra (penroský typ) delí do troch vrstiev označovaných ako vrstva 1 až 3. Vrstvu 1 tvorí sedimentárny pokryv, vrstvu 2 bazalty a vrstvu 3 gabrá prípadne ich metamorfné deriváty – amfibolity (obr. 3).

Vrstva 1 v osových oblastiach spravidla chýba alebo má len malú hrúbku, ktorá narastá so vzdialenosťou, a teda aj s vekom podložných vrstiev oceánskej kôry. Spravidla ju tvoria hlbinné pelagické sedimenty, prevažne kremité.

Vrstva 2 má variabilnú hrúbku, spravidla okolo 1,7 km. Podľa rýchlosti šírenia seizmických vln sa v nej vyčleňuje subvrstva 2A, 2B a 2C. Najnižšia rýchlosť je vo vrstve 2A, lebo je silne porušená trhlinami, vo vrstve 2B rýchlosť

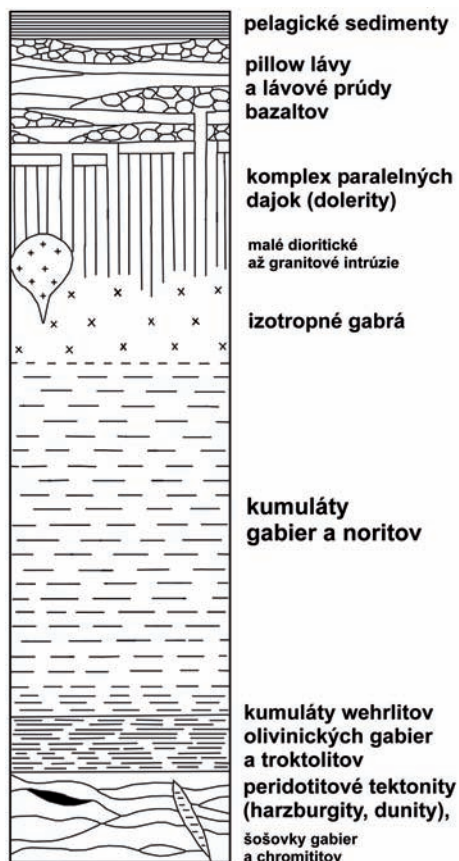
narastá, lebo trhliny sú uzatvárané a vyplňané produktmi hydrotermálnej alterácie. Vrstva 2A a 2B sa stotožňujú s poduškovou (*pillow*) lávou a s lávovými bazaltovými príkrovmi (Kennish a Lutz, 1998). Vrstva 2C zodpovedá komplexu paralelných dajok (*sheeted dike complex*). Vrstva 3 je hrubá priemerne 4,7 km a vo vrchnej časti ju tvoria masívne gabrá, v spodnej zvrstvené gabrové sily a metagabrá. Prechod do plášťa tvoria zvrstvené gabrá intrudujúce do plášťových dunitov a peridotitov. V iných prípadoch prechodnú zónu tvoria zvrstvené gabrá spolu s kumulátovými ultramafickými horninami – wehrlitom a dunitom (niekedy sa označujú ako vrstva 4). Na rozhraní komplexu paralelných dajok a izotropných gabrier ako relatívne najmladšie magmatity môžu byť drobné intrúzie a dajky dioritov a tonalitov (oceánskych plagiogranitov). Výsledky oceánskeho vŕtania ukazujú, že seizmické a petrologické rozhrania sú spravidla blízke, ale nie úplne totožné. Platí to aj o rozhraní oceánska kôra/plášť, na ktorom sa seizmická diskontinuita Moho spravidla odlišuje od petrologickej. Seizmická je spravidla v menšej hĺbke a súhlasí s vrchnou časťou prechodnej zóny, ktorú tvoria zvrstvené gabrá a kumulované alebo plášťové peridotity.

Časť oceánskej kôry nemá stavbu zodpovedajúcu uvedeným vrstvám a na oceánskom dne môžu priamo vystupovať aj horniny plášťa (kôra hessovského typu).

### Geochemická charakteristika oceánskej kôry

S výnimkou sedimentogénnej vrstvy 1 je vrstvomitá oceánska kôra výlučne magmatického pôvodu (obr. 3) a vzniká kryštalizáciou v rozličnej miere frakcionovanej bázickej magmy vystupujúcej z vrchného plášťa. Pri zisťovaní geochemických vlastností oceánskej kôry ako celku sa vychádza z tohto faktu a pri stanovovaní jej priemerného zloženia sú principiálne možné dva postupy, a to (1) odhadom zastúpenia petrografických typov hornín a podľa ich priemerného chemického zloženia alebo (2) na základe zloženia primitívnej magmy prichádzajúcej z plášťa. V oboch prípadoch vzniká viac metodických ťažkostí, a tak sa vo väčšine prác pri odhade spravidla vychádza z priemerného zloženia veľkých súborov bazaltov alebo bazaltových skiel ako výlučných reprezentantov likvidnej fázy (tab. 1 a 2).

Bazalty generované v osovej časti stredoocéánskych chrbtov sa označujú ako bazalty oceánskeho dna alebo častejšie bazalty stredoocéánskych chrbtov (*mid-oceanic ridge basalts* – MORB) a podľa obsahu hlavných prvkov tvoria pomerne homogénnu skupinu zodpovedajúcu olivínovým tholeiitom. Zahrňujú aj porfyrické typy s výrastlicami olivínu a plagioklasu, zriedka aj klinopyroxénu, čo je v zhode s experimentálne stanovenou nízkotlakovou postupnosťou kryštalizácie v poradí olivín ( $\pm$  Mg-Cr spinel)  $\rightarrow$  olivín + plagioklas ( $\pm$  Mg-Cr spinel)  $\rightarrow$  olivín + plagioklas + klinopyroxén. Typický je nízky obsah  $\text{TiO}_2$  (< 2 %) a  $\text{K}_2\text{O}$  (< 0,2 %), ako aj obmedzená variabilita  $\text{SiO}_2$  (47 až 51 %). Detailnejšie štúdium však potvrdilo výrazné fernerovské trendy vo variabilite ostatných zložiek (pokles  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a  $\text{CaO}$ , ako i rast  $\text{FeO}$ ,  $\text{TiO}_2$  a alkálií s poklesom # Mg), ktoré dokazujú, že MORB nie sú primárne, ale značne



**Obr. 3.** Schematický rez oceánskou kôrou a najvrchnejším plášťom. Podľa Mooresa (1982) – upravené. Petrologická línia MOHO leží nad peridotitovými tektonitmi.

**Fig. 3.** Schematic profile across oceanic crust and uppermost mantle. Based on Moores (1982). Petrological MOHO is located just above the peridotite tectonites.

Tab. 1

Obsah hlavných prvkov vo vybraných horninách oceánskej kôry a priemerné zloženie oceánskej kôry  
Major element distribution in selected oceanic crust rocks and average composition of the oceanic crust

	1	2	3	4	5	6
	N-MORB	N-MORB	E-MORB	M. magma	OIB	Oc. kôra
SiO <sub>2</sub>	50,08	50,45	51,28	51,1	50,29	47,76
TiO <sub>2</sub>	1,55	1,62	1,83	0,6	1,85	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,07	15,26	15,23	16,6	11,83	12,06
FeO <sub>tot</sub>	10,56	10,43	9,60	7,2	10,98	8,96
MnO	0,1		0,16	0,12	0,17	0,12
MgO	8,12	7,58	7,43	9,2	13,00	17,78
CaO	11,51	11,30	10,59	12,8	9,07	11,20
Na <sub>2</sub> O	2,53	2,68	3,08	2,3	1,96	1,31
K <sub>2</sub> O	0,14	0,11	0,53	0,12	0,39	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13		0,26	0,05	0,23	
Suma	99,79	99,43	100,0	100,09	99,77	99,81

1 – priemerný nízkoaluminový tholeiit typu MORB, priemer z 530 vzoriek (Wilkerson, 1986, in Perfit, 1999), 2 – priemerný N-MORB, priemer z 26 analýz čerstvých vulkanických skiel (Jochum et al., 1988, in Hofmann, 1988), 3 – E-MORB zo stredoatlantického riftu z databázy RidgePetDB (Klein, 2003), 4 – priemerné zloženie materskej magmy vypočítanej z celkovej litológie ofiolitového komplexu Semail (Pallister, 1984, in Perfit, 1999), 5 – zloženie materskej magmy erupcie sopky Mauna Loa (Havaj) z roku 1852 (Rhodes, 1995, in Perfit, 1999), 6 – priemerné zloženie oceánskej kôry vypočítané zo zloženého rezu oceánskymi lávami a ofiolitovým komplexom Tortuga (Elthon, 1979, in Perfit, 1999).

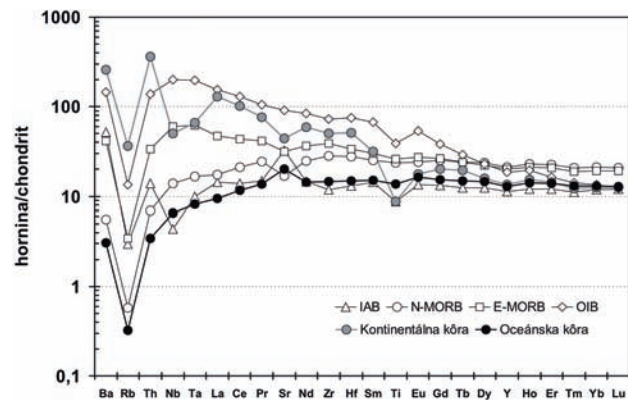
1 – low aluminium MORB type tholeiite, mean of 530 analyses (Wilkerson, 1986, in Perfit, 1999), 2 – N-MORB, mean of 26 analyses of fresh volcanic glasses (Jochum et al., 1988, in Hofmann, 1988), 3 – E-MORB from Mid-Atlantic Ridge, Database RidgePetDB (Klein, 2003), 4 – average composition of the parent magma calculated from whole lithology of the Semail ophiolite complex (Pallister, 1984, in Perfit, 1999), 5 – parent magma composition of 1852 eruption of the volcano Mauna Loa, Hawaii (Rhodes, 1995, in Perfit, 1999), 6 – average oceanic crust composition calculated from composite profile across oceanic lavas and Tortuga ophiolite complex (Elthon, 1979, in Perfit, 1999).

frakcionované magmy, ktorých zloženie v prevažnej miere ovplyvňuje akumulácia olivínu a plagioklasu. Vyššie stupne frakcionácie vedú k formovaniu hornín obohatených o Ti, a najmä o Fe (ferobazalty; tab. 3), v extrémnych prípadoch až k acidným horninám (ryolity). Frakcionovanejšie horniny sú častejšie v chrbtoch s rýchlym rozpínaním.

