Mineralia slov.
16 *(1984), 3, 283—301*

SÚHRNNÝ REFERÁT

Vzácné zeminy — mýtus a realita

PETR JAKEŠ

Ústřední ústav geologický, Praha
Department of Geology and Mineralogy, University of Kyoto, Japan

(18 obr. a 4 tab. v textu)

Doručené 7. 12. 1983

Редкие земли — миф и реальность

В работе приведён обзор свойств, применения и интерпретационных возможностей элементов группы редких земель. Подчёркивается геохимическая гомогенность группы, поведение элементов в магматическом процессе и обсуждается „исключение" из этого поведения. Уделяется внимание также „минералогическому контролю" распределения этих элементов в магматических и метаморфных процессах. Приведены примеры использования элементов редких земель для изучения состава земной коры, изверженных пород покидающих земную кору и примеры интерпретации сложения планетарных поверхностей (эвкриты и Луна) и росту континентальной коры.

Rare earth elements — myth and reality

Basic properties of the rare earth elements (REE) and their geochemical behaviour are discussed. The mineralogical control of REE distribution is stressed and examples from the published papers are used to demonstrate the possibilities as well as limitations of the REE use. The paper is introduction to the REE related problems of igneous petrology and geochemistry. Meteoritic examples, mantle heterogeneities, chemistry of lunar rocks, basalt petrogenesis and Earths continental growth are illustrated.

„Vzácné zeminy, to je hra, které se může účastnit každý, aniž zná pravidla." Tak charakterizoval situaci v sedmdesátých letech M. J. O'Hara. Prvků ze skupiny vzácných zemin se využívalo (a zneužívalo) k nejrůznějším důkazům; často byly „navěšovány" na odborné práce, aby doplnily zbožná přání autorů, která by bez „podstatných" důkazů nemohla projít rigidním sítem redakčních rad. Právě takovými důkazy vzácné zeminy měly být. Kolem prvků ze skupiny vzácných zemin se v sedmdesátých letech vytvořila jakási aura „léku na všechno", snad pro analy-

tickou náročnost stanovení, exotická jména a vskutku nepatrná množství, ve kterých se tyto prvky v přírodě vyskytují; možná, že i exotické uplatnění v technické praxi (barevné obrazovky, feromagnetické vlastnosti některých slitin, například samaria, použití ve výrobě laserových skel atd.) a nebývalá poptávka po vzácných zeminách způsobily jejich přehnanou popularitu mezi těmi petrology, kteří využívají výsledků geochemie.

Účelem tohoto článku je ukázat na reálné možnosti vyplývající ze stanovení prvků skupiny vzácných zemin a definovat základní pravidla „hry" — manipulace s daty. Charakter distribuce prvků skupiny vzácných zemin v základních typech hornin a několik příkladů subjektivně vybraných z literatury ukazuje možnosti, ale i limitace užití vzácných zemin v petrologii a geochemii.

Vlastnosti prvků vzácných zemin

Skupina prvků vzácných zemin je tvořena prvky s atomovým číslem 57 (lanthan) až 71 (lutetium). Patří mezi ně: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Nazývají se také lanthanidy anebo — pro postavení v periodickém Mendělejevově systému — „vnitřní tranzitní prvky". V odborné literatuře se skupina označuje jako TR (terrae rare) a výrazu se užívá zejména u nás a v SSSR a (to i v článcích anglicky psaných), zatímco v ostatní anglicky psané literatuře se skupina označuje jako REE (rare earth elements).

Seznam prvků a jejich základní vlastnosti jsou prezentovány v tabulce 1.

Mezi prvky skupiny vzácných zemin bývá uváděn prvek yttrium (atomové číslo 39). Vyskytuje se ve stejné skupině Mendělejevovy tabulky jako vzácné zeminy (skupina III A periodické soustavy), má stejné mocenství jako vzácné zeminy (3^+) a iontový poloměr trojmocného iontu je shodný s iontovým poloměrem dysprosia. Vzácné zeminy s vyšším atomovým číslem než Gd se dokonce někdy nazývají „yttriové". Dříve se uváděl ve skupině vzácných zemin i prvek scandium, avšak menší iontový poloměr způsobuje zcela odlišné geochemické chování tohoto prvku; v současné době se mezi vzacnými zeminami neuvádí.

Seznam v přírodě se vyskytujících izotopů prvků vzácných zemin je také v tabulce 1. Vyplývá z něj, že prvky Pr, Tb, Ho a Tm mají po jednom izotopu, ostatní pak izotopů několik. Prvek Pm nemá žádný stabilní izotop vyskytující se v přírodě.

Radioaktivní přirozeně se rozpadající izotopy vzácných zemin byly v minulosti pokládány za nevhodné pro geochronologické datování. Malá množství v horninách, dlouhé poločasy rozpadu byly uváděny k podpoře tohoto tvrzení. Výzkum v posledních deseti letech, zejména výzkum spojený s meteority a mimozemskými materiály, který vedl k mnohanásobnému zvýšení citlivosti a přesnosti hmotnostné spektrometrického stanovení prvků ze skupiny vzácných zemin, ukázal, že ve dvojici Nd-Sm existuje vynikající geochronologická možnost (např. DePaolo — Wasserburg, 1979, DePaolo, 1980). Oba prvky, jak je patrné z dalšího textu, se vzájemně v procesu vývoje kůry a pláště od sebe neoddělují, mají dlouhý poločas rozpadu a vzájemně blízké poměry iniciálních izotopů, kolem 0,5, a tak je metoda vhodná pro datování starých i nejstarších komplexů. Ve spojení s Rb-Sr a Pb-Th-U-metodami je velice vhodná pro posouzení vývoje pláště, jeho kontaminace, diferenciace atd. a našla uplatnění i při studiu provenience sedimentárního materiálu. Pro rudní geologii a ložiskové aplikace její výhody zatím nebyly uplatněny.

Prvky skupiny vzácných zemin — základní vlastnosti

Tab. 1

		at. číslo	at.hmot.	iontový poloměr	izotop	množství %	poločas rozpadu
lanthan	La	57	138.92	1.06	La^{138}	0.089	1.1×10^{11}
					La^{139}	99.911	
cer	Ce	58	140.13	1.03	Ce^{136}	0.193	
					Ce^{138}	0.250	
					Ce^{140}	88.48	
					Ce^{142}	11.07	5.0×10^{15}
praseodymium	Pr	59	140.92	1.01	Pr^{141}	100	
neodymium	Nd	60	144.27	1.00	Nd^{142}	27.11	
					Nd^{143}	12.17	
					Nd^{144}	23.85	5.0×10^{15}
					Nd^{145}	8.30	
					Nd^{146}	17.22	
					Nd^{148}	5.73	
					Nd^{150}	5.62	
samarium	Sm	62	150.35	0,96	Sm^{144}	3.09	
					Sm^{147}	14.97	1.06×10^{11}
					Sm^{148}	11.24	1.2×10^{13}
					Sm^{149}	13.83	4.0×10^{14}
					Sm^{150}	7.44	
					Sm^{152}	26.72	
					Sm^{154}	22.71	
europium	Eu	63	152.0	0.95	Eu^{151}	47.82	
					Eu^{153}	52.18	
gadolinium	Gd	64	157.26	0.94	Gd^{152}	0.20	1.1×10^{14}
					Gd^{154}	2.15	
					Gd^{155}	14.73	
					Gd^{156}	20.47	
					Gd^{157}	15.68	
					Gd^{158}	24.87	
					Gd^{160}	21.90	
terbium	Tb	65	158.93	0.92	Tb^{159}	100.0	
dysprosium	Dy	66	162.51	0.91	Dy^{156}	0.052	
					Dy^{158}	0.090	
					Dy^{160}	2.26	
					Dy^{161}	18.88	
					Dy^{162}	25.53	
					Dy^{163}	24.97	
					Dy^{164}	28.18	
holmium	Ho	67	164.94	0.89	Ho^{165}	100.0	
erbium	Er	68	167.27	0.88	Er^{162}	0.136	
					Er^{164}	1.56	
					Er^{166}	33.41	
					Er^{167}	22.94	
					Er^{168}	27.07	
					Er^{170}	14.88	
thulium	Tm	69	168.94	0.87	Tm^{169}	100.0	
ytterbium	Yb	70	173.04	0.86	Yb^{168}	0.135	
					Yb^{170}	3.03	
					Yb^{171}	14.31	
					Yb^{172}	21.82	
					Yb^{173}	16.13	
					Yb^{174}	31.84	
					Yb^{176}	12.73	
lutetium	Lu	71	174.99	0.85	Lu^{175}	97.41	
					Lu^{176}	2.59	

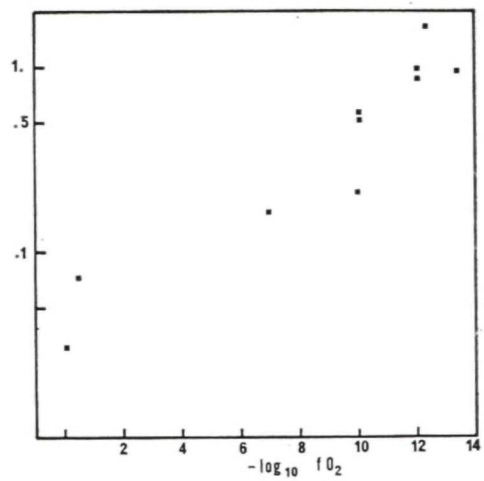
Velice slibným polem jsou i datování a izotopická studia vyplývající z přechodu Lu — Hf (Patchett et al., 1981), také pro „nekompatibilní chování" obou prvků, jejich vysoké mocenství a podobný iontový poloměr, a tedy i geochemickou příbuznost. Tabulka 2 uvádí izotopy vzácných zemin a jejich dceřinné produkty, avšak izotopickým aplikacím a datovacím technikám není v tomto souhrnném článku věnována pozornost.

Geochemické chování prvků skupiny vzácných zemin vyplývá z jejich příbuznosti, zejména ze stejného mocenství (oxidační stav), a z kontinuálně se měnícího iontového poloměru.

Mocenství. Za „normálních" geologických podmínek jsou všechny vzácné zeminy trojmocné (3^+). Výjimku může tvořit čtyřmocný cer (Ce^{4+}) a dvojmocné europium (Eu^{2+}). Mocenství europia v taveninách je za dané teploty funkcí fugacity kyslíku (obr. 1) (Drake — Weill, 1975). Z tohoto stavu (a tím i změněného iontového poloměru) pak vyplývá odlišné chování europia od ostatních prvků skupiny vzácných zemin, zejména v přítomnosti Ca-bohatých fází např. plagioklasu. Vyšší oxidační stav Ce se také projevuje v jeho chování, například v charakteru distribuce vzácných zemin v mořské vodě.

Přehled nestabilních izotopů vzácných zemin
Tab. 2

^{138}La	EC	^{138}Ba (70%)	1.6×10^{11}
	β^-	^{138}Ce (30%)	
^{144}Nd	α	^{140}Ce	2.1×10^{15}
^{147}Sm	α	^{143}Nd	1.2×10^{11}
^{176}Lu	β^-	^{176}Hf	2.2×10^{10}



Obr. 1. Hodnota distribučního koeficientu europia KD (vertikální osa) pro plagioklas a taveninu je funkcí fugacity kyslíku (vodorovná osa) a tím i oxidačního stupně europia (Drake — Weill, 1975)

Iontový poloměr. Velikost iontového poloměru trojmocných vzácných zemin klesá se stoupajícím atomovým číslem (či hmotností) prvku. Tabulka 1 prezentuje iontové poloměry uváděné Ahrensem (Ahrens, 1952). Tento jev (klesání rozměru iontového poloměru) je v literatuře uváděn též jako lanthanidová kontrakce. Vzácné zeminy s iontovým poloměrem (1,1—0,98) bývají označovány jako velké, ale také (pro svou nízkou atomovou hmotnost) jako lehké (LREE). Jsou to prvky La-Eu. Malé vzácné zeminy (s iontovým poloměrem 0,98—0,85) jsou označovány jako těžké (HREE) a jsou to Gd-Lu (nazývají se též yttriové; tohoto jména se v současné literatuře užívá zřídka). Iontový poloměr Eu^{2+} je 1,24 a Ce^{4+} je 0,94. Blízkost iontového poloměru Eu iontovému poloměru Ca^{2+} byla uváděna již v minulosti. Nepravidelnosti v distribuci vzácných zemin v okolí europia byly nazývány „vápníkový" efekt (například v raných pracích Masudy, 1963, 1968).

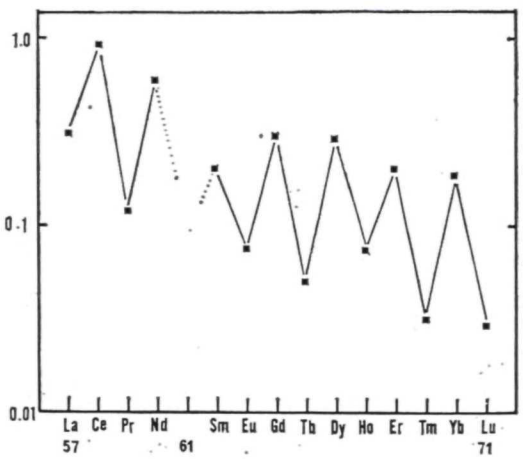
Množství a distribuce vzácných zemin v meteoritech

Chování vzácných zemin v meteoritech (chondritech), které zřejmě od kondenzace primární sluneční mlhoviny neprodělaly žádnou významnou chemickou změnu, odráží charakter jejich vzniku ve hvězdách (supernovách a rudých obrech) a ilustruje vynikajícím způsobem základní geochemické pravidlo (Oddovo-Harkinsovo pravidlo). Toto pravidlo říká, že prvky se sudým atomovým číslem se vyskytují v přírodě ve větším množství než sousední prvky s lichými atomovými čísly; jádro se sudým počtem protonů a neutronů je stabilnější než jádro s lichým počtem. Obrázek 2 ilustruje tuto závislost. Na vodorovné ose jsou zanesena atomová čísla vzácných zemin, na svislé ose pak jejich absolutní množství. Vzniká charakteristický zubovitý obraz.

Srovnání množství vzácných zemin v chondritických meteoritech s množstvími ve Slunci prokazuje příbuznost obou systémů, ač množství v meteoritech jsou známa podstatně lépe a měřena se značně větší přesností.

Množství vzácných zemin v meteoritech, protože reprezentují s velkou pravděpodobností původní množství netěkavých prvků ve sluneční soustavě, se tedy užívá jako standardu, s kterým jsou srovnávána množství v pozemských materiálech (horninách). Dalším argumentem pro použití chondritového standardu je pak doložena i domněnka, že Země má jako celek chondritové složení, a tak chondritová množství slouží jako měřítko „původních", diferenciací a frakcionací neovlivněných množství vzácných zemin.

Proto je i způsob, jakým se prvky skupiny vzácných zemin prezentují, založen na normalizaci (srovnání) s chondrity. Aby byl odstraněn efekt Oddovy-Harkinsovy distribuce množství vzácných zemin



Obr. 2. Absolutní množství prvků ze skupiny vzácných zemin v chondritických meteoritech. Na vodorovné ose jsou vyneseny prvky podle stoupajícího atomového čísla (klesající iontový poloměr trojmocného iontu), na svislé ose hodnoty v ppm. Vzniká zubovitá křivka, ilustrující Oddovo-Harkinsovo pravidlo (viz text)

analyticky zjištěných v hornině, dělí se prvek po prvku množstvím odpovídajícího prvku v meteoritech. Hodnoty se vynášejí do grafu, na jehož vodorovné ose jsou uvedeny vzácné zeminy podle stoupajícího atomového čísla, na ose svislé pak chondrity normalizované hodnoty. V tabulce 3 jsou uvedeny dva soubory údajů pro chondrity. V literatuře existuje větší množství doporučených chondritových hodnot, v detailech se lišících, které jsou však při studiu pozemských hornin zanedbatelné. Tento způsob prezentace byl nezávisle navržen skupinou severoamerických autorů (Coryell — Chase — Winchester, 1963) a Masudou (Masuda, 1963) a nazývá se také Coryellův-Masudův způsob. Charakter distribuce pak ilustruje vzniklá křivka. Mluví se o chondritickém charakteru distribuce, což znamená, že křivka je subparalelní s vodorovnou osou v okolí hodnoty 1,0, nebo o charakteru

distribuce ochuzeném o lehké vzácné zeminy atd.

V podrobnějších studiích, zejména sedimentární frakcionace, se podobným způsobem užívá složených vzorků svrchní kůry, z nichž průměrná severoamerická břidlice (NASC — North American Shale Composite) je nejužívanějším „sedimentárním standardem" (např. Wildeman — Condie, 1973). V jiných případech se užívá „mateřských zdrojů" jako normalizačního faktoru; takovými jsou například mateřské horniny pro studium frakcionace odvozených hornin (peridotit čedič, droba granit). Při studiu obsahu a distribuce vzácných zemin v jednotlivých minerálech se užívá k normalizaci mateřských hornin.

Obsahy vzácných zemin v chondritech (údaje v ppm)

Tab. 3

	Wedepohl (1970)	Haskin et al.(1966)
La	0.32	0.30
Ce	0.94	0.84
Pr	0.12	0.12
Nd	0.60	0.58
Sm	0.20	0.21
Eu	0.073	0.074
Gd	0.31	0.32
Tb	0.050	0.049
Dy	0.31	0.31
Ho	0.073	0.073
Er	0.21	0.21
Tm	0.033	0.033
Yb	0.19	0.17
Lu	0.031	0.031

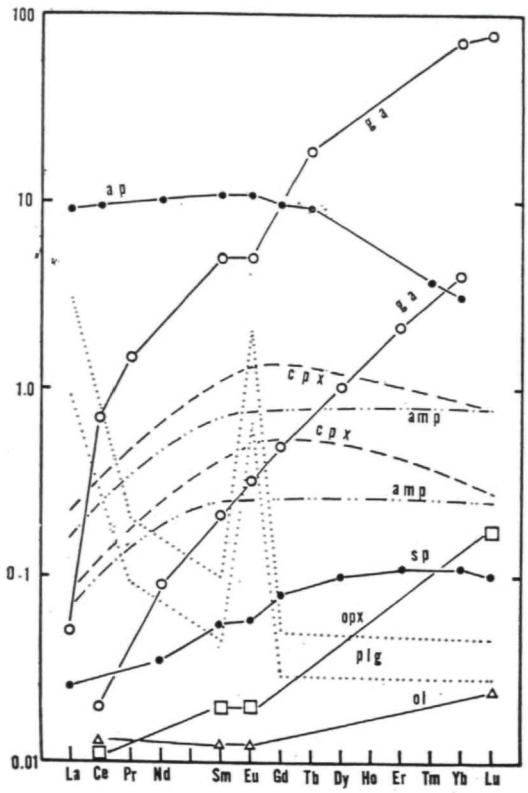
Distribuce prvků vzácných zemin v horninotvorných minerálech

Pro porozumění petrogenetickým procesům je klíčovým poznáním distribuce stopových prvků (a vzácných zemin zejména) mezi pevnou fázi (krystal) a taveninu (magma).

Kvantitativní chemické modelování parciálního tavení, frakční krystalizace, asimilace atd., ale i empirické posouzení charakteru distribuce vzácných zemin spoléhá na znalost rozdělení distribučních koeficientů jednotlivých prvků mezi horninotvorné minerály a mezi minerály a taveniny. Většina petrogenetických modelů, ať je to vznik bazaltů parciálním tavením na úkor hornin svrchního pláště, či vznik granitových tavenin na úkor hornin spodní kůry, staví na znalosti distribučních koeficientů prvků mezi pevnou fázi (krystal) a taveninu (magma) anebo vodu či plyn obsahující fázi.

Poslední desítka let svědčila nebývalému rozmachu těchto aspektů petrologie a představy o „struktuře a uspořádání" magmatu, distribuci elementů při počínajícím tavení, rozpustnosti vody v magmatu a tím i změněných fázových rovnováh, popřípadě metasomatizujících či metamorfních roztoků se radikálně, právě díky studiu distribučních koeficientů, změnily. Distribuční koeficienty pro prvky skupiny vzácných zemin byly (podobně jako pro ostatní prvky) studovány nejdříve pro systém krystal-tavenina a byly odvozovány z hodnot pro vyrostlice a základní hmotu vyvřelých (výlevných) hornin. Koeficienty jsou upřesňovány studiem experimentálních systémů, a to jak jednoduchých sloučenin, tak komplexních „přírodních systémů". Byly definovány vlivy teploty a tlaku, ale i fugacity kyslíku na distribuční koeficienty většiny „geochemicky významných prvků" a hlavních horninotvorných fází. Přehled uvádí například Irving (Irving, 1978). Vzácné zeminy nebyly v tomto ohledu zanedbány; právě naopak. Byla jim věnována zvýšená pozornost, a tak došlo k upřesňování a zužování oblasti rozsahu hodnot distribučních koeficientů.

Obrázek 3 ukazuje, jakým způsobem jsou vzácné zeminy distribuovány mezi krystal a taveninu v hlavních horninotvorných magmatických minerálech. Je nutné upozornit na skutečnost, že tave-



Obr. 3. Distribuční koeficienty vzácných zemin (vertikální osa) mezi minerál a taveninu. Experimentální údaje převzaty z kompilace Irvinga (1978). Ol — olivín, plg — plagioklas, opx — pyroxen s nízkým obsahem Ca (ortopyroxen), sp — Al spinel, amp — amfibol, dvě křivky omezující pole kolísání distribučních koeficientů, cpx — Ca-bohatý pyroxen (klinopyroxen), dvě křivky omezují pole kolísání distribučních koeficientů, ga — granát, křivky omezují pole kolísání hodnoty distribučních koeficientů, ap — apatit

nina „chondritového složení", bude-li koexistovat v rovnováze s daným krystalem, bude mít „komplementární", tedy doplňkový charakter vzácných zemin. Znamená to, že součet množství vzácných zemin v krystalech a tavenině bude roven jedné. Vztah mezi množstvím krystalů a taveniny je dán distribučním zákonem a Rayleighovou frakcionací (Rayleighovým rozdělením). Rovnice pro distribuci stopových prvků mezi krystal a taveninu byly prezentovány například Shawem (Shaw, 1970) a byly rozpracovány řadou autorů, např. Hansonem (Hanson, 1978). V tomto článku jsou však prezentována empirická (tedy analyticky zjištěná) data pocházející z experimentálních systémů, která mohou posloužit jako podklad takových modelových výpočtů.

Pozoruhodným rysem je i srovnatelnost experimentálně zjištěných a v přirozených horninách „naměřených" distribučních koeficientů. Obrázek 3 prezentuje pro jednoduchost základní experimentálně zjištěné distribuční koeficienty (zejména proto, že v experimentech mohou být striktně definovány fyzikálně chemické podmínky o něco lépe než v přírodních podmínkách). Závěry prezentované v textu se však týkají systémů přírodních.

Olivín. Je jedním z mála minerálů, který velmi málo ovlivňuje charakter distribuce vzácných zemin. Krystalochemická struktura nedovoluje totiž vstup iontu rozměru vzácných zemin do olivínu, a tak tavenina v rovnováze s olivínem bude mít stejný charakter distribuce jako tavenina primární, leč množství vzácných zemin bude v reziduální tavenině (po extrakci olivínu) vyšší než v tavenině původní. Distribuční koeficienty jsou u olivínu obecně velmi nízké a jen o něco vyšší pro těžké vzácné zeminy než pro lehké vzácné zeminy. Distribuční koeficienty tak vysvětlují charakter vzácných zemin u těch bazaltů, které pocházejí z poměrně malých hloubek, kde je frakcionace kontrolována přítomností olivínu (například v bazaltu středooceánských hřbetů).

Pyroxeny. Vzácné zeminy vstupují přednostně do klinopyroxenů a hodnoty koncentrací vzácných zemin v klinopyroxenech bývají o řád vyšší než v ortopyroxenech (tedy pyroxenech s nízkým obsa-

hem Ca). Distribuce vzácných zemin mezi magma a ortopyroxen je charakteristická nízkými distribučními koeficienty, nižšími pro lehké vzácné zeminy a vyššími pro těžké vzácné zeminy. Hodnoty jsou velmi nízké, a tak vliv na charakter distribuce reziduálního magmatu (po separaci pyroxenu s nízkým obsahem Ca) je podobně jako u olivínu malý, avšak množství vzácných zemin v reziduální tavenině výrazně stoupá. Podobný vliv na absolutní množství a na charakter distribuce má i spinel (Al-spinel). Přednostně akomoduje ve své mřížce těžké vzácné zeminy ve srovnání s lehkými, avšak absolutní množství jsou malá.

V případě Ca-bohatého pyroxenu je na charakteru distribuce patrný tzv. vápníkový efekt a Ca-bohatý pyroxen (klinopyroxen) koncentruje ty vzácné zeminy, jejichž iontový poloměr je blízký vápníku. Podobný charakter distribuce (krystal — tavenina) ukazují i amfiboly. U obou minerálů však publikované hodnoty kolísají v rozsahu jednoho řádu.

Granát. Patří mezi ty minerály, které ovlivňují do značné míry charakter distribuce vzácných zemin v kůře Země, protože do své mřížky akomoduje velké množství těžkých vzácných zemin a protože je podstatnou reziduální částí plášťových hornin. Přítomnost byť malého množství granátu výrazně ovlivní jak charakter distribuce, tak i celkové množství vzácných zemin, protože rozdíl ve velikosti distribučních koeficientů je větší než tři řády. Je-li granát „likvidní" (a tedy i reziduální) fází ultrabazického složení v podmínkách hlubších částí zemského pláště — a dokonce se předpokládá, že i při tavení v subdukčních zónách tvoří granát a klinopyroxen neroztavené „eklogitové" reziduum —, nutně se tento rys objeví v charakteru magmatu, které opouští hlubší části pláště. O tomto aspektu se právě na základě studia vzácných zemin mnohokrát diskutovalo: např. Gill, 1974 (citace in Gill, 1982) — s negativním výsledkem, nebo Apted, 1981 — s pozitivním výsledkem.

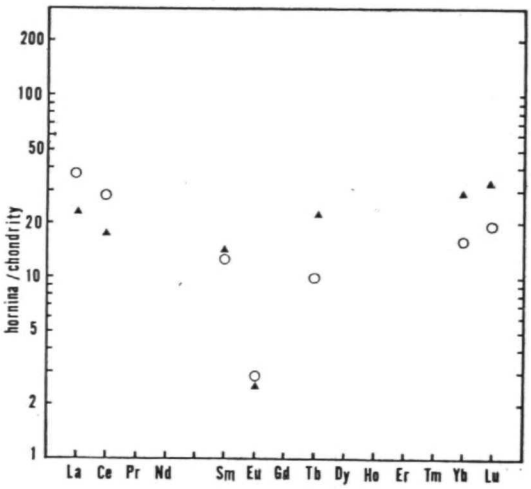
Plagioklas. Role frakcionace plagioklasu je patrna v každém z distribučních diagramů s europiovou pozitivní či negativní anomálií. Vstup Eu plagioklasové mřížky (závislý na fugacitě kyslíku a teplotě) (obr. 1) je znám dlouhou dobu. Distribuční koeficient Eu pro taveninu a plagioklas je o více než řád vyšší pro Eu než sousední vzácné zeminy tj. samarium a gadolinium. Efekt separace, případně kumulace plagioklasu patří k nejjasnějším případům interpretace vzácných zemin. Následným procesům, jako je například snadná dekompozice plagioklasu, případně přítomnost europiové anomálie v horninách archaika se dostalo v literatuře také pozornosti (Jakeš — Taylor, 1974).

Apatit. Významnou roli lze připsat řadě minerálů obsahujících Ca; apatitu, whitlockitu, titanitu, ale i akcesoriím bez Ca, jako je zirkon. Významně koncentrují vzácné zeminy, obyčejně s tendencí preferovat těžké vzácné zeminy, ač u některých apatitů je tomu naopak. Je důležité zaznamenat, že data experimentu, která jsou zanesena v obrázcích, ne zcela vystihují přírodní koncentrace v apatitech (viz obr. 6, kde jsou zaneseny koncentrace vzácných zemin v minerálech gabra).

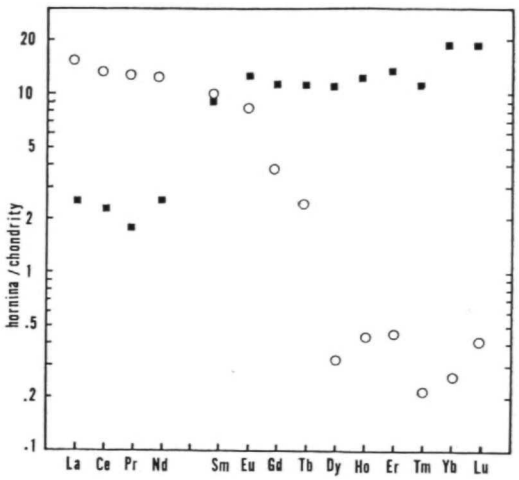
Akcesorické fáze, které jsou budovány nejčastěji prvky ze skupiny vzácných zemin, jsou vázány toliko na alkalické a peralkalické komplexy převážně plutonických vyvřelin.

Minerály metamorfovaných hornin, metamorfóza

V metamorfovaných horninách hraje významnou roli schopnost Ca-minerálů koncentrovat vzácné zeminy. Je to zejména epidot, zatímco ostatní metamorfní



Obr. 4. Distribuce vzácných zemin v alterovaných a metamorfovaných proterozoických vulkanitech norských kaledonid (otevřené kroužky) a distribuce vzácných zemin v chloritu téže horniny

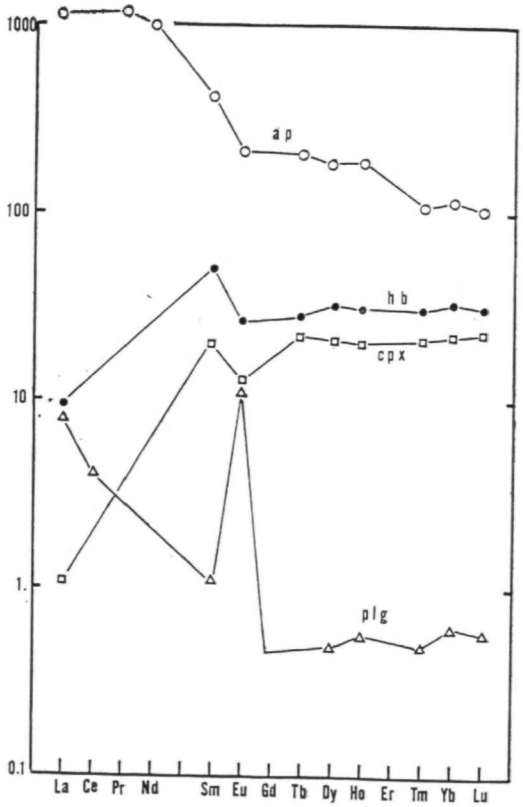


Obr. 5. Distribuce vzácných zemin v eklogitu z ostrova Šikoku; granát = čtverečky, klinopyroxen = kolečka. Zřejmá je preference těžkých vzácných zemin pro granát

minerály, například chlorit (sheridanit), obsahují obyčejně množství vzácných zemin podobná celkovým množstvím v hornině a svým charakterem distribuce odrážejí charakter distribuce celkové horniny. V obrázku 4 je tato skutečnost ilustrována na příkladu metavulkanických hornin proterozoika norských kaledonid. Role granátu je v metamorfních podmínkách stejná jako v podmínkách precipitace granátu z taveniny. Přednostně akomoduje těžké vzácné zeminy a diskriminuje ze své mřížky lehké vzácné zeminy. Jako příklad je uvedena distribuce vzácných zemin z eklogitů z ostrova Shikoku (obr. 5).

Významným rysem skupiny vzácných zemin je skutečnost, že se jejich množství v době metamorfózy nemění a že vzácné

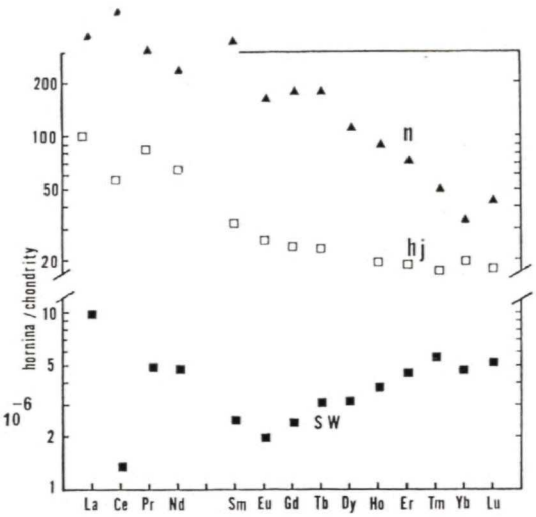
▶



Obr. 6. Distribuce vzácných zemin mezi minerály gabra San Marcos. Ap — apatit, hb — amfibol, cpx — klinopyroxen, plg — plagioklas

zeminy zůstávají v průběhu progresívní metamorfózy „intaktní" k chemickým změnám. Na hranici amfibolitové a granulitové facie, kde dochází k řadě dehydratačních reakcí (minerály s OH-skupinou nejsou stabilní) a kde může docházet také k parciálnímