

Metamorfóza hornín oceánskeho dna

DUŠAN HOVORKA

Geologický ústav Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

Doručené 17. 7. 1985

Метаморфизм пород океанического дна

Породы океанического дна в океанической среде метаморфизованы в зонах спредингу (гидротермальный метаморфизм), в зонах трансформных разломов (гидротермально-динамический метаморфизм или динамический метаморфизм) и в субдукционных зонах (преимущественно метаморфизм, при высоких давлениях). В работе приведен перечень проблем данных типов метаморфических процессов.

Metamorphism of sea floor rocks

Sea floor rocks in the ocean environment are metamorphosed in spreading zones (hydrothermal metamorphism), in transform fault zones (hydrothermal-dynamic and dynamic metamorphism respectively), and in subduction zones (mainly high-pressure metamorphism). There is a review of problematics on the above types of metamorphic processes in this work.

Geológia oceánov a geofyzika sa v posledných dvoch desaťročiach prevládajúcou mierou podieľali na formovaní predstáv o vývoji veľkých celkov zemskej kôry v priestore a čase. Súčasne petrológia, ktorá mala k dispozícii vzorky hornín získané dredžovaním a vrtmi do morského dna a v posledných rokoch aj vzorky odobrané zo špeciálnych podmorských plavidiel, priniesla množstvo poznatkov o zložení, ale súčasne aj o premenách hornín, ktoré tvoria horninovú náplň dna oceánov a morí. Kvalitatívne i kvantitatívne údaje o metamorfných procesoch či metamorfovaných horninách dna svetového oceánu

sú také presvedčivé a v podstatnej časti v horninových súboroch kontinentálnej kôry neznáme, že si vynútili definovanie zvláštneho typu metamorfózy — metamorfózy dna oceánov (sea floor metamorphism).

Tento termín nie je, a to ani v pôvodnom anglickom znení, ani v slovenskom preklade vecne správny, pretože metamorfované sú horniny a nie oceánske dno. Preto v ďalšom neuvádzame pôvodné, i dnes všeobecne používané označenie „metamorfóza oceánskeho dna“, ale spresnenú formu tohto termínu, t. j. metamorfóza hornín oceánskeho dna.

Charakteristické znaky metamorfovaných hornín na dne oceánov spôsobili, že aj v učebniciach, resp. v príručkách či vedeckých kompendiách sa metamorfóze hornín oceánskeho dna venuje v posledných rokoch spravidla samostatná kapitola.

Túto problematiku rieši už aj monografia R. Hekiniana (1982). Keďže hydrotermálne roztoky sú hlavným zdrojom väčšiny premien daného typu, časť petrológov zahrňuje uvedené procesy do skupiny hydrotermálnych premien v širšom zmysle. Takéto označenie však nevystihuje celú šírku problematiky, pretože značná časť metamorfovaných hornín dna svetového oceánu vznikla za spolupôsobenia jednosmerného tlaku.

V súčasnosti sa všeobecne člení dno svetového oceánu na niekoľko základných morfológických či morfológicko-štruktúrnych celkov: oceánske abysálne planiny, chrbty spredingov, ich riftové doliny, oceánske (vnútroplatinové) vulkanické ostrovy, ostrovné oblúky, predoblúkové a zaoblúkové panvy, subdukčné zóny a s nimi priestorove i geneticky späté akrečné prizmy a iné. Každá z uvedených (a ďalších) štruktúrnych jednotiek sa vyznačuje charakteristickým geologickým vývojom v priestore a čase. V tomto vývojovom procese majú metamorfne premeny svoje nezastupiteľné miesto.

V našej literatúre chýbajú podrobnejšie údaje o tomto type metamorfných procesov, preto uvádzame ich základnú charakteristiku a horninové typy. Zameriame sa pritom na 3 oblasti, resp. typy metamorfózy: 1. na metamorfózu eruptív v zónach spredingu (hydrotermálna metamorfóza 2. a 3. vrstvy oceánskej kôry); 2. na metamorfózu v zónach transformných zlomov (dynamická, resp. dynamicko-hydrotermálna metamorfóza); 3. na metamorfózu oblasti subdukčných zón (~ vysokotlaková metamorfóza).

Metamorfóza eruptív v zónach spredingu

Metamorfóze podľahli bázické a ultra-bázické horniny oceánskej proveniencie, preto ak ofiolitový komplex stotožňujeme s oceánskou kôrou, ako to robí väčšina autorov, (Spooner — Fyfe, 1973; Gass — Smewing, 1973; Elthon — Stern, 1978; Liou — Ernst, 1979), môžeme hovoriť aj o metamorfóze ofiolitov. Existujú však aj iné predstavy o pôvode ofiolitov (napr. Miyashiro, 1975). Metamorfované sedimenty morského dna sa v literatúre uvádzajú len veľmi sporadicky. Aj napriek početným vrtom do morského dna sa nezistilo, žeby s pribúdajúcou hĺbkou narastala intenzita metamorfných procesov. Z uvedeného vyplýva, že: a) metamorfóza sa výraznejšie uplatnila len pod dosiaľ dosiahnutými prevrtanými hĺbkami do dna oceánov; b) metamorfóza je subrecentný až recentný proces, ktorý sa v minulosti neuplatnil. Súčasne sa zistené metamorfity amfibolitovej fácie v oblasti stredo-oceánskych (riftových) chrbtov museli v dôsledku prebiehajúceho spredingu na divergentných okrajoch platní dostať aj od osí spredingu už súčasne vzdialených zón. Takto metamorfované horniny oceánskeho dna predstavujú pravdepodobne viac alebo menej súvislý horizont podstielajúci vrstvu sedimentov a najvrchnejšiu, v podstate nepremenú polohu bázických efúzií.

Metamorfované horniny oceánskeho dna sa často označujú v súlade s ich faciálnou príslušnosťou, preto uvádzame ich stručnú charakteristiku podľa metamorfných facií.

Bázické horniny

Fácia hnedých premien

Táto fácia (brownstone facies) sa definovala len v posledných rokoch (Cann, 1979). Spôsobujú ju chladné vody, resp.

submarinné zvetrávanie. Horniny metamorfované v podmienkach tejto fácie (v posledných rokoch sa zistili najčastejšie v horninách jadier vrtoch do dna oceánov) reprezentujú charakteristické horniny starej oceánskej kôry. V oxidačných podmienkach (ktoré v oceánoch prevládajú) majú produkty premien žltohnedé sfarbenie (ktoré determinuje označenie premien), v redukčných podmienkach sú tmavé, modrošedé. Typickým minerálnym novotvarom premien bazitov v oxidačných podmienkach je na draslík bohatý železnatý illit, pripomínajúci celadonit. Neposkytuje vždy charakteristické difrakčné záznamy illitu (Kempe, 1974). Illit zatláča olivín a sklo efuzív, vyplňuje ich mandle a za extrémnych podmienok zatláča aj klinopyroxén. V redukčných podmienkach na mieste daného typu illitu vzniká saponit. Ak sú obidve minerálne fázy prítomné v tej istej hornine, saponit vzniká pred illitom. Plagioklasy sú v danom procese v podstate stálou fázou. Pri intenzívnej premene dochádza k ich rekryštalizácii na K živce blízke aduláru (Mellis, 1952). Pri premene v redukčnom prostredí vzniká aj pyrit. Vulkanické sklo, ak je prítomné, sa mení na oranžový palagonit, sprevádzaný phillipsitom, resp. inými nízkoteplotnými zeolitmi a kalcitom.

Pre horniny fácie hnedých premien je charakteristická prítomnosť reliktných magmatických fáz — horniny tak tvorí nerovnovážna minerálna asociácia. Ku kompletnému nahradeniu magmatogénnej minerálnej asociácie bázik v daných podmienkach nedochádza. Horná teplotná hranica premien v tejto fáci je 50—100 °C.

Zeolitová fácia

Charakterizuje ju prítomnosť saponitu, resp. prítomnosť zmiešaných saponitovo-chloritových minerálov (vrstevnatých silikátov). Daná asociácia zeolitovej fácie je

v porovnaní s redukčnými fáciami predchádzajúcej premeny zrnitejšia. Plagioklasy sa v podmienkach zeolitovej fácie nahradzujú zeolitmi, pričom perzistentným zostáva klinopyroxén, ktorý si zachováva čerstvý vzhľad i pri pokročilej premene ostatných minerálov. Hornú hranicu zeolitovej fácie charakterizuje postupné ubúdanie zeolitu a saponitu a vznik albitu a chloritu. Posledne uvedené premeny prebiehajú pri teplote 250—300 °C, ktorá sa na základe analógie s podmienkami zistenými na Islande (Sigvaldason, 1962) a na Havajských ostrovoch (Stone — Fan, 1978) považuje za hraničnú teplotu zeolitovej fácie. Metamorfózu v podmienkach zeolitovej fácie a jej produkty podrobne charakterizoval najmä A. Miyashiro et al. (1971).

Fácia zelených bridlíc

Aj v podmienkach premeny tejto fácie sú ešte zachovalé reliktové pôvodných magmatogénnych minerálov. Pritom pomer reliktných a novotvorených fáz je veľmi premenlivý. Najčastejšou reliktnou fázou v podmienkach metamorfózy fácie zelených bridlíc je klinopyroxén (zložením zodpovedá augitu), ktorý však v rôznej miere zatláčajú novotvary ihličkovitých modrozelených monoklinických amfibolov. Základnými minerálnymi fázami hornín fácie zelených bridlíc sú monoklinické amfiboly, chlorit, albit, epidot a titanit. Pre horniny tejto fácie je súčasne charakteristická prítomnosť monominerálnych hniezd až žiliek, tvorených základnými minerálnymi fázami hornín fácie zelených bridlíc. Aj pre horniny, ktoré vznikli v podmienkach tejto fácie, je charakteristický spodobovací (mimetický) ráz metamorfnej rekryštalizácie. Dokumentuje ho tesná priestorová asociácia novotvarov s pôvodnými minerálnymi fázami danej horniny.

Definovaním podmienok premien bazických efúzií v blízkosti zón spredingu sa petrológom naskytá možnosť študovať a definovať procesy spilitizácie v kontexte hydrotermálnych premien viazaných na hydrotermálne systémy spredingových zón.

Amfibolitová fácia

Prechod minerálnej asociácie fácie zelených bridlíc do amfibolitovej fácie charakterizuje zámena aktinolitického amfibolu sýtozeleným Al monoklinickým amfibolom a vznikom intermediárnych až bazických plagioklasov. Rekryštalizácia má aj v podmienkach amfibolitovej fácie prevažne mimetický ráz. Tento typ premeny umožňuje na základe prítomných palimpsestných štruktúr dešifrovať pôvodné horniny, ktorými boli rôzne typy gabra a doleritu. Premeny v podmienkach amfibolitovej fácie prebiehajú nad hranicou teplôt 500—550 °C. Charakter východiskových hornín metamorfítov amfibolitovej fácie zároveň dokumentuje skutočnosť, že premeny prebiehali v hlbších častiach oceánskej kôry, kde už nevystupujú efúzívne typy bazitov (Mével et al., 1978; Honnorez — Ito, 1979 a iní). Pre metamorfity tejto fácie je už charakteristická aj prítomnosť zonálnych plagioklasov, čo svedčí o blízkych P-T-X podmienkach v magmatických a metamorfných procesoch. V horninách tejto fácie je okrem plagioklasu a zeleného monoklinického amfibolu aj titanomagnetit a $\pm$ epidot. Niektoré gabrá oceánskej kôry sú tvorené asociáciou plagioklas — hnedý, na titán bohatý amfibol (Prinz et al., 1976). Pritom podľa J. R. Cann (1979) sú súčasne známe rôzne prechody od magmatogénnych idiomorfných Ti amfibolov do zelených amfibolov (Cann, 1971). Tieto horniny podľa textúrnych znakov už jednoznačne patria do skupiny metamorfovaných hornín (Ito — Clayton, 1983). Uve-

dené znaky súčasne svedčia o jednoznačnej tesnej časovej spätosti metamorfnej rekryštalizácie a vzniku magmatogénnej minerálnej asociácie (Kidd, 1981). Metamorfne procesy, ktoré sa uplatňujú na bazických horninách, takto patria k raným procesom formovania sa oceánskej kôry.

Ultrabázické horniny

O premenách ultrabázických hornín v podmienkach fácie hnedých premien a zeolitovej fácie nie sú novšie údaje. V podmienkach fácie zelených bridlíc je rozšírená serpentinizácia s postupným vznikom lizarditu a chryzotilu. Známe narastanie objemu ultramafických hornín v serpentizačných procesoch spôsobuje pravdepodobne diapírové prenikanie serpentinizovaných telies peridotitov do vyšších úrovní oceánskej kôry. Pritom serpentinizované peridotity vynášajú fragmenty hornín spodnej časti kôry (Cann — Funnell, 1967).

Okrem serpentínových minerálov je v hydratovaných peridotitoch prítomný aj amfibol, mastenec, karbonáty, brucit, magnetit a i. Horná hranica stability serpentínových minerálov je okolo 500 °C (Kitahara et al., 1966), čo približne zodpovedá teplotnej hranici fácie zelených bridlíc. Neexistujú súbornejšie nové údaje o tom, čo sa deje s peridotitmi v podmienkach metamorfózy amfibolitovej fácie daného typu premeny. Premeny serpentinizovaných telies v podmienkach amfibolitovej fácie v kôre kontinentálneho typu sa dobre preštudovali, experimentálne výsledky sa overili terénnymi zisteniami (Evans — Trommsdorff, 1970; Trommsdorff — Evans, 1972).

Z uvedeného stručného prehľadu vyplýva, že metamorfované bazické a ultrabázické horniny 2. a 3. vrstvy oceánskej kôry sa vyznačujú niektorými spoločnými znakmi. Sú to najmä:

— Metamorfované horniny, a to aj tie, ktoré prekonal metamorfne procesy vyšších stupňov metamorfnej rekryštalizácie, sa vyznačujú masívnymi, len ojedinele aj nevýrazne usmernenými textúrami;

— Metamorfna rekryštalizácia má výrazne spodobovací, mimetický charakter. Prejavuje sa napríklad tým, že výrazne lištovité, pôvodne bazické plagioklasy efúzií či dakových telies (tento morfológický znak svedčí jednoznačne o ich kryštalizácii z magmatickej taveniny) sa zatláčajú novými metamorfnými fázami, ktoré si však zachovávajú morfológiu magmatogénnych minerálov;

— Pre metamorfované horniny, a to najmä pri porovnaní s nemetamorfovanými eruptívami, je charakteristické výrazné stúpanie obsahu minerálov s OH skupinou. Znamená to, že v metamorfných procesoch zohrávala podstatnú úlohu voda.

— Zatiaľ čo v bazických efúziách a intrúziách pozorovať rôzne intenzívne štádiá metamorfózy (od zeolitovej po amfibolitovú faciú), pre peridotity je charakteristický jeden typ — zatiaľ ho možno pracovne označiť ako „vrchnoplášťovo-deformačný“ typ metamorfózy. Je charakterizovaný protoklázou minerálov, ich undulózitou, často pozorovaným „kink bandingom“, transláciou minerálov a podobne. Všetky uvedené fenomény sú známe najmä z bazálnej časti kompletne vyvinutých ofiolitových komplexov. Horniny s uvedenými textúrnymi znakmi, majúce zloženie peridotitov, sa označujú ako metamorfované peridotity ofiolitových komplexov (Coleman, 1977). Odlišným typom premien ultrabazických hornín je ich serpentinizácia, ktorej pôvod sa stále jednoznačne nepreukázal.

Model vzniku

Podľa väčšiny súčasných autorov je základným predpokladom priebehu meta-

morfných procesov v horninách oceánskej kôry dostatok vody. I napriek tomu, že je reálne počítať s nepatrným objemom magmatickej vody, ktorá sa zúčastňuje uvedených procesov, podstatnú úlohu pri metamorfóze hornín oceánskeho dna zohráva voda oceánskych bazénov (Humphris — Thompson, 1978). Dostáva sa do horninového prostredia najmä v raných štádiách jeho formovania v blízkosti riftovej doliny stredooceánskych chrbtov. Následnú hydrotermálnu cirkuláciu podmieňuje geotermálny gradient. Pritom konvekčné prúdenie je najintenzívnejšie pozdĺž zón zbrekčovania lávových prúdov, resp. v tesnej blízkosti zlomov. Keďže najvýraznejšie zlomové systémy sú planoparalelné s osou údolia stredooceánskych chrbtov, prehriata voda najintenzívnejšie pôsobí pozdĺž týchto prakticky vertikálne orientovaných poruchových zón. Ostatné typy zlomov — napr. transformné zlomy — pre svoju zriedkavosť prispievajú k celkovej bilancii cirkulujúcej vody, resp. k objemu vznikajúcich metamorfovaných hornín len malou mierou.

Permeabilita oceánskej kôry klesá s časom. Takto je cirkulácia vody a s ňou spojená premena najintenzívnejšia v období aktivity zlomových línií, teda časovo následne hneď po vzniku pevnej oceánskej kôry.

Problém pôsobenia morskej vody na horniny sa intenzívne študuje už desaťročia. J. V. Elder (1965) rozlíšil v systéme voda — hornina interakcie v „otvorenom systéme“, kedy voda jednorázovo preniká horninovým prostredím, a interakcie pôsobením vôd v „utesnenom (zatvorenom) systéme“, kedy ten istý objem vody mnohonásobne cirkuluje cez horninové prostredie.

Na záver problematiky možno uviesť, že teplotné hydrotermálne premeny eruptív v kôre oceánskeho typu prebiehajú v ranom období jej vývoja. Premeny sa však

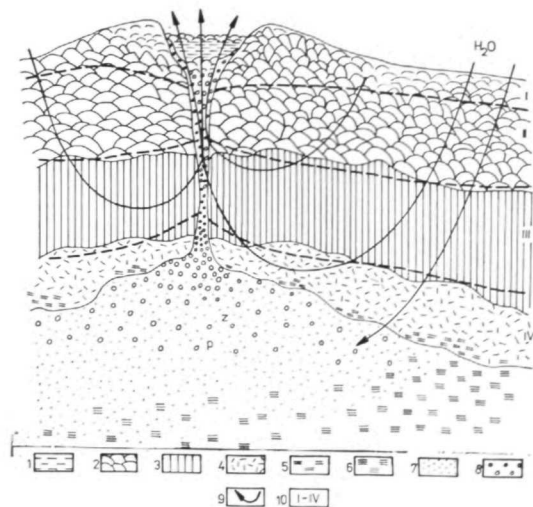
TAB. 1

Premeny minerálnych asociácií bazaltov a peridotitov
Changes of mineral assemblages in basalt and peridotite

primárna asociácia:	metamorfná asociácia:	fácia:					
BAZALT							
sklo olivín plagioklas pyroxén magnetit	celadonit phillipsit adulár	fácia hnedej premeny 50—100 °C	H ₂ O ↓	↑ Mg	↓ K ↓ Na (Si) ↓	Ti Zr P Nb Ta Al	

priestorovo limitujú na okraje blokov, a to najmä pozdĺž paralelných zlomov, ktoré lemujú osi spreadingu (Cann, 1979). Takáto predstava je v súlade s výsledkami dredžovania dna oceánov i výsledkami vrto. Pri dredžovaní sa získavajú selektívne vzorky z okrajov blokov a vzorky zo

zbrekciovatých — teda mechanicky menej odolných častí magmatických telies — sú preto spravidla intenzívne premenené. Naproti tomu horniny vrtných jadier predstavujú masívne, menej priepustné, a tým aj menej premenené úseky magmatických telies.



Obr. 1. Schematický profil zónou spredingu. 1 — metalonosné sedimenty, 2 — pillow lávy, 3 — paralelné dajky, 4 — kumulátové gabrá, 5 — kumulátové peridotity, 6 — metamorfované peridotity, 7 — počiatočné parciálne výtavky (taveniny), 8 — bazaltová magma, 9 — smery konvekčného prúdenia vody, 10: I — hnedé premeny, II — premeny v podmienkach zeolitovej fácie, III — premeny v podmienkach fácie zelených bridlíc, IV — premeny v podmienkach amfibolitovej fácie (Gass, 1979, upravil a doplnil autor)

Fig. 1. Schematic profile of a spreading zone. 1 — metalliferous sediment, 2 — pillow lava, 3 — parallel dyke, 4 — cumulate gabbro, 5 — cumulate peridotite, 6 — metamorphosed peridotite, 7 — initial partial melting and melt, 8 — basaltic magma, 9 — direction of water convection, 10 — alterations: I — brown alteration, II — zeolite facies, III — green-schist facies, IV — amphibolite facies (Gass, 1979, modified and completed by the author)

Metamorfóza v zónach transformných zlomov

I napriek tomu, že medzi metamorfovanými horninami oceánskeho dna prevládajú horniny, pri rekryštalizácii ktorých sa uplatnila najmä termicko-hydrotermálna premena, v posledných rokoch sa hromadia údaje aj o prítomnosti hornín s výrazne prednostne orientovanými metamorfnými textúrami, ktoré vznikli za

účinku, resp. spolupôsobenia jednosmerného tlaku, stresu. V tomto type metamorfitov sa pôvodné magmatické štruktúry nahradili výrazne metamorfnými štruktúrami, pričom sa opísali rôzne typy metabazitov s nerovnovážnymi, t. j. magmaticko-metamorfnými minerálnymi asociáciami. Produktmi extrémneho štádia metamorfnej rekryštalizácie sú amfibolity s. s. (ortoamfibolity), ktoré vznikli v podmienkach nízkoteplotnej (amfibol + stredne bazický plagioklas + zoisit), resp. vysokoteplotnej (amfibol + stredne bazický plagioklas + klinopyroxén) metamorfnej rekryštalizácie hydrotermálne-dynamického typu. Minerálnu asociáciu amfibolitovej fácie miestami zatláča asociácia stabilná v podmienkach fácie zelených bridlíc (tremolit, albit, chlorit). Pre výskyt metamorfitov amfibolitovej fácie je súčasne charakteristické, že sa dredžovali a v posledných rokoch sa podmorskými plavidlami odoberali prevažne v transformných zlomových systémoch a len ojedinele aj v riftových dolinách zón spredingu.

História objavu metamorfitov, ktoré vznikli z eruptív najmä účinkom jednosmerného tlaku na dne oceánov, je stará 2 desaťročia. Už v roku 1965 opísal D. H. Matthews et al. (l. c.) „páskované gabro“ z chrbta Carlsberg, avšak ešte nezaujal stanovisko ku genéze daných hornín. Následne I. A. Bogdanov a V. V. Ploško (1967) opísali páskované amfibolity spolu s metagabrami zo štruktúry Romanche. Uviedli, že amfibolity sú zložené z páskov hnedého, resp. zelenohnedého amfibolu a kyslého plagioklasu, pričom hnedý amfibol sa čiastočne retrográdne zatláča svetlozeleným aktinolitickým amfibolom.

Metamorfované horniny z oblasti stredooceánskeho chrbta, resp. k nemu prilehajúcich úsekov transformných zlomových systémov postupne opísal J. R. Cann a B. M. Funnell (1967), T. P. Thayer (1969), F. Aumento et al. (1971), A. Miyas-

hiro et al. (1971), J. R. Cann (1971), G. Thompson — W. G. Nelson (1972), J. Francheteau (1976) a ďalší.

Výsledky podrobného štúdia vzoriek nazhromaždených podmorským plavidlom v karibskej oblasti Cayman — Rise publikovali E. Ito — A. T. Anderson (1983). Opisali rôzne typy hornín v rade gabro — amfibolit, pričom prakticky vo všetkých študovaných horninách zistili rôzne intenzívne prejavy deformácie a metamorfnej rekryštalizácie.

V súlade s výsledkami práce J. Honnoreza et al. (1984) možno konštatovať, že rôzne typy hornín v rade gabro — amfibolit, ktoré sa v minulosti opisali ako amfibolity, predstavujú horniny typu čiastočne metamorfovaných gabier s reliktnými minerálnymi fázami a štruktúrami magmatických hornín, ale aj amfibolity s. s. s novotvorenými metamorfnými minerálnymi asociáciami (hnedý, resp. zelenohnedý amfibol + stredne bazický plagioklas). Horniny tvorené nerovnovážnymi minerálnymi asociáciami (t. j. zachovalými reliktnými magmatickými minerálmi a textúrami a súčasne s prítomnými novotvorenými fázami) sú častejšie ako amfibolity tvorené rovnovážnou minerálnou asociáciou stabilnou v podmienkach amfibolitovej fácie (Cann — Funnel, 1967; Ploško et al., 1970; Bonatti et al., 1975; Miyashiro et al., 1971; Helmstaedt — Allen, 1977 a iní).

Metamorfity amfibolitovej fácie známe z transformného zlomového systému v rovníkovej oblasti stredoatlantického chrbta v ostatnom čase študoval J. Honnorez et al. (1984). Na základe štúdia serpentinizovaných peridotitov a rôznych typov gabier až amfibolitov dospel k záveru, že metamorfity amfibolitovej fácie vznikli vo vertikálne orientovanej tektonizovanej zóne, pričom predstavujú deriváty hornín 3. oceánskej vrstvy.

Na záver problematiky metamorfítov

amfibolitovej fácie, ktoré vznikli v zónach transformných zlomov, možno uviesť tieto zovšeobecnenia:

— Protolitom metamorfítov amfibolitovej fácie, ktoré sa v minulosti opisali pod rôznymi označeniami (páskované gabrá, páskované amfibolické gabrá, metagabrá, gabroamfibolity, páskované amfibolity, rulovité amfibolity a i.), boli bazické magmatity typu gabier, t. j. horniny 3. vrstvy oceánskej kôry;

— Minerálne asociácie hornín tejto skupiny sú tvorené väčšinou nerovnovážnymi magmaticko-metamorfnými asociáciami často so zachovanými reliktnými magmatickými štruktúrami. Asociácie rovnovážneho typu sú zriedkavejšie. V tomto prípade ide jednoznačne o asociácie nízko- a vysokoteplotnej oblasti amfibolitovej fácie;

— Výrazná foliácia hornín diskutovaneho typu dokazuje, že počas metamorfnej rekryštalizácie, ktorú uľahčovali prítomné hydrotermy, sa uplatnil stres. Metamorfna rekryštalizácia prebehla pravdepodobne v strmo orientovaných zlomových líniiach, ktoré sa prevažne kryjú s lokalizáciou transverzálnych zlomových systémov (čo však nie je jediné miesto vzniku metamorfítov tohto typu);

— Po kulminácii tlakových metamorfo-rekryštalizačných účinkov spôsobených najmä vzdalovaním sa danej časti platne od zóny spredu sa v mnohých vzniknutých asociáciách opisali účinky naložených rekryštalizačných procesov v podmienkach fácie zelených bridlíc. Tieto premeny spôsobili najmä hydrotermy, pričom ich aktivitu umožňoval napr. aj výzdvih horninových komplexov 3. oceánskej vrstvy do plytších úrovní.

Metamorfóza v subdukčných zónach

Postupne získavané informácie o metamorfóze v prostredí subdukčných zón, kto-

ré L. C. King (1983) označil ako subdukto-
gén, sformuloval do ucelenej predstavy
A. Miyashiro (1973). Podľa neho (l. c.)
tvoria metamorfity konvergentných okra-
jov platní v pacifickej oblasti 2 planpara-
lelné pásy — pás metamorfitov vysokých
a nízkych P-T podmienok. Pre samotné
subdukčné zóny je charakteristická pre-
mena za vysokého, resp. zvýšeného až vy-
sokého tlaku. Podľa mnohých autorov
(Coleman, 1977; Perčuk — Ušakov, 1977;
Ernst, 1979; Dal Piaz et al., 1972 a iní)
prítomnosť pásov glaukofanických bridlíc
a prípadne aj eklogitov takto indikuje
existenciu fosílnych subdukčných zón.

Základné predstavy o metamorfóze
v subdukčných zónach rozpracovali mnohí
autori. Vyplývajú z predstáv o látkovej
náplni a geometrii oceánskej platne. Možno
ich zhrnúť takto:

— Podstatnú, prípadne až prevažnú
časť sedimentov subdukovanej platne
(1. vrstva oceánskej kôry), zhrňuje v mies-
te ohybu platne okraj protiľahlej platne;
neponára sa. Vzniká súbor sedimentov,
ktoré tvoria morfológicky charakteristický
komplex — akrečnú prizmu. Metamor-
fóza hornín akrečnej prizmy je súčasná,
resp. následná po intenzívnej deformácii
sedimentárneho komplexu. Zodpovedá
v podstate metamorfóze nízkotlakového
typu. Svojou intenzitou nepresahuje pod-
mienky zeolitovej fácie, resp. fácie zele-
ných bridlíc;

— Horninové súbory 2. a 3. oceánskej
vrstvy vŕhahuje subdukujúca platňa do
stále väčších hĺbok. Na základe štúdiá epi-
centier zemetrasení sa všeobecne usudzu-
je, že subdukovaná platňa sa ako samo-
statné teleso dá sledovať v astenosfére až
do hĺbok 500—700 km. V ponárajúcej sa
oceánskej platni sú charakteristické vy-
sokotlakové premeny — glaukofanizácia
a eklogitizácia. Ak sa tam nachádzajú se-
dimenty, procesy rekryštalizácie vysoko-
tlakového typu prebiehajú aj v nich;

— Veľká mocnosť a relatívna rýchlosť
(prítomnosť autorov považuje rýchlosť za
jeden z rozhodujúcich faktorov priebehu
premien vysokotlakového typu) podmie-
ňujú, a to pravdepodobne spolu s nízkou
konduktivitou chladnej podsúvanej plat-
ne, že tá platňa si do veľkých hĺbok za-
chováva pomerne nízku teplotu. V týchto
podmienkach dochádza k vysokotlakovo-
nízkoteplotným premenám.

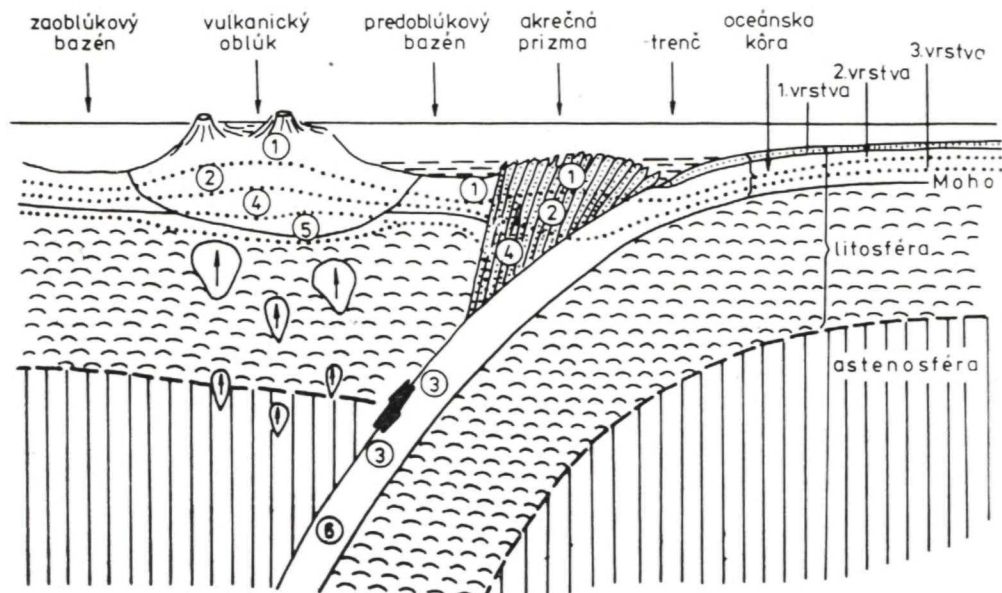
Základné predstavy o priestorových
vzťahoch medzi sedimentmi a erupťami
v subdukovanej oceánskej platni a ich
prípadnými metamorfnými derivátmi zná-
zorňuje obr. 2;

— Pravdepodobne najproblematickejším
aspektom vzniku vysokotlakových meta-
morfitov typu glaukofanických bridlíc a
eklogitov je problematika spôsobu ich za-
členenia do zostavy komplexov v kôre
kontinentálneho typu. Práve na ťažkos-
tiach vysvetlenia „vyvlečenia“ vysokotla-
kových metamorfitov zo subdukčných zón
do zostavy komplexov kontinentálnej kôry
sa zakladá argumentácia mnohých auto-
rov proti vzniku glaukofanických bridlíc
a eklogitov v subdukčných zónach;

— Pásky vysokotlakových metamorfitov
sú známe najmä z mezozoických orogé-
nov. Len zriedkavo vystupujú vo varis-
kých, resp. kaledónsky vyvrásnených a
metamorfovaných zónach; len celkom spo-
radicky sú známe z nejednoznačne dato-
vaných prekambriických komplexov;

— Pre vysokotlakové pásy metamorfi-
tov je charakteristické časté naloženie
metamorfných procesov prebiehajúcich
v podmienkach fácie zelených bridlíc níž-
keho, resp. stredného barického typu.
Ekvibrácia vysokotlakovej minerálnej
asociácie s panujúcimi nízkotlakovými
podmienkami sa prejavuje tým, že na
modrý alkalický amfibol dorastá svetloze-
lený monoklinický amfibol a iné;

— V záujme objektivity treba uviesť, že
existujú aj iné modely vzniku metamor-



Obr. 2. Schematický profil konvergentných stykov platní s oceánskou, resp. oceánskou a prechodnou kôrou (kompilované podľa rôznych autorov). 1 — hnedé premeny, 2 — zeolitová fácia, 3 — fácia glaukofanických bridlic, 4 — fácia zelených bridlic, 5 — amfibolitová fácia, 6 — eklogitová fácia

Fig. 2. Schematic profile of convergent plate margin with oceanic or oceanic and transitional crust (compiled according to various authors). 1 — brown alteration, 2 — zeolite facies, 3 — blueschist metamorphism, 4 — green-schist facies, 5 — amphibolite facies, 6 — eclogite facies

fitov vysokého tlaku. Tak napr. R. C. Coleman (1977) uvažoval o vzniku glaukofanických bridlic aj v zónach pod oceánskými platňami obdukujúcimi kontinentálnu kôru. Takúto interpretáciu rozpracoval najmä N. L. Dobrecov (1974, 1981).

Ešte v nedávnej minulosti označenie „metamorfóza oceánskeho dna“ postačovalo na označenie výrazne plošne prevládajúcich procesov v zónach spredingov (stredoocéanských chrbtov), zistené metamorfované horniny, ktoré vznikli najmä účinkom stresu, si vyžadujú presnejšie označenie tej-ktorej metamorfovej horniny oceánskej proveniencie.

Literatúra

- Aumento, F. — Loncarevic, B. C. — Ross, D. I. 1971: Hudson geotraverse: Geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45°N. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268, 623—630.
- Bogdanov, Y. A. — Ploško, V. V. 1967: Magmatic and metamorphic rocks of the deep-water Romanche trench. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 117, 173—176.
- Bonatti, E. — Honnorez, J. — Kirst, P. — Radicati, P. 1975: Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N: Contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. *J. Geol.*, 83, 61—78.
- Cann, J. R. 1971: Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268, 605—617.
- Cann, J. R. 1979: Metamorphism in the ocean crust. Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust, Maurice Ewing Ser. Eds. Talwani, M. — Harrison, C. G. A. — Hayes, D. E. AGU, 230—231.
- Cann, J. R. — Funnell, B. M. 1967: Palmer Ridge: A section through the upper part of the ocean crust. *Nature*, 213, 661—664.
- Coleman, R. G. 1977: Ophiolites. Berlin — Heidelberg — New York, 229 p.

- Dal Piaz, G. V. — Hunziker, J. C. — Martinotti, G. 1972: La zone Sesia-Lanzo e evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, (4), 433—466.
- Dobrecov, N. L. 1974: Glaukofanslancevyje o eklogit-glaukofanslancevyje komplekxy SSSR. *Novosibirsk*, 429 p.
- Dobrecov, N. L. 1977: Globalnyje petrologičeskije processy. *Moskva*, 235 p.
- Elder, J. W. 1965: Physical processes in geothermal areas. *Amer. geophys. Union, Monogr. Ser.*, 8, 211—234.
- Elthon, D. — Stern, C. 1978: Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. *Geology*, 6, 464—468.
- Ernst, V. G. 1979: Metamorfizm i drevnije kontinentalnyje okrainy. In: *Geologija kontinentalnykh okrain*. T. 3. *Moskva*, 265—279.
- Evans, B. W. — Trommsdorff, V. 1970: Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Parageneses in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 50, 481—492.
- Francheteau, J. — Choukroune, P. — Hekinian, R. — Le Pichon, X. — Needham, H. D. 1976: Oceanic fracture zones do not provide deep sections in the crust. *Can. J. Sci.*, 13, 1223—1235.
- Gass, I. G. 1979: The Troodos massif: Its role in the unravelling of the ophiolite problem and its significance in the understanding of constructive plate margin processes. In: *Ophiolites*. (Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus 1979. Ed. Panayiotou, A.), *Nicosia*, 23—35.
- Gass, I. G. — Smewing, J. D. 1973: Intrusion, extrusion and metamorphism at constructive margins: Evidence from the Troodos massif, Cyprus. *Nature*, 242, 26—29.
- Hekinian, R. 1982: Petrology of the Ocean Floor. *Oceanography Series*, 33, 388 s. Elsevier, Amsterdam — Oxford — New York.
- Helmstaedt, R. — Allen, J. M. 1977: Metagabbro from DSDP hole 334: An example of high temperature deformation and recrystallization near Mid-Atlantic Ridge. *Canad. J. Earth Sci.*, 280 A, 269—283.
- Honnorez, J. — Ito, E. 1979: Significance of oceanic amphibolites (abstract). *Geol. Soc. Am., Abstr. Programs*, 445 p.
- Honnorez, J. — Mével, C. — Montigny, R. 1984: Geotectonic significance of gneissic-amphibolites from the Vema fracture zone, equatorial Mid-Atlantic Ridge. *J. Geophys. Res.*, 89, B 13, 11379—11400.
- Humphris, S. E. — Thompson, G. 1978: Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 107—125.
- Ito, E. — Anderson, A. T. 1983: Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman rise: Petrographic and mineralogical constraints on hydrothermal processes at slow-spreading ridges. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 371—388.
- Ito, E. — Clayton, R. N. 1983: Submarine metamorphism of gabbros from the Mid-Cayman rise: An oxygen isotopic study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 535—546.
- Kempe, D. R. C. 1974: The petrology of the basalts, leg 26. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 26, Washington. Eds. Davies, T. A. — Luyendyk, B. P. 465—504.
- Kitahara, S. — Takenouchi, S. — Kennedy, G. C. 1966: Phase relations in the system $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 264, 223—233.
- Kidd, R. G. W. 1981: Coeval magmatism and amphibolite facies metamorphism in the oceanic crust. *EOS Trans. AGU*, 62, 1088.
- King, L. C. 1983: Wandering Continents and Spreading Sea Floors on an Expanding Earth. *Wiley and Sons*, 1—232.
- Kurnosov, V. B. 1984: Gidrotermalnyje izmenenija bazaftov kori okeana. *Tichookeanskaja geol.*, 6, 90—94.
- Liou, J. G. — Ernst, W. G. 1979: Oceanic ridge metamorphism of East Taiwan ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 335—348.
- Matthews, D. H. — Vine, F. J. — Cann, J. R. 1965: Geology of an area of the Carlsberg Ridge. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 76, 675—682.
- Mellis, O. 1952: Replacement of plagioclase by orthoclase in deep-sea deposits. *Nature*, 169, 624.
- Mével, C. — Caby, R. — Kienast, J. R. 1978: Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: Example of amphibolitized flaser gabbros and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). *Earth planet. Sci. Lett.*, 39, 98—108.
- Miyashiro, A. 1973: Metamorphism and metamorphic belts. *London*, 492.
- Miyashiro, A. 1975: Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, 83, 249—281.
- Miyashiro, A. — Shido, F. — Ewing, M. 1971: Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 268, 589—603.
- Perčuk, L. L. — Ušakov, S. A. 1973: Termodinamičeskij režim metamorfizma v oblastjach podviganija litosfernych plit. *Vjestr. MGU, Geol.*, 6, 20—28.
- Ploško, V. V. — Bogdanov, Y. A. — Knjazeva, D. N. 1970: Gabbroamfibolity glubokovodnoj vpadiny Romanš (Atlantika). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 192, 615—618.
- Prinz, M. — Keil, K. — Green, J. A. — Reid, A. M. — Bonatti, E. — Hon-

- norez, J. 1976: Ultramafic and mafic dredged samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. *J. Geophys. Res.*, 81, 4087—4103.
- Sigvaldason, G. E. 1962: Apidote and related minerals in two deep geothermal drill holes, Reykjavik and Hveragerdi, Ireland. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 450-E, 77—84.
- Spooner, E. T. C. — Fyfe, W. S. 1973: Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 286—304.
- Stern, C. — Elthon, D. 1979: Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites, Their implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics*, 55, 179—213.
- Stone, C. — Fan, P. F. 1978: Hydrothermal alteration of basalts from Hawaii Geothermal Project Well-A, Kilauea, Hawaii. *Geology*, 6, 401—404.
- Thayer, T. P. 1969: Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-ocean ridges. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1515—1522.
- Thompson, G. — Melson, W. G. 1972: The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: Evidence of a new kind of sea-floor spreading. *J. Geol.*, 80, 526—538.
- Trommsdorff, V. — Evans, B. W. 1972: Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell Tonalite Aureole (Italy). *Am. J. Sci.*, 272, 423—437.

Metamorphism of sea floor rocks

Sedimentary and igneous rocks, which form oceanic crust (ocean floor) in the ocean environment are metamorphosed at different PTX conditions. The "sea floor metamorphism" designation have been used recently for the processes which occur in spreading areas (in areas of mid-ocean ridges). Data on composition and abundance of other metamorphic rocks have been gathered as well. Metamorphic processes in oceanic areas can be divided, from the point of view of geotectonic position of metamorphosed area, as well as from the point of view of determinative factors of metamorphism, into three types. These types are as follows:

a) Metamorphism in the spreading zones of oceanic plates. Hot waters are the determinative factor of metamorphic alterations. Their convection currents cause alterations under conditions of low grade amphibolite facies, locally under high grade amphibolite facies conditions. This type of alterations is characteristic for a young oceanic crust. It is possible to distinguish gradually brownstone facies, zeolite facies, greenschist facies and amphibolite facies with the increasing inten-

sity of original mineral association recrystallization. A mimetic type of recrystallization is characteristic for new originated mineral associations of individual facies.

b) Metamorphic alterations of basalts, but also of gabbros and peridotites respectively, have hydrothermal-dynamic or dynamic character in zones of transform faults. The above rocks, opposite the types, which were formed under conditions mentioned in a), have a distinctive, preferentially oriented (schistose) structure. The intensity of alterations reaches again the amphibolite facies conditions.

c) A high-pressure metamorphism prevails in subduction zones. Glaucophane schists and eclogites were formed under such conditions. These alterations take place mainly on igneous rocks, because the dominant part of sediments (the 1st ocean layer) is being "heaped" during the subduction of oceanic plates and it forms an accretive prism. The way of "implantation" of metamorphosed rocks under subduction conditions into the continental crust complexes has been still an unsolved problem.