Štúdium distribúcie stopových prvkov a izotopického zloženia Sr a Nd ukázalo, že bazalty typu MORB možno rozdeliť na dva geochemické typy – (1) N-MORB (normálne MORB) a (2) E-MORB (obohatené – *enriched MORB*). Bazalty typu N-MORB sú v porovnaní s E-MORB ochudobnené o prvky skupiny LILE a HFSE (obr. 4, tab. 2) a je pre ne charakteristický vysoký pomer K/Rb (~ 1000) a Zr/Nb (> 30) pri izotopovom pomere <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr < 0,7035 a <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd > 0,5030. Variety N-MORB s #Mg > 65 majú obsah K<sub>2</sub>O < 0,10 % a TiO<sub>2</sub> < 1 %. Chondritovo normalizované obrázky sú ploché (HREE nie sú frakcionované), s relatívnou mierou obohatenia cca 10, ale s ochudobnením o LREE (La<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> < 1). Výskum smernej geochemickej variability vulkanitov na stredoocéánskych

chrbtoch však ukázal, že striktné členenie na N-MORB a E-MORB je umelé. Reálne zistené zloženie možno totiž interpretovať ako produkt binárneho mixingu dvoch krajných členov – ochudobneného a obohateného o inkompatibilné prvky a o rádiogénny izotop Sr, Nd a Pb (napr. Hoffmann, 2003; Asimow et al., 2004). Rozdiely v zložení obidvoch krajných členov sa považujú za charakteristiky zdedené z plášťového zdroja. Bazalty blízke N-MORB sa produkujú prevažne v osových častiach chrbtov s normálnou morfológiou, kým bazalty s vyšším zastúpením obohateného člena sú typické pre vulkanickú aktivitu mimo osí chrbtov alebo na morfológicky vyvýšených segmentoch chrbtov. Ale toto pravidlo neplatí absolútne. Niektoré segmenty stredoocéánskych chrbtov obohatené členy vôbec neobsahujú (Hannigan et al., 2001), v iných sú rozmiestnené náhodne alebo sa koncentrujú na okrajoch či v strede segmentov (rigidne alebo nerigidne vymedzené segmenty; Thompson et al., 1989, resp. Niu et al., 2001). V ofiolitoch Ománu sa najväčšmi ochudobnená magma koncentrovala do stredu segmentov, tam bola produkcia magmy najvyššia, kým na hraniciach segmentov najnižšia (Le Méé et al., 2004).

Bazalty zaoblúkových bazénov (*back arc basin basalts* – BABB) sa geochemicky spravidla od MORB



Obr. 4. Porovnanie distribúcie vybraných stopových prvkov v priemernej oceánskej a kontinentálnej kôre v spiderograme normalizovanom na chondritový štandard. Na porovnanie sú uvedené aj hlavné typy oceánskych bazaltov (N-MORB, E-MORB a OIB) a bazalt ostrovných oblúkov IAB. Prvky sú usporiadané zľava doprava podľa ich klesajúcej relatívnej inkompatibility voči predpokladanej minerálnej asociácii v oceánskom plášti. Charakteristické ochudobnenie oceánskej kôry na strane inkompatibilnejších prvkov je dôsledkom vzniku kontinentálnej kôry ako relatívne izolovaného rezervoára predchádzajúcim vytavovaním z oceánskeho plášťa. Normalizácia na chondritový štandard podľa McDonougha a Suna (1995), zdroj údajov – pozri tab. 2.

Fig. 4. Trace element distribution in the mean oceanic and continental crust illustrated by using of chondrite normalized spider diagram. Compositions of main oceanic basalt types (N-MORB, E-MORB and OIB) and also arc basalt are added for comparison. The elements are listed from left to right in order of their relative incompatibility in likely mineral assemblages in the oceanic mantle. Characteristic depletion in most incompatible elements for the oceanic crust is a result of the continental crust formation as a relatively isolated reservoir by the foregoing oceanic mantle melting. Normalization on chondrite standard by McDonough and Sun (1995). Data sources – see Tab. 2.

odlišujú, lebo predstavujú súvislý rad zmesných členov od typických bazaltov ostrovných oblúkov (IAB) až po typy od N-MORB prakticky neodlišiteľné. Vplyv ostrovných oblúkového koncového člena sa prejavuje obohatením o prvky LILE a o vodu, vyšším pomerom Ba/La, niekedy aj obohatením o LREE a všeobecne nižší je obsah Na, Ti, Fe, Nb a Ta (Ewart et al., 1998; Gribble et al., 1998; Fretzdorff et al., 2002; Taylor a Martinéz, 2003). V bazéne Bransfield (antarktický polostrov), ktorý sa vytvoril vnútri kontinentálneho vulkanického oblúka, sa okrem BABB (Keller et al., 2002) najnovšie zistili aj alkalické vnútroplatňové bazalty (Fretzdorff et al., 2004).

### Petrogéneza oceánskej kôry

Zloženie hornín oceánskej kôry formujú (1) procesy prebiehajúce vo vrchnom plášti a (2) procesy v axiálnom magmatickom kozube v malej hĺbke v kôre. Plášťové procesy produkujú magmu, ktorou sa dopĺňa magmatický kozub, v ktorom sa formuje vlastná oceánska kôra s jej typickými vulkanickými, subvulkanickými aj intruzívnymi členmi. Indikátorom plášťových procesov je predovšetkým distribúcia inkompatibilných prvkov a izotopové zloženie Sr, Nd, Pb a Hf. Odrážajú chemické a minerálne zloženie plášťového zdroja, stupeň tavenia, reakciu taveniny

Tab. 2

Priemerný obsah stopových prvkov a významných izotopových pomerov v oceánskych typoch bazaltov, v oceánskom gabre a oceánskej kôre ako celku. Pre rovnaké zloženie s vulkanitmi iníciaľných štádií otvárania sa zaoblúkových bazénov je uvedený aj tholeiit ostrovných oblúkov. Prvky sú zoradené v poradí stúpajúceho sumárneho distribučného koeficienta plášť/tavenina (podľa Niu a O'Hara, 2003, doplnené). Mean trace element distribution and important isotope ratios for oceanic-type basalts, oceanic gabbro and oceanic crust as a whole. Due to identical composition with volcanic rocks of initial stages of back-arc opening also island arc tholeiite is presented. Elements are ordered by their grading mantle/melt distribution coefficients (according to Niu and O'Hara, 2003, modified)

	1 N-MORB	2 N-MORB	3 E-MORB	4 OIB	5 IAB	6 Gabbro	7 Oc. kôra	8 D <sub>sum</sub>
Ba	13,87	13,41	99,35	350	125,6	3,366	7,384	0,0063
Rb	1,262	1,322	7,860	31,0	6,800	0,363	0,747	0,0208
Th	0,1871	0,201	0,970	4,00	0,405	0,032	0,100	0,0547
Nb	3,507	3,333	14,51	48,0	1,041	0,396	1,570	0,0651
U	0,0711	0,083	0,370	1,02	0,245	0,030	0,051	0,0877
Ta	0,192	0,227	0,843	2,70	0,135	0,036	0,112	0,0922
K	883,7	1163	4016	12000	3811	596,1	822,7	0,1293
La	3,895	4,125	11,14	37,0	3,407	1,000	2,250	0,1546
Ce	12,001	12,90	26,69	80,0	8,546	3,335	7,161	0,1985
Pb	0,489	0,494	0,938	3,20	3,696	0,321	0,390	0,2328
Pr	2,074	2,252	3,829	9,70	1,384	0,615	1,270	0,2270
Sr	113,2	122,9	229,9	660	237,3	161,9	146,3	0,2500
Nd	11,179	11,32	16,59	38,5	6,700	3,316	6,519	0,2533
Zr	104,24	107,8	149,5	280	45,24	20,35	55,34	0,2587
Hf	2,974	2,856	3,450	7,80	1,333	0,658	1,537	0,2753
P		790,6	1181	2700	432,5	119,0	387,6	0,2737
Sm	3,752	3,752	4,452	10,0	2,112	1,236	2,242	0,2814
Ti		10364	11517	17200	3858	3148	6034	0,2932
Eu	1,335	1,361	1,547	3,00	0,761	0,635	0,925	0,2938
Gd	5,077	5,043	5,251	7,62	2,625	1,744	3,064	0,2925
Tb	0,885	0,868	0,860	1,05	0,452	0,315	0,536	0,2966
Dy	6,304	5,783	5,491	5,60	3,045	2,161	3,610	0,2987
Y	35,82	33,28	31,61	29,0	17,59	11,61	20,28	0,2979
Ho	1,342	1,244	1,161	1,06	0,662	0,464	0,776	0,2987
Er	4,143	3,595	3,309	2,62	1,938	1,314	2,226	0,2983
Tm	0,621	0,516	0,469	0,35	0,276	0,196	0,324	0,2994
Yb	3,900	3,420	3,097	2,16	1,908	1,223	2,102	0,2990
Lu	0,589	0,508	0,468	0,30	0,295	0,185	0,315	0,2981
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr		0,0296	0,0941	0,1293	0,0789	0,0062	0,01405	
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd		0,2185	0,1770	0,1713	0,2078	0,2458	0,22682	
<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf		0,0245	0,0186	0,0053	0,0304	0,0387	0,02812	

1 – N-MORB, priemer z 26 čerstvých vulkanických skiel (Jochum et al., 1988, in Hofmann, 1988), 2 – priemerné zloženie N-MORB (Niu et al., 2002), 3 – priemerné zloženie E-MORB (Niu et al., 2002), 4 – priemerné zloženie bazaltov oceánskych ostrovov (OIB; Sun a McDonough, 1989), 5 – priemerné zloženie bazaltov ostrovných oblúkov (oblúk Tonga a Mariány; Niu a O'Hara, 2003), 6 – zloženie gabier oceánskej spodnej kôry, priemer z 87 celohorninových analýz (ODP, vrt 735B; Niu a O'Hara, 2003), 7 – priemerné zloženie oceánskej kôry (Niu a O'Hara, 2003), 8 – sumárne distribučné koeficienty hornina/tavenina tavenia v poli stability spinelového lherzolitu (Niu a O'Hara, 2003)

1 – N-MORB, mean of 26 analyses of fresh volcanic glasses (Jochum et al., 1988, in Hofmann, 1988), 2 – average N-MORB composition (Niu et al., 2002), 3 – average E-MORB composition (Niu et al., 2002), 4 – average oceanic island basalt (OIB) composition (Sun and McDonough, 1989), 5 – average island arc basalt composition (for Tonga and Mariana arcs; Niu and O'Hara, 2003), 6 – oceanic lower crust gabbro, mean of 87 whole rock analyses (ODP, borehole 735B; Niu and O'Hara, 2003), 7 – average composition of oceanic crust (Niu and O'Hara, 2003), 8 – effective bulk distribution coefficients for melting in the spinel lherzolite stability field (Niu and O'Hara, 2003)



s okolím (Navon a Stolper, 1987; Spiegelman a Elliott, 1993). Novšie predstavy sú skôr kombináciou obidvoch krajností (Lundstrom et al., 1999; Sours-Page et al., 1999; Spiegelman a Kelemen, 2003). Podľa Lundstroma et al. (1999) sa magmy typu MORB formujú v niekoľkých etapách (obr. 5). Formovanie sa začína parciálnym tavením mafickej časti zdroja v hĺbke vyše 100 km segregáciou kremeňom nenasýtenej (nefelinitovej) magmy. Tá v hĺbke pod 100 km reaguje s ortopyroxénom okolitých peridotitov a výsledkom je zmena na magmu zložením zodpovedajúcou bazanitom až alkalickým bazaltom. Ako pevný reakčný produkt spočiatku zostáva granát a klinopyroxén, v menšej hĺbke, v poli stability spinelu, olivín. Tam už magma reaguje aj s klinopyroxénom, a tak sa okolo jej migračných kanálov tvorí zóna dunitu. V hĺbke od 60–70 až 20 km sa inkongruentne tavia pyroxény v lherzolitoch, stupeň tavenia dosahuje 10–20 % a produkuje sa magma predstavujúca ochudobnený krajný člen MORB. Tavenina, pôvodne tvoriaca tenký film v intergranulárnych priestoroch a nachádzajúca sa v rovnováhe s restitom sa kanalizuje do dunitových zón. Permeabilita týchto zón je v porovnaní s okolím aspoň o rad väčšia, a tak slúžia ako migračné cesty pre obidva typy magmy (Kelemen et al., 2000). Dunitové zóny sú v plášti rozmiestnené v rozpätí odhadovanom na 1–100 m (Spiegelman a Kelemen, 2003). Najvrchnejších 10–20 km pláštá prekonáva magma rýchlym výstupom do magmatického rezervoára v osovej zóne chrbta a tam sa účinne premiešava (Cipriani et al., 2004).

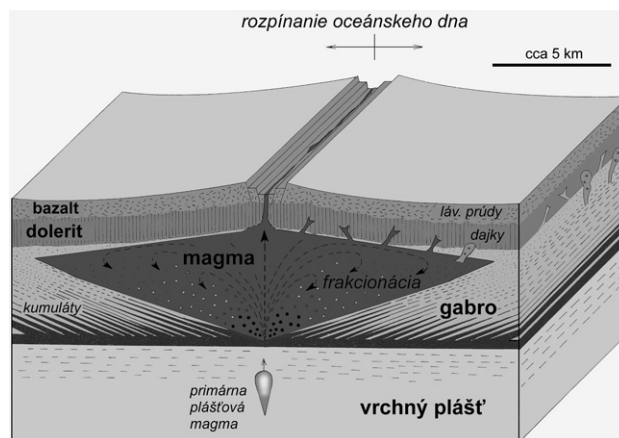
### Petrogenetické procesy v kôre

Variabilné podmienky chladnutia a kryštalizácie magmy sú hlavnou príčinou magmatickej stratifikácie typickej oceánskej kôry. Mechanizmus jej tvorby vysvetľovala klasická teória elegantným modelom, ktorý predpokladala existenciu permanentného axiálneho kôrového magmatického kozuba epizodicky zásobovaného dávkami taveniny do osovej časti a symetricky vyklinujúceho následkom solidifikácie do strán (obr. 6). Frakčná kryštalizácia taveniny viedla jednak k hromadeniu kumulátov v bazálnej časti kozuba a jednak k tvorbe menšieho množstva vysoko frakcionovanej reziduálnej taveniny v periférnych oblastiach v jeho vrchnej časti. Zvýšený odvod tepla z hornej strany kozuba podmieňoval v týchto miestach kryštalizáciu izotropných gabier (napr. Ballard et al., 1981). Napriek jednoduchosti a logickosti sa tento model musel pod ťarchou nových dôkazov opustiť. Geofyzikálny výskum na stredoocéánskych chrbtoch existenciu veľkých magmatických kozubov nepotvrdil a z petrológie gabier vyplynulo, že sa tvoria zložitejšie než jednoduchou kumuláciou minerálov na dne magmatického kozuba.

Nové predstavy vychádzajú predovšetkým z predpokladu, že formovanie profilu oceánskej kôry úzko súvisí s rýchlosťou rozpínania a tá je určujúcim faktorom najmä množstva produkovanej magmy (obr. 7 až 9). Výsledky seizmickej tomografie ukázali, že značná časť spodnej oceánskej kôry pod chrbtami je zmesou kryštálov a taveniny, ktorú Sinton a Detrick (1992) označili termínom

kryštalová kaša (*mush*). Samotná tavenina tvorí v profile len desiatky metrov hrubé šošovkovité teleso vo vrchnej časti spodnej kôry. Existencia takýchto šošoviek taveniny je pravdepodobne dlhodobá v prípade chrbtov s rýchlym, ale iba dočasná na chrbtoch s pomalým rozpínaním. Spôsob prívodu magmy a kryštalizácie spodnej oceánskej kôry sú stále predmetom diskusie. Nie je ešte jasné, či sa tavenina dostáva do šošoviek prúdením cez pórové priestory v kryštalovej kaši, alebo po jednotlivých kanáloch. Nevie sa ani to, či spodná oceánska kôra rastie hlavne kryštalizáciou v jedinej šošovke taveniny, po ktorej nasleduje odtok kryštalovej kaše dole a smerom od chrbta (model „gabrového ľadovca“), alebo zo série telies podobných ložným žilám po celej kôre (model „vianočný stromček“; Pearce, 2002). Zdá sa, že hromadiace sa poznatky svedčia skôr v prospech druhého modelu. Gabrá, niekedy so znakmi zvrstvenia, sa teda tvoria z kryštalizujúcej taveniny v šošovkách a ložných žilách a stupeň kryštalizácie varíruje od niekoľkých až po 50 % jej celkovej hmotnosti. Vytvorené kryštály sa hromadia (kumulujú) a reziduálne taveniny (interkumulus) môžu kryštalizovať *in situ* alebo ich pri kompácii vytlačujú gravitačné alebo tektonické sily. Prúdením kryštalovou kašou alebo oslabenými tektonickými zónami vystupujú reziduálne taveniny vyššie a tam sa z nich tvoria vrchné gabrá, dajky a láva.

Magma dajok sa injektuje do oslabenej zóny vznikajúcej vďaka extenzným zlomom v centre rozpínania. Časť zlomov sa stáva prírodnou cestou pre postupne sa hromadiace efúzie reprezentované lávovými príkrovmi a poduškovou (*pillow*) lávou. Zdá sa, že sa na oceánske dno prednostne dostáva láva s relatívne nižšou hustotou (Klein, 2003). Výlevy sú lokálne, spravidla hrubé 45 až 60 m a užšie ako 100 m. Majú epizodické trvanie – prebiehajú v období kratšom ako 100 rokov, striedajúcom sa s cca 5000 rokov dlhým obdobím pokoja. Lávové príkrovy sú typické pre morfológicky ploché terény a podušková láva vzniká na miernych svahoch (Kennish a Lutz, 1998).



**Obr. 6.** Schéma pôvodnej koncepcie generovania oceánskej kôry frakcionáciou vo veľkej šošovke taveniny pod osou stredoocéánskeho chrbta. Podľa Ballarda et al. (1981) – upravené.

**Fig. 6.** Scheme of the original concept of oceanic crust generation by fractionation processes in the huge melt chamber beneath the spreading axis of a mid-ocean ridge (Ballard et al., 1981 – adopted).



Výlevy prebiehajú za kontaktu s morskou vodou a ich úzke prepojenie s oceánskym dnom často dokumentuje výskyt sedimentu medzi poduškami lávy. Prekvapením je zistenie bazaltových vulkanoklastík na stredoatlantickom chrbte (Fuquet et al., 1998).

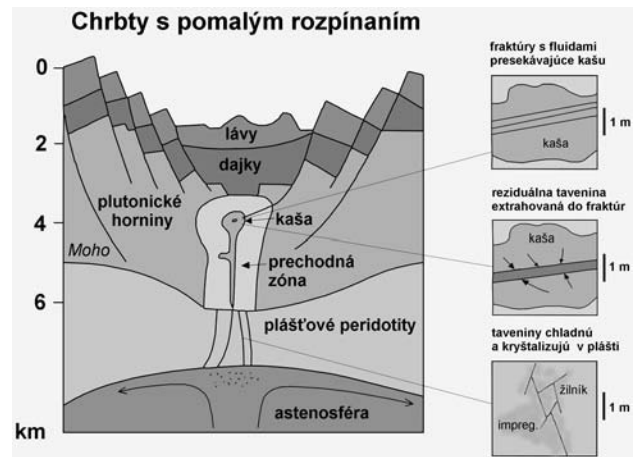
Rozdielna rýchlosť produkcie magmy v chrbtoch s rýchlym a pomalým rozpínaním je aj hlavnou príčinou rozdielov v mechanizmoch kôrovej akrecie na týchto chrbtoch. V chrbtoch s veľkou rýchlosťou rozpínania sa vďaka vysokej produkcii magmy udržiava šošovka taveniny, z ktorej kryštalizáciou vzniká kryštalová kaša na báze šošovky. Výsledkom kompaktie sú intersticiálne taveniny žmýkané cez kašu resp. pozdĺž zlomov a puklín nahor. Tak sa dopĺňa dlhodobý rezervoár taveniny pri rozhraní medzi vrstvou 2 a 3, ktorý je zdrojom izotropných gabier, dajok aj efúzií (obr. 7). Preto majú spodné gabrá veľmi variabilné množstvo zachytenej intersticiálnej taveniny a často aj zreteľnú strmú foliáciu, ktorá sa vysvetľuje rastom kryštálov súvisiacim s nahor smerujúcim tokom intersticiálnych tavenín a nadol smerujúcim prúdom kryštálov (MacLeod et al., 1996). Závažným dôkazom o význame takmer vertikálneho toku pod šošovkou taveniny sú aj mnohé vertikálne kontakty medzi rozličnými typmi gabra (Pearce, 2002).

Nízka produkcia magmy na pomalých chrbtoch spôsobuje, že sa spodné gabrá netvoria z jednotného magmatického kozuba, ale ako stoh nahromadených jednotlivých plutónov (ložných žíl) hrubých 200–300 m, každý s vnútorne koherentnou stratigrafiou, t. j. každý z nich smerom nahor tvoria vyvinutejšie produkty (Natland a Dick, 2001). V ich vývoji je navzájom prepojená kryštalizácia *in situ*, syntektonická deformácia a hydrotermálna alterácia.



**Obr. 7.** Rez rýchlo sa rozpínajúcim chrbtom. Tavenina extrahovaná z vystupujúcej astenosféry zásobuje oblasť s kryštalovou „kašou“ a šošovku taveniny pod osou chrbta. Vpravo sú zachytené niektoré osobitné štruktúry, na základe ktorých možno objasniť detaily priebehu procesov v oblasti chrbtov tohto typu. Podľa Pearcea (2002) – upravené.

**Fig. 7.** A section through a fast-spreading ridge shows melt extracted from rising asthenosphere feeding a mush zone and melt lens beneath the ridge axis. Right: three boxes depict several textures used to infer the details of some processes taking place along fast-spreading ridge. Adopted from Pearce (2002).



**Obr. 8.** Rez pomaly sa rozpínajúcim chrbtom. Tavenina extrahovaná z vystupujúcej astenosféry zásobuje oblasť s kryštalovou „kašou“. Dlhší čas jestvujúca šošovka taveniny chýba. Vpravo sú zachytené niektoré osobitné štruktúry, na základe ktorých možno objasniť detaily priebehu procesov v oblasti chrbtov tohto typu. Podľa Pearcea (2002) – upravené.

**Fig. 8.** A section through a slow-spreading ridge shows melt extracted from rising asthenosphere feeding a mush zone beneath the ridge axis. A permanently existing melt lens absents here. Right: three boxes depict several textures used to infer the details of some processes taking place along slow-spreading ridge. Adopted from Pearce (2002).

Ložné žily sa zvyčajne tvoria pod bariérami priepustnosti vznikajúcej kryštalizáciou chladnúcej taveniny migrujúcej pórní. Kompakcia kryštalovej kaše v spodných častiach vyvoláva tok intersticiálnych tavenín nahor a pokračujúca kryštalizácia vedie k jej ďalšej frakcionácii. Konečné produkty tejto frakcionácie – ferogabrá a plagiogranity – spravidla prerážajú produkty vlastného alebo iného kozuba, čo je prejav schopnosti reziduálnych tavenín migrovať za existencie tlakových gradientov do zón deformácie (obr. 8; Dick et al., 2000). Zdá sa, že hydrotermálne fluidá môžu do tohto systému vstupovať ešte pred jeho úplnou kryštalizáciou (Hart et al., 1999), čo by pomáhalo zvyšovať objem reziduálnej taveniny a znižovať jej viskozitu, a tak uľahčovalo jej injektáž do už vykryštalizovaného gabra. Napriek tomu sa frakcionované taveniny v pomalých chrbtoch nedostávajú až do najvrchnejšej časti kôry, a tak tam ferobazalty resp. ryolity chýbajú. Je to rozdiel voči rýchlym chrbtom, v ktorých frakcionovaná tavenina môže napájať vyššie ležiace rezervoáre, a tak sa zúčastňovať na erupciách (Dick et al., 2000; Pearce, 2002; Lissenberg et al., 2004).

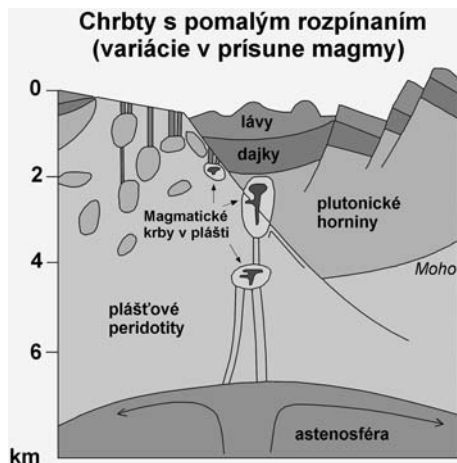
Rozdiely medzi chrbtami s rýchlym a pomalým rozpínaním sa prejavujú nielen v kôrovej časti, ale aj v najvrchnejších úsekoch plášťa. Výsledkom pomalšieho výstupu plášťa na chrbtoch spolu s pomalším rozpínaním a s nižšou produkciou magmy je intenzívnejšie ochladzovanie plášťa. Nižšia teplota jeho najvrchnejšej časti sa odráža vo zvýšenom podiele tam kryštalizujúcej magmy v podobe drobných gabrových dajok (obr. 8). Zvrstvená oceánska kôra (kôra penroského typu) sa tvorí len v tých častiach chrbtov, kde je hojný prívod magmy, t. j. na chrbtoch s rýchlym rozpínaním a v centrách segmentov

chrbtov s pomalým rozpínaním. Na ich okrajoch, a najmä na chrbtoch s ultrapomalým rozpínaním je magmy nedostatok, preto je kôra tenká a väčšia časť extenzie prebieha tektonickými procesmi podobnými tým, ktoré fungujú na ne vulkanicky riftovaných okrajoch kontinentov (Cannat et al., 1995, 1997). To môže viesť k tektonickému odkrytiu plášťovej litosféry na morskom dne, a tak nijaká magma generovaná v hĺbke v astenosfére nemôže prispievať k tvorbe gabrovej vrstvy (Bonatti et al., 2001). V tomto prípade prechádza až k povrchu silne ochladzovaným plášťom, čiže v týchto podmienkach môže úplne kryštalizovať iba v plášťovej litosfére v malých kozuboch, šošovkách, dajkách a žilníkoch. Ochladzovanie, a teda aj kryštalizácia závisia od rýchlosti tektonického zdvihu. Veľké extenzné prešmyky spolu s menšími poruchovými zónami môžu tieto gabrové telesá dekapitovať a deformovať alebo ich dopraviť až na oceánske dno. Výsledkom je kôra hessovského typu so štruktúrou „koláča s hrozičkami“ ako protiklad zvrstvenej kôry penroského typu (obr. 9). Podiel hessovskej kôry na celkovej rozlohe oceánskej kôry produkovanej chrbtami s pomalým rozpínaním sa odhaduje na cca 25 % (Snow, 1995).

Na tvorbe konečnej podoby oceánskej kôry sa okrem magmatických významnou mierou zúčastňujú aj metamorfne a hydrotermálne procesy. Oceánska voda

infiltrujúca do tektonicky porušených magmatitov v osovej oblasti stredoocéánskych chrbtov pri vysokom teplotnom gradiente spôsobuje výrazné metamorfne premeny späť s hydratáciou a s výmennými reakciami medzi fluidom a horninovým prostredím. Výsledkom je osobitný typ metamorfózy, označovaný ako metamorfóza typu oceánskych riftov. Táto metamorfóza je charakteristická rastom metamorfnych podmienok od zeolitovej až po vrchnú amfibolitovú fáciu v profile oceánskej kôry (napr. Ernst, 1993) a plynulým poklesom teploty metamorfózy pre vzdalovanie sa od zdroja tepla následkom rozpínania. Z fluidu, okrem iných zložiek obohatených aj o Fe, Cu a Zn, sa po návrate na morské dno vyzrážajú sulfidy (jav označovaný ako *black smokers*) a tvoria stratiformnú mineralizáciu cyperského typu (napr. Herzig et al., 2006). Problematiku metamorfnej premeny oceánskej kôry v minulosti u nás súhrnne spracoval Hovorka (1986).

Intergrálnou súčasťou oceánskej kôry sú aj pelagické sedimenty predstavujúce jej najvrchnejšiu časť. Tie v osovej časti stredoocéánskych chrbtov môžu úplne chýbať, ale so vzdialenosťou od riftu ich hrúbka narastá. Rýchlosť sedimentácie je nízka (~ mm/1000 rokov). Typické hlbokovodné oceánske sedimenty sú veľmi jemnozrnné, len zriedka sú častice väčšie ako 0,05 mm. Ich tvorba je výsledkom prísunu materiálu z (Li a Schoonmaker, 2003, a i.) (1) terigénneho (prevažne ílovité častice z kontinentov), (2) biogénneho (kremité resp. karbonátové schránky mikroorganizmov, organický materiál) a (3) autigénneho zdroja (prevažne precipitáty z hydrotermiém). Blízko osi riftu sa môže uplatniť aj materiál z dezintegrovaných hydrotermálne alterovaných bazaltov (napr. Smith a Humphris, 1998). Sedimenty majú povahu ílu a bahna a v konsolidovanom stave z nich vznikajú rozličné silicity, ílová a vápniťá bridlica. V bezprostrednom okolí riftov prevládajú autigénny zdroj a vo vrchlovej časti chrbtov sedimenty s biogénnym, prevažne karbonatickým zdrojom. Vzdalovaním od osi riftu sa pod vplyvom chladnutia kôry dno dostáva do väčšej hĺbky, ako je CCL (*carbonate compensation level*), a tak karbonáty prestávajú byť zložkou sedimentov. Relatívny podiel jednotlivých zdrojov na skladbe sedimentu možno najmä v prípade silicitov zistiť štúdiom obsahu vybraných „neterigénnych“ (Si, Fe, Mn, La a Ce) a „terigénnych“ prvkov (Ti, Al, Nb, Hf a Th; Kato et al., 2002).



**Obr. 9.** Znáznorenie významu prísunu magmy do pomaly sa rozpínajúcich chrbtov. Kôra v reze s vrstvovitou stavbou vpravo sa tvorila pri zvýšenom prísune magmy. Kôra vľavo v reze pripomínajúca hrozička v pudingu sa tvorila v nasledujúcej perióde, charakteristickej nedostatčným prísunom magmy. Extenzná tektonika spôsobila jej zvih smerom k oceánskému dnu. Väčšina magmy, stúpajúca v tomto prípade najvrchnejším plášťom, sa na ňom hromadí, postupne chladne a kryštalizuje bez toho, aby vytvorila normálny penroský profil oceánskej kôry – vzniká kôra hessovského typu. Podľa Tartarottiho et al. (1995, in Pearce, 2002).

**Fig. 9.** Illustration of the importance of magma supply at slow-spreading ridges. The layered crustal section on the right was formed during a period of high magma budget. The plum pudding-like crustal section on the left was formed during a subsequent period of magma starvation. In the latter case extensional faulting has uplifted mantle lithosphere toward the seafloor. Much of the magma rising through this mantle section was ponded within it, and progressively cooled and crystallized without forming a normal Penrose crustal section. Instead of it a Hess type crust was formed. According to Tartarotti et al. (1995, in Pearce, 2002).

### Petrogenetické procesy v zaoblúkových bazénoch

Oceánska kôra v zaoblúkových bazénoch sa generuje v plášťovom kline medzi subdukujúcou oceánskou litosférou a nadložnou platňou s vulkanickým oblúkom. Na mechanizmus otvárania zaoblúkových bazénov sú doteraz rozdielne názory a medzi najčastejšími príčinami sa uvádza (1) rohové prúdenie (*corner flow*) v plášťovom kline, (2) ťah subdukovanej platne alebo (3) odpor astenosféry voči pohybu nadložnej platne smerom ku kontinentu – tzv. kotvový (*sea anchor*) model (Mantovani et al., 2001). Množstvo a zloženie produkovanej taveniny závisí od termálneho režimu, prúdenia, ako aj od zloženia jej zdrojovej oblasti v tomto kline, ktoré priamo ovplyvňuje

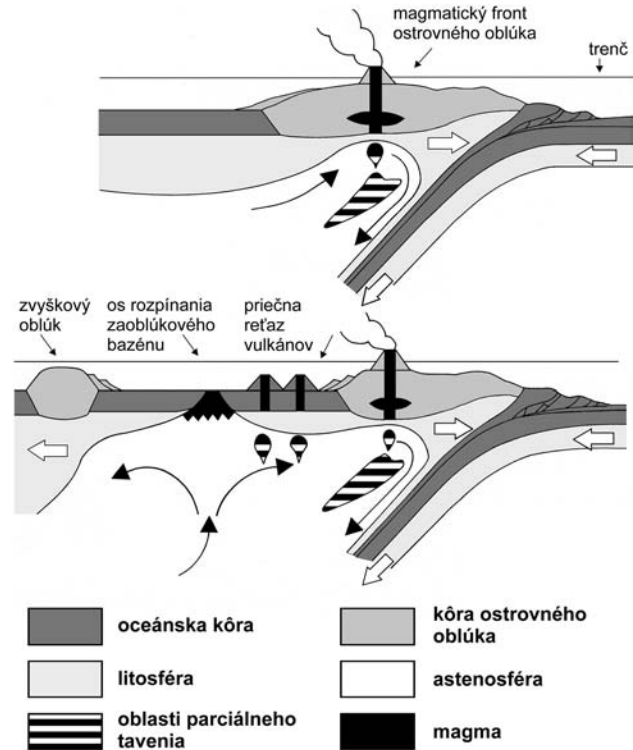
subdukujúca oceánska litosféra (Taylor a Martinez, 2003). Centrum rozpínania – zaoblúkový rift – vzniká blízko reologicky slabého vulkanického frontu (obr. 10). Jeho tvorbu sprevádza prúdenie vysoko hydratovaného plášťa, čo sa prejavuje zvýšenou produkciou magmy a tvorbou hrubšej kôry. Útvary produkovanej magmy majú oblúkový charakter. S pokračujúcim rozpínaním sa os riftu od vulkanického frontu oddeľuje a hydratácia plášťa klesá. Následkom prúdenia v plášťovom klíne sa plášť už silne ochudobnený o taveninu (v magmatickom oblúku alebo pri staršom rozpínaní) rôzne mieša s okolitým plášťom a to vedie k poklesu produkcie magmy a k stenčeniu kôry. Zloženie magmy zodpovedá zmesným typom bazaltov označovaným ako BABB. Keď sa os zaoblúkového riftu rozpínania dostatočne vzdiali od vulkanického frontu oblúka, takže ju už významne neovplyvňuje hydratácia a recirkulácia silne ochudobneného plášťa, ako ani geochemické zložky uvoľňované zo subdukovanej platne, pod centrom rozpínania prúdi okolitý ochudobnený plášť typu MORB. Vtedy tvoriaca sa kôra už má rovnaké vlastnosti ako v stredoocéánskych riftoch a ovplyvňuje ju hlavne rýchlosť rozpínania, produkujú sa bazalty spravidla veľmi blízke typickým oceánskym N-MORB, no niekedy ešte s náznakmi oblúkového vplyvu, ako je napr. obohatenie o alkálie alebo deficit Nb a Ta. Zdá sa, že niektoré geochemické heterogenity menších rozmerov, ktoré pôvodne vznikli pri subdukcii, sa môžu v plášti zachovať dlhší čas. Prúdenie v rámci celého plášťového klína v kombinácii s ďalšími faktormi (účinnosť fluíd zo subdukovanej platne, extrakcia magmy, prípadný vstup obohateného plášťa) môže vyústiť až do zložitého štvorrozmerného miešania plášťových zdrojov a jeho výsledkom môže byť značná variabilita v zložení magmatických hornín tvoriacich dno aj relatívne malých zaoblúkových bazénov (Falloon et al., 1992; Wright et al., 1996; Ewart et al., 1998; Fretzdorff et al., 2002; Taylor a Martinez, 2003, a i.).

V zaoblúkových bazénoch formujúcich sa v kontinentálnych vulkanických oblúkoch sa oceánska kôra netvorí. Hoci sa pri riftingu objavujú aj bázické magmy typu BABB prípadne až blízke N-MORB, v neskorších štádiách ich vystriedajú magmy blízke vnútroplášťovým bazaltom oceánskych ostrovov (OIB) resp. kontinentálnym tholeiitom (CT; Lawton a McMillan, 1999). Recentným príkladom takéhoto bazéna je Bransfieldov prieliv v Antarktíde (Grácia a Escartín, 1999). Vulkanický oblúk pred týmto bazénom už nie je aktívny a intenzívne tavenie subdukciou modifikovaného plášťa pri výstupe z neho časom vyčerpalo subdukčný komponent (zmena BABB na N-MORB). Transtenzia generovaná pohybom na zlome South Scotia Ridge umožnila výstup astenosférického plášťa a produkciu alkalických vulkanitov typu OIB v sv. časti bazéna (Fretzdorff et al., 2004).

### Geodynamický význam oceánskej kôry

Kľúčový význam oceánskej kôry nielen pre oceániku, ale aj kontinentálnu geológiu bol odhalený až po sformulovaní novej globálnej tektoniky a vyplýva z tektonického cyklu, ktorým prechádzajú horniny

zemského povrchu a ktorý sa označuje aj ako Wilsonov cyklus (napr. Fichter, 1999). Nosnou ideou tohto cyklu je konštatovanie, že konkrétny oceán existuje iba istý čas. História oceána sa začína riftingom stabilného kontinentu a končí sa kolíziou rozdelených častí kontinentu a vytvorením nového stabilného kontinentálneho bloku. Wilsonov cyklus však nie je skutočným cyklom, lebo konečný stav nie je totožný s východiskovým, ale ide o kombináciu cyklu a progresívneho vývoja. Z pôvodného oceána zostáva na kontinente jazva, ktorú budujú ofiolitové komplexy ako zvyšky jeho oceánskej kôry. Ešte významnejšie je, že sa pôsobením suprasubdukčného



**Obr. 10.** Idealizovaná schéma znázorňujúca vývoj od jednoduchého ostrovného oblúka po oblúk s produkciou oceánskej kôry v zaoblúkovom bazéne. Podľa Sterna et al., 2003 – upravené. Pri otvorení zaoblúkového bazéna vďaka výstupu plášťa vzniká viac možných miest produkcie taveniny, a tak tavenina vzniká pod osou rozpínania, pod priečnou reťazou vulkánov a pod magmatickým frontom. S ďalším rozširovaním zaoblúkového bazéna sa produkcia magmy v oblasti priečnej reťaze vulkánov zastavuje a oblasti magmatického frontu oblúka a osi rozpínania sa od seba vzdalujú. Plášť pod osou rozpínania stále menej ovplyvňuje subdukcia, čo sa prejavuje zmenou zloženia produkovanej magmy od BABB k N-MORB.

**Fig. 10.** Conceptual models for evolution from a common island arc to an island arc with back-arc spreading (adopted from Stern et al., 2003). There are the multiple melting opportunities for the mantle rising beneath the back-arc basin with melt generation beneath the spreading axis, cross-chain of volcanoes and magmatic front. Further spreading continuation lead to disruption of the melt production in area of cross-chain volcanoes and to the separation of areas of magmatic front and spreading axis. Decreasing subduction influence on the mantle beneath the spreading axis results to change in composition of produced BABB magmas to N-MORB ones.

magmatizmu zväčšilo množstvo hornín kontinentálneho typu. Vlastný magmatizmus pritom iniciovali zložky uvoľňované zo subdukovanej oceánskej kôry a časť magmy sa tvorila transformáciou starších horninových komplexov, opäť prevažne oceánskeho pôvodu. Hoci sa o detailoch mechanizmu prirastania kontinentálnej kôry ešte stále vedie diskusia, rozhodujúca úloha oceánskej kôry v ňom je nepochybná. Identifikácia reliktovej oceánskej kôry v pásmových pohoriach je teda pri identifikácii paleorozhraní kontinentálnych blokov a výskume evolúcie ich kôry významným vodídlom.

Ophiolitové komplexy na kontinentoch sú prevažne bývalou oceánskou kôrou okrajových bazénov produkovanou v suprasubdukčnom prostredí predobľukových alebo zaobľukových bazénov (Coleman, 1984). Kôra rozsiahlych oceánov pravdepodobne podlieha úplnej subdukcii. Na rozdiel od pôvodných predstáv z počiatkov novej globálnej tektoniky nie je oceánska litosféra po subdukcii v plášti deštruovaná, ale hromadí sa na rozhraní vrchného a spodného plášťa (diskontinuita v 670 km), odkiaľ sa epizodicky môže v podobe plášťovej lavíny prevaliť až na hranicu plášť/jadro (2900 km). Časť tohto materiálu je recyklovaná – po istom čase vystupuje diapiricky ako plášťové chocholy (hríby) do vyšších úrovní plášťa a tam indukuje parciálne tavenie a produkciu bazaltovej magmy. Veľké chocholy, ktoré sa v geologickej histórii sporadicky vyskytovali, boli pôvodcami enormných výlevov bazaltovej magmy v kontinentálnych a oceánskych vulkanických platách. Subdukcia oceánskych plat sa uvádza ako najpravdepodobnejší mechanizmus rozsiahleho epizodického prirastania kontinentálnej kôry (Condie, 1998, 2000).

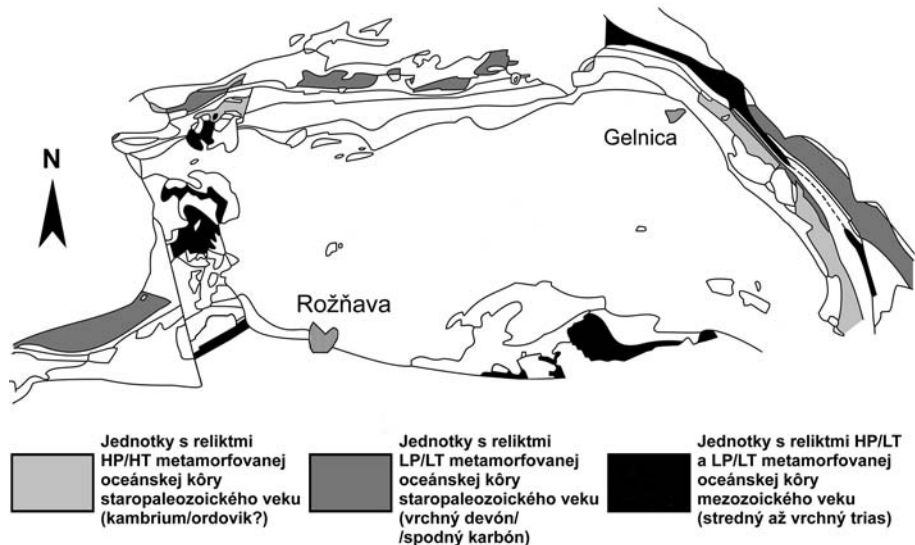
### Oceánska kôra v Západných Karpatoch

Podobne ako v iných orogénnych pásmach aj v Západných Karpatoch sú relikty oceánskej kôry rozličného veku a rozšírenia, ktoré môžu indikovať hranice paleoplatní alebo upozorňovať na prítomnosť odlišných

teranov. Najrozšírenejšie sú v severnej časti Vnútrotných Západných Karpát (obr. 11). Doteraz sa identifikovali tri skupiny týchto reliktovej oceánskej kôry, zhodne reprezentované neúplnými, rozčlenenými a v prevažnej miere aj metamorfovanými ofiolitmi, (1) staropaleozoického, (2) vrchnodevónsko-spodnokarbónskeho a (3) strednotriasovo-vrchnojurského veku, ktoré pôvodne vznikali v rôznych štádiách evolúcie dna prevažne okrajových bazénov.

Do staropaleozoickej skupiny zvyškov oceánskej kôry možno zaradiť rozsahom nevelké (prvé desiatky metrov) enklávy retrogresiou postihnutých eklogitov, ako aj metaultramafitov známych z leptyno-amfibolitových komplexov (LAK) v tatriku, veporiku, ale aj v gemeriku (Hovorka et al., 1997, a citácie v tejto práci). V tatriku sa zistili na lokalitách Braniska, v Západných Tatrách (napr. Brišno) a v západnej časti Nízkych Tatier (Jasenie), vo veporiku v Čiernej hore, vo východnej časti Nízkych Tatier (napr. v doline Vagnár, Krivúľa a Koleso), na severnom okraji veporskej časti Slovenského rudohoria (dolina Malého Zeleného potoka, Hronec), ako aj v Tribeči (Rázdiel, Drahožická dolina). Z gemerika sú známe z klátovskej skupiny (okolie Dobšinej) a ako obliaky aj z vrstiev vrchnokarbónskych bindtsko-rudnianskeho zlepenca. Sú pravdepodobne kambricko-spodnoordovického veku, hoci v prípade gemerika nie je vylúčený ani mladší vek. Ich geochemické charakteristiky sú prevažne blízke recentným IAT, BABB, zriedkavejšie aj N-MORB (Hovorka et al., 1997), čo indikuje ich pôvod zo zaobľukových bazénov v nerovnakom štádiu otvárania (Ivan, 2005). Výnimkou sú retrogresné eklogity a metaultramafity z oblasti na S od Helpy, ktorých primárna magma bola zložením blízka bazaltom oceánskych ostrovov (OIB). Mohli by byť relikty subdukovaných oceánskych podmorských hôr (Ivan a Méres, 2007).

Relikty oceánskej kôry vrchnodevónsko-spodnokarbónskeho veku zastupuje jednak (1) pernecká skupina v malokarpatskom kryštaliniku a tiež (2) zlatnícka formácia a (3) ochtinská skupina na severnom okraji gemerika. Perneckú skupinu tvorí komplex metamorfovaných bazaltov, doleritov a gabier zložením blízkeho typu N-MORB.



**Obr. 11.** Schematická mapa litostratigrafických jednotiek severnej časti Vnútrotných Západných Karpát obsahujúcich relikty oceánskej kôry rôzneho veku indikujúce zložitú geodynamickú evolúciu západokarpatského orogénu.

**Fig. 11.** Lithostratigraphic units in the northern part of the inner Western Carpathians containing relics of the oceanic crust variable in age and indicating complex plate tectonic evolution of the Western Carpathian orogeny. Explanations: light-grey – units with the HP/HT metamorphosed relics of the oceanic crust Lower Paleozoic in age (Cambrian–Ordovician?), dark-grey – units with the LP/LT metamorphosed relics of the oceanic crust Lower Paleozoic in age (Upper Devonian–Lower Carboniferous), black – units with the Mesozoic oceanic crust relics (Middle to Upper Triassic).

V najvyššej časti profilu obsahuje tenkú polohu hlbinných oceánskych sedimentov a lokálne aj Cu pyritovú stratiformnú mineralizáciu cyperského typu. Ako celok predstavuje relatívne dobre zachovanú vrchnú časť oceánskej kôry bazéna v zrelom štádiu otvárania (Ivan et al., 2001; Méres, 2005; Ivan a Méres, 2006). Vek perneckej skupiny je cca 350–370 Ma (Putiš et al., 2006). Už v staršom období, ako je visén, sa pernecká skupina preukázateľne stala súčasťou variskej príkrovovej stavby, a to spolu s pezinskou, obsahujúcou materiál kontinentálneho pôvodu. Obidve skupiny sú intrudované a metamorfované granitoidným bratislavským a modranským masívom v čase zodpovedajúcom  $348 \pm 4$  Ma (Cambel et al., 1990). Súčasná stavba je výsledkom novej etapy tvorby príkrovov v kriede.

Zlatnícka formácia vystupuje ako prerušovaný pruh výskytov medzi Dobšinou a Košickou Belou s horninami rudnianskej formácie alebo klátovskej skupiny v podloží a krompašskej v nadloží. Tvoria ju prevažne afyrické alebo porfyrické metabazalty, v menšej miere aj metadolerity a metagabrá. Metamorfná premena dosahuje len veľmi nízky až nízky stupeň (Černák a Ivan, 2006), hoci gabrá nesú aj znaky metamorfózy typu oceánskych riftov. Geochemické charakteristiky blízke BABB indikujú, že zlatnícka formácia je reliktom vrchnej časti kôry zaoblúkového bazéna v ranom štádiu otvárania (Ivan, 1997). Zhodné prostredie vyplýva aj z geochemických charakteristík sivých fylitov z najvyššej časti profilu, ktoré prekvapujúco predstavujú metamorfované dacitové vulkanoklastiká pôvodom z vulkanického oblúka (Méres et al., 2007). Vek zlatníckej formácie je cca 385 Ma (Putiš et al., 2007). Spodnokarbónska ochtinská skupina, považovaná za severný okraj gemerika, tvorí pruh slabo metamorfovaných magmatitov a sedimentov v gemerskom ostrohu a tiež na sv. okraji Spišsko-gemerského rudohoria, kde sa pôvodne sčasti označovala aj ako črmelská skupina (Vozárová, 1996). Výskyt pestrej palety typov hornín naznačuje, že by mohla byť melanžom sformovanou v predoblúkovom bazéne. Relikty oceánskej kôry tam tvoria prevažne telesá metabazaltov, v menšej miere aj metagabier a metaultrabazitov. Metabazalty sú geochemickými charakteristikami kombináciou typu BABB a N-MORB s náznakmi prechodu do typu E-MORB, čo je vlastnosť známa z ofiolitov predoblúkového prostredia (Ivan a Ježová, 2003). Vek reliktovej oceánskej kôry z ochtinskej skupiny nie je známy, no z vápencových telies tejto skupiny sa paleontologicky doložil ako visén až spodný namúr (Kozur et al., 1970).

Relikty oceánskej kôry mezozoického veku vystupujú v jednotkách meliatika a bükkika Vnútných Západných Karpát. Prehľadne ich v minulosti spracoval napr. Balla et al., 1983; Harangi et al., 1996; Hovorka a Spišiak, 1998; Mazzoli a Vozárová, 1998; Ivan, 2002a, alebo Faryad et al., 2005. V meliatiku sa vyskytujú v dvoch typoch jednotiek odlišujúcich sa metamorfnou evolúciou. Jednotky v bôrčanskom príkrove prešli vysokotlakovo-nízkotepelným štádiom subdukčnej metamorfózy. Ostatné nízko- a stredne-temperatúrovne metamorfované formácie (1) jaklovská, (2) meliatska, (3) darnóska a (4) ofiolitová formácia

údolia Bodvy nesú len ojedinele indicie pôsobenia etapy mierne zvýšených tlakov. Vo všetkých prípadoch majú charakter nekompletných, rozčlenených ofiolitov tvoriacich izolované telesá v sedimentárnej alebo salinárnej melanži (Ivan, 2002a, 2007a). V bôrčanskom príkrove sú relikty oceánskej kôry súčasťou (1) hačavskej, (2) kobeliarovskej a (3) steinberskej formácie (Ivan, 2007b, 2007c). Tvoria ich rádiolarity, bazalty, dolerity a ojedinele aj gabrá, ktoré prešli metamorfózou vo fácií modrých bridlíc, a s výnimkou hačavskej formácie aj retrogresnou metamorfózou vo fácií zelených bridlíc (Ivan, 2002b). Vyskytujú sa aj telesá serpentinizovaných ultrabazitov. Spolu s telesami karbonátov sú súčasťou melanže, ktorej matrix, reprezentovaný rôznymi typmi fylitov, bol tiež vysokotlakovo metamorfovaný. Geochemické charakteristiky metabazitov varíujú od typov blízkych IAT cez BABB až k N-MORB, často s prejavmi výraznej frakcionácie pôvodnej magmy. Typy IAT eruptovali v prostredí karbonátovej sedimentácie, ostatné sú sprevádzané abysálnymi sedimentmi. Vek hornín oceánskej kôry v bôrčanskom príkrove sa doteraz exaktne neurčil, ale podľa litologickej zhody s inými jednotkami meliatika sa predpokladá, že je strednotriasový až vrchnotriasový. V jaklovskej a meliatskej formácii sú efuzívne metabazalty často v primárnom kontakte a abysálnymi kremitými metasedimentmi s paleontologicky doloženým vekom vrchný anis až spodný ladin resp. karn až norik. Tvoria olistolity v slabo metamorfovaných sivých až čiernych pelitoch, miestami s polohami pieskovca alebo rádiolaritov jurského veku (kelovej až spodný oxford; Ivan, 2007a, a citácie v tejto práci). Metabazalty sú blízke typickým N-MORB ešte s náznakmi subdukčného vplyvu (Ivan, 2006). Darnóska formácia litologicky pripomína meliatsku. Olistolity slabo metamorfovaných triasových bazaltov, doleritov a gabier sú spolu so abysálnymi silicitmi a tiež karbonátmi uložené v matrixe jurského veku, zloženého z pieskovca a bridlice. Geochemické údaje naznačujú možnú prítomnosť dvoch typov bazaltov BABB a typu zodpovedajúceho E-MORB (Harangi et al., 1996). Relikty oceánskej kôry vo formácii ofiolitov bodvianskeho údolia reprezentujú telesá metamorfovaných gabrodoleritov a ferogabrodoleritov, v menšej miere aj bazaltov tektonicky vtláčených do evaporitov permskej perkupskej formácie. Ojedinele vykazujú indicie uplatnenia vyššietlakového metamorfného štádia a geochemicky zodpovedajú prevažne typu E-MORB, v menšej miere N-MORB. Asociujú s nimi rádiolarity ladinského veku. Relikty oceánskej kôry v meliatiku sa interpretujú ako pôvodná súčasť dna triasovo-jurského meliatskeho oceána, ktorý vznikol ako zaoblúkový bazén v prostredí permsko-triasového vulkanického oblúka. Produkty raného štádia otvárania sa zachovali v bôrčanskom príkrove, rozvinutom štádiu v jaklovskej a meliatskej formácii (Ivan, 2002a). Vo vrchnej jure bol meliatsky oceán subdukovaný, časť jeho kôry zachytená v akrečnej prizme a pretvorená na melanž. V bükkiku sú relikty oceánskej kôry sústredené vszarvaskó-monosbélskom príkrove v prostredí terigénnych sedimentov jurského veku. Ich vzťah k okoliu nie je jasný. Časť z nich sa vyskytuje ako olistolity a časť má voči okoliu intruzívne vzťahy vrátane kontaktnej metamorfózy (Balla

et al., 1983). Tvoria ich veľmi slabo až slabo metamorfované bazalty a gabroidy s prejavmi výraznej diferenciácie od ultramafických typov až po plagiobranity. Geochemicky variujú medzi typom N-MORB a E-MORB (Downes et al., 1990; Harangi et al., 1996; Aigner-Torres a Koller, 1999). Predstavujú zvyšky oceánskeho bazéna jurského veku, ktorý pravdepodobne vznikol skôr v predobľúkovom prostredí a nemusí byť totožný s bazénom meliatskeho oceána.

Relikty oceánskej kôry vo Vnútrotných Západných Karpatoch nie sú zvyškom samostatných oceánskych bazénov, ale iba pokračovaním oceánskych bazénov, ktorých zvyšky sa zachovali v podobe ofiolitových komplexov heleníd a dinaríd. Ako súčasť západného pokračovania dinaridných ofiolitov sa do súčasnej pozície dotransportovali ako výsledok pohybu malých litosférických platní v miocéne a možno ich vystopovať pozdĺž stredomaďarskej tektonickej línie (Ivan, 2002a).

**Podakovanie.** Práca je výsledkom teoretického štúdia v rámci výskumných úloh grantového projektu APVT-20-020002, APVV-0571-06 a VEGA 1/2025/05. Ďakujem oponentovi D. Hovorkovi z Katedry mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK a Z. Némethovi zo Štátneho geologického ústavu D. Štúra za cenné pripomienky, ktoré pomohli doplniť niektoré aspekty tohto prehľadu, spresniť terminológiu a zvýšiť zrozumiteľnosť textu.

### Literatúra

- AIGNER-TORRES, M. & KOLLER, F., 1999: Nature of the magma source of the Szarvaskó complex (NE-Hungary): Petrological and geochemical constraints. *Ofioliti*, 24, 1–12.
- ASIMOW, P. D., DIXON, J. E. & LANGMUIR, C. H., 2004: A hydrous melting and fractionation model for mid-ocean ridge basalts: Application to the Mid-Atlantic Ridge near the Azores. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 5, doi:10.1029/2003GC000568.
- BALLA, Z., HOVORKA, D., KUZMIN, M. & VINOGRADOV, V., 1983: Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (Hungary). *Ofioliti*, 8, 5–46.
- BALLARD, R. D., CRAIG, H., EDMOND, J., EINAUDI, M., HOLCOMB, R., HOLLAND, H. D., HOPSON, C., LUYENDYK, B. P., MACDONALD, K., MORTON, J., ORCUTT, J. & SLEEP, N., 1981: Crustal processes of the Mid-Ocean Ridge. *Science (Washington)*, 213, 4503, 31–40.
- BONATTI, E., BRUNELLI, D., FABRETTI, P., LIGI, M., PORTARO, R. A. & SEYLER, M., 2001: Steady-state creation of crust-free lithosphere at cold spots in mid-ocean ridges. *Geology*, 29, 11, 979–982.
- CAMBAL, B., KRÁL, J. & BURCHART, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, Veda*, 183.
- CANNAT, M., MÉVEL, C., MAIA, M., DEPLUS, C., DURAND, C., GENTE, P., AGRINIER, P., BELAROUCHI, A. & DUBUISSON, G., et al., 1995: Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22–24° N). *Geology*, 23, 49–52.
- CANNAT, M., CHATIN, F., WHITECHURCH, H. & CEULENEER, G., 1997: Gabbroic rocks trapped in the upper mantle at the Mid-Atlantic Ridge. In: J. A. Karson, M. Cannat, D. J. Miller & D. Elthon (eds.): *Proceeding ODP, Sci. Results*, 153, College Station, Ocean Drilling Program, 243–264.
- CASTILLO, P. R., KLEIN, E., BENDER, J., LANGMUIR, C., SHIREY, S., BATIZA, R. & WHITE, R., 2000: Petrology and Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glasses from the 11°45'N to 15°00'N segment of the East Pacific Rise. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 1, 1999GC000024.
- CIPRIANI, A., BRUECKNER, H. K., BONATTI, E. & BRUNELLI, D., 2004: Oceanic crust generated by elusive parents: Sr and Nd isotopes in basalt-peridotite pairs from the Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 32, 657–660.
- COLEMAN, R. G., 1977: Ophiolites – ancient oceanic lithosphere? *Berlin–New York, Springer–Verlag*, 229.
- COLEMAN, R. G., 1984: The diversity of ophiolites. *Geol. en Mijnb.*, 63, 141–150.
- CONDIE, K. C., 1998: Episodic continental growth and supercontinents: A mantle avalanche connection? *Earth planet. Sci. Lett.*, 163, 97–108.
- CONDIE, K. C., 2000: Episodic continental growth models: Afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, 322, 153–162.
- COOGAN, L. A., MACLEOD, C. J., DICK, H. J. B., EDWARDS, S. J., KVASSNES, A., NATLAND, J. H., ROBINSON, P. T., THOMPSON, G. & O'HARA, M. J., 2001: Whole-rock geochemistry of gabbros from the southwest Indian Ridge: constraints on geochemical fractionations between the upper and lower continental crust and magma chamber processes at (very) slow-spreading ridges. *Chem. Geol.*, 178, 1–22.
- ČERMÁK, V. & IVAN, P., 2006: Lokálne prejavy veľmi slabej metamorfózy v paleozoických bazaltoch severného okraja gemerika (Spišsko-gemerské rudohorie). In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): *Geochémia 2006. Konf. symp. sem., Bratislava, ŠGÚDŠ*, 100–102.
- DICK, H. J. B., 1996: Hess versus Penrose: What is the composition of the lower ocean crust? *EOS. Trans. Amer. geophys. Un.*, 77, 275.
- DICK, H. J. B., NATLAND, J. H., ALT, J. C., BACH, W., BIDEAU, D., GEE, J. S., HAGGAS, S., HERTOGEN, J. G. H., HIRTH, G., HOLM, P. M., ILDEFONSE, B., ITURRINO, G., JOHN, B. E., KELLEY, D. S., KIKAWA, E., KINGDON, A., LEROUX, P. J., MAEDA, J., MEYER, P. S., MILLER, D. J., NASLUND, H. R., NIU, Y. L., ROBINSON, P. T., SNOW, J., STEPHEN, R. A., TRIMBY, P. W., WORM, H. U. & YOSHINOBU, A., 2000: A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth planet. Sci. Lett.*, 179, 31–51.
- DIETZ, R. S., 1961: Continent and oceanic basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190, 854–857.
- DOWNES, H., PANTÓ, G., ÁRKAI, P. & THIRLWALL, M. F., 1990: Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains, Hungary. *Lithos*, 24, 201–215.
- ERNST, W. G., 1993: Evolution in the understanding of metamorphism of basaltic rocks and their tectonic settings: A personal perspective. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, 36, 269–280.
- EWART, A., COLLERSON, K. D., REGELOUS, M., WENDT, J. I. & NIU, Y., 1998: Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-back arc systems: The role of varying mantle wedge composition in space and time. *J. Petrology*, 39, 331–368.
- FALLOON, T. J., MALAHOFF, A., ZONENSHAIN, L. P. & BOGDANOV, Y., 1992: Petrology and geochemistry of back-arc basin basalts from Lau Basin spreading ridges at 15°, 18° and 19° S. *Mineral. Petrology*, 47, 1–35.
- FARYAD, S. W., SPIŠIAK, J., HORVÁTH, P., HOVORKA, D., DIANIŠKA, I. & JÓZSA, S., 2005: Petrological and geochemical features of the Meliata mafic rocks from the sutured Triassic oceanic basin, Western Carpathians. *Ofioliti*, 30, 1, 27–35.
- FICHTER, L. S., 1999: The Wilson cycle. Harrisonburg, J. Madison Univ., <http://csmres.jmu.edu/geollab/Fichter/Wilson/Wilson.html>
- FOUQUET, Y., EISSEN, J. P., ORLEANS, H., BARRIGA, F., BATIZA, R. & DANYUSHEVSKY, L., 1998: Extensive volcanoclastic deposits at the Mid-Atlantic Ridge axis: Results of deep-water basaltic explosive volcanic activity? *Terra Nova*, 10, 280–286.
- FRETZDORFF, S., LIVERMORE, R. A., DEWEY, C. W., LEAT, P. T. & STOFFERS, P., 2002: Petrogenesis of the back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean. *J. Petrology*, 43, 8, 1435–1467.
- FRETZDORFF, S., WORTHINGTON, T. J., HAASE, K. M., HEKINIAN, R., LEANDER, F., KELLER, R. A. & STOFFERS, P., 2004: Magmatism in the Bransfield Basin: Rifting of the South Shetland arc? *J. geophys. Res.*, 109, B12208, doi: 10.1029/2004JB003046.
- GRÁCIA, E. & ESCARTIN, J., 1999: Crustal accretion at mid-ocean ridges and back-arc spreading centers: Insights from the Mid-Atlantic Ridge, the Bransfield Basin and North Fiji Basin. *Contr. Sci.*, 1, 2, 175–192.
- GRIFFLE, R. F., STERN, R. J., NEWMAN, S., BLOOMER, S. H. & O'HEARN, T., 1998: Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: Implications for magmagenesis in back-arc basins. *J. Petrology*, 39, 125–154.

- HANNIGAN, R. E., BASU, A. R. & TEICHMANN, F., 2001: Mantle reservoir geochemistry from statistical analysis of ICP-MS trace element data of equatorial mid-Atlantic MORB glasses. *Chem. Geol.*, 175, 397–428.
- HARANGI, S., SZABÓ, C., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Z., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I., 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. *Int. Geol. Rev.*, 38, 336–360.
- HART, S. R., BLUSZTAIN, J., DICK, H. J. B., MEYER, P. S. & MUELENBACHS, K., 1999: The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. *Geochim. cosmochim. Acta*, 63, 4059–4080.
- HERZIG, P. M., PETERSEN, S. & HANNINGTON, M. D., 2006: Polymetallic massive sulphide deposits at the modern seafloor and their resource potential. *ISA Tech. Study*, 2, 1-29, <http://www.isa.org/jm/en/seabedarea/PolySulphRep/Part1.pdf>
- HESS, H. H., 1962: History of ocean basins. *Petrol. Studies. Geol. Soc. Amer., New York*, 559–620.
- HOFMANN, A. W., 1988: Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth planet. Sci. Lett.*, 90, 297–314.
- HOFMANN, A. W., 2003: Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements. In: *Treatise on geochemistry*. Vol. 2: The mantle and core. *Elsevier (Amsterdam)*, 61–101.
- HOVORKA, D., 1986: Metamorfóza hornín oceánskeho dna. *Mineralia Slov.*, 18, 465–476.
- HOVORKA, D., IVAN, P. & MÉRES, Š., 1997: Leptyno-amphibolite complex of the Western Carpathians: Its definition, extent and genetical problems. In: *P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 269–280.
- HOVORKA, D. & SPIŠIAK, J., 1998: Mesozoic Meliata ocean dismembered ophiolites. In: *M. Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GSSR*, 81–88.
- IVAN, P., 1997: Rakovec and Zlatník Formations: Two different relics of the pre-Alpine back-arc basin crust in the inner Western Carpathians. In: *P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 281–288.
- IVAN, P., 2002a: Relics of the Meliata Ocean crust: Geodynamic implications of mineralogical, petrological and geochemical proxies. *Geol. Carpath.*, 53, 4, 245–256.
- IVAN, P., 2002b: Relic magmatic minerals and textures in the HP/LT metamorphosed oceanic rocks of the Triassic-Jurassic Meliata ocean (inner Western Carpathians). *Slov. geol. mag.*, 8, 109–122.
- IVAN, P., 2005: Geodynamický vývoj Západných Karpát v paleozoiku – pokus o rekonštrukciu z magmatického záznamu. *Mineralia Slov.*, 37, 3, 185–188.
- IVAN, P., 2006: Suprasubdukčný vznik Meliatskeho oceánu: dôkazy z geochemického štúdia slabometamorfovaných bazaltov meliatskej jednotky. In: *O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2006. Konf. symp. sem., Bratislava, ŠGÚDŠ*, 121–123.
- IVAN, P., 2007a: Vulkanicity mezozoika vnútorných Západných Karpát: ich petrograficko-geochemická charakteristika a pôvod. In: *L. Jurkovič (ed.): Geochémia v súčasných geologických vedách. Cambelove dni, 2007. Bratislava, Univerzita Komenského*.
- IVAN, P., 2007b: Litostratigrafické jednotky príkrovu Bôrky: ich stručná charakteristika a možný pôvod. In: *L. Jurkovič (ed.): Geochémia v súčasných geologických vedách. Cambelove dni, 2007. Bratislava, Univerzita Komenského*, 42–48.
- IVAN, P. & JEŽOVÁ, J., 2003: Geochemia metabazaltov ochtinskej a črmelskej skupiny (spodný korbón, vnútorné Západné Karpaty) a ich geodynamické prostredie vzniku. In: *O. Ďurža & S. Rapant (eds.): Geochémia 2003. Bratislava, Vyd. D. Štúra*, 30–32.
- IVAN, P. & MÉRES, Š., 2006: Litostratigrafické členenie a pôvod staropaleozoickej časti kryštalinika Malých Karpát – nový pohľad na základe výsledkov geochemického výskumu. *Mineralia Slov.*, 38, 2, 165–186.
- IVAN, P. & MÉRES, Š., 2007: Geochemical types of the metamorphosed igneous rocks in the leptynite-amphibolite complex of the Veporic Unit (Western Carpathians) and their genetic implications. *Min. polon. Spec. Paper*, 31, 143–146.
- IVAN, P., MÉRES, Š., PUTIŠ, M. & KOHÚT, M., 2001: Early Paleozoic metabasalts and metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): Evidence for rift basin and ancient oceanic crust. *Geol. Carpath.*, 52, 67–78.
- KAMENETSKY, V. S., EVERARD, J. L., CRAWFORD, A. J., VARNE, R., EGGINS, S. M. & LANYON, R., 2000: Enriched end-member of primitive MORB melts: Petrology and geochemistry of glasses from Macquarie Island (SW Pacific). *J. Petrology*, 41, 411–430.
- KAMENETSKY, V. S. & MAAS, R., 2002: Mantle-melt evolution (dynamic source) in the origin of a single MORB suite: A perspective from magnesian glasses of Macquarie Island. *J. Petrology*, 43, 1909–1922.
- KATO, Y., NAKAO, K. & ISOZAKI, Y., 2002: Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwestern Japan: Implications for an oceanic redox change. *Chem. Geol.*, 182, 15–34.
- KELEMEN, P. B., BRAUN, M. & HIRTH, G., 2000: Spatial distribution of melt conduits in the mantle beneath oceanic spreading ridges: Observations from the Ingalls and Oman ophiolites. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 1, 1999GC000012.
- KELLER, R. A., FISK, M. R., SMELLIE, J. L., STRELIN, J. A., LAWVER, L. A. & WHITE, W. M., 2002: Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations. *J. geophys. Res.*, 107, B8, 10.1029/2001JB000444.
- KENNISH, M. J. & LUTZ, R. A., 1998: Morphology and distribution of lava flows on mid-ocean ridges. *Earth Sci. Rev.*, 43, 63–90.
- KLEIN, E. M., 2003: Geochemistry of the Igneous Oceanic Crust. In: *Treatise on Geochemistry. Vol. 3: The Crust. Elsevier (Amsterdam)*, 433–463.
- LAWTON, T. F. & McMILLAN, N. J., 1999: Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. *Geology*, 27, 9, 779–782.
- LE MÉE, L., GIRARDEAU, J. & MONNIER, Ch., 2004: Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge. *Nature*, 432, 167–172.
- LE ROEX, A. P., FREY, F. A. & RICHARDSON, S. H., 1996: Petrogenesis of lavas from the AMAR Valley and Narrowgate region of the FAMOUS Valley, 36°–37°N on the Mid-Atlantic Ridge. *Contr. Mineral. Petrology*, 124, 167–184.
- LE ROEX, P. J., LE ROEX, A. P. & SCHILLING, J. G., 2002a: Crystallization processes beneath southern Mid-Atlantic Ridge (40–55°S), evidence for high-pressure initiation of crystallization. *Contr. Mineral. Petrology*, 142, 582–602.
- LE ROEX, P. J., LE ROEX, A. P. & SCHILLING, J. G., 2002b: MORB melting processes beneath the southern Mid-Atlantic Ridge (40–55°S): A role for mantle-plume derived pyroxenite. *Contr. Mineral. Petrology*, 144, 206–229.
- LI, Y. H. & SCHOONMAKER, J. E., 2003: Chemical composition and mineralogy of marine sediments. In: *Treatise on geochemistry. Vol. 7: Sediments, diagenesis and sedimentary rocks. Elsevier (Amsterdam)*, 1–35.
- LISSENBERG, C. J., BÉDARD, J. H. & VAN STAAL, C. R., 2004: The structure and geochemistry of the gabbro zone of the Annieopsquotch ophiolite, Newfoundland: Implications for lower crustal accretion at spreading ridges. *Earth planet. Sci. Lett.*, 229, 105–123.
- LUNDSTROM, C. C., GILL, J. & WILLIAMS, Q., 2000: A geochemically consistent hypothesis for MORB generation. *Chem. Geol.*, 162, 105–126.
- MCDONOUGH, W. F. & SUN, S. S., 1995: Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, 223–253.
- MACLEOD, C. J., BOUDIER, F., YAOUANCO, G. & RICHTER, C., 1996: Gabbro fabrics from Site 894, Hess Deep: Implications for magma chamber processes at the East Pacific Rise. In: *C. Mével, K. M. Gillis, J. F. Allan & P. S. Meyer (eds.): Scientific Results, Ocean Drilling Program, Leg 147. College Station, Ocean Drilling Program*, 317–328.

- MAZZOLI, C. & VOZÁROVÁ, A., 1998: Subduction related processes in the Bôrka nappe (inner Western Carpathians): A geochemical and petrological approach. In: M. Rakús (ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians*. Bratislava, GSSR, 89–106.
- MÉRES, Š., 2005: Major, trace element and REE geochemistry of metamorphosed sedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians, Slovak Republic): Implications for sedimentary and metamorphic processes. *Slov. geol. mag.*, 11, 2–3, 107–122.
- MÉRES, Š., IVAN, P. & VĎAČNÝ, M., 2007: Genéza fylitov zlatníckej formácie (karbón, gemerikum, Západné Karpaty) – predbežné výsledky geochemického výskumu. In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): *Geochémia 2007. Konf. symp. sem. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 128–131.
- MOORES, E. M., 1982: Origin and emplacement of ophiolites. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 735–760.
- NATLAND, J. H. & DICK, H. J. B., 2001: Formation of the lower ocean crust and the crystallization of gabbroic cumulates at very slowly spreading ridge. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 110, 191–233.
- NIU, Y., BIDEAU, D., HÉKINIAN, R. & BATIZA, R., 2001: Mantle compositional control on the extent of mantle melting, crust production, gravity anomaly, ridge morphology, and ridge segmentation: A case study at the Mid-Atlantic Ridge 33–35°N. *Earth planet. Sci. Lett.*, 186, 383–399.
- NIU, Y. & O'HARA, M. J., 2003: Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *J. geophys. Res.*, 108, B4, 2209, doi: 10.1029/2002JB002048
- NIU, Y., REGELOUS, M., WENDT, J. I., BATIZA, R. & O'HARA, M. J., 2002: Geochemistry of near-EPR seamounts: Importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component. *Earth planet. Sci. Lett.*, 199, 327–345.
- PEARCE, J., 2002: The oceanic lithosphere. *JOIDES J.*, 28, 1, 6–66.
- PERFIT, M., 1999: Earth's oceanic crust. In: C. P. Marshall & R. W. Fairbridge (eds.): *Encyclopedia of Geochemistry*. Berlin – New York, Springer Verlag, 179–182.
- PUTIŠ, M., ONDREJKA, M., SIMAN, P., SPIŠIAK, J., UHER, P., LARIONOV, A. & PADERIN, I., 2006: Prvé údaje o veku magmaticko-metamorfných udalostí fundamentu Západných Karpát z datovania metódou SHRIMP. In: O. Ďurža & S. Rapant (eds.): *Geochémia 2006. Konf. symp. sem. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 91–93.
- PUTIŠ, M., IVAN, P., MÉRES, Š., SIMAN, P., KOHÚT, M., SPIŠIAK, J., ONDREJKA, M., DEMKO, R. & PAVELEK, Š., 2007: Metamagmatity riftogénnych zón v prealpínskom fundamente Západných Karpát: pozícia, vek, geochemia. In: O. Ďurža & S. Rapant, (eds.): *Geochémia 2007. Konf. symp. sem. Bratislava, ŠGÚDŠ*, 122–125.
- SCIANO, P., 2003: Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals. *Earth Sci. Rev.*, 63, 121–144.
- SIMS, K. W. W., GOLDSTEIN, S. J., Blichert-Toft, J., PERFIT, M. R., KELEMEN, P., FORNARI, D. J., MICHAEL, P., MURRELL, M. T., HART, S. R., DEPAOLO, D. J., LAYNE, G., BALL, L., JULL, M. & BENDER, J., 2002: Chemical and isotopic constraints on the generation and transport of magma beneath the East Pacific Rise. *Geochim. cosmochim. Acta*, 66, 3481–3504.
- SMITH, S. E. & HUMPHRIS, S. E., 1998: Geochemistry of basaltic rocks from the TAG hydrothermal mound (28°08'), Mid-Atlantic Ridge. *Proceed. Ocean Drilling Progr.*, 158, 213–229.
- SNOW, J. E., 1995: Of Hess crust and layer cake. *Nature*, 374, 413–414.
- SOBOLEV, A. V. & SHIMIZU, N., 1993: Ultradepleted primary melt included in olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 363, 151–154.
- SOURS-PAGE, R., JOHNSON, K. T. M., NIELSEN, R. L. & KARSTEN, J. L., 1999: Local and regional variation of MORB parent magmas: Evidence from melt inclusions from the Endeavour segment of the Juan de Fuca Ridge. *Contr. Mineral. Petrology*, 134, 342–346.
- SPIEGELMAN, M. & KELEMEN, P. B., 2003: Extreme chemical variability as a consequence of channelized melt transport. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 4, 7, 2002GC000336, 1–18.
- STERN, R. J., FOUCH, M. J. & KLEMPERER, S. L., 2003: An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory. In: J. Eiler & M. Hirschmann (eds.): *Inside the subduction factory*. Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr., 138, 175–222.
- TAYLOR, B., 1992: Rifting and the volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana Arc. In: B. Taylor & K. Fujioka (eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 126*. Ocean Drilling Program, College Station, 627–651.
- TAYLOR, B. & MARTINEZ, F., 2003: Back-arc basin systematics. *Earth planet. Sci. Lett.*, 210, 481–497.
- THOMPSON, G., BRYAN, W. B. & HUMPHIS, S. E., 1989: Axial volcanism at the East Pacific Rise, 10–12°N. In: A. D. Saunders & M. J. Norry (eds.): *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. London Spec. Publ., 42, 181–200.
- VINE, F. J. & MATTHEWS, D. H., 1963: Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199, 947–949.
- VOZÁROVÁ, A., 1996: Tectono-sedimentary evolution of Late Paleozoic basins based on interpretation of lithostratigraphic data (Western Carpathians, Slovakia). *Slov. geol. mag.*, 3–4, 251–271.
- WRIGHT, I. C., PARSON, L. M. & GAMBLE, J. A., 1996: Evolution and interaction of migrating cross-arc volcanism and backarc rifting: An example from the southern Havre Trough (35° 20'–37°S). *J. geophys. Res.*, 101, B10, 22 071–22 086.

Rukopis doručení 13. 2. 2006

Rukopis akceptovaný 29. 1. 2008

Revidovaná verzia doručená 2. 5. 2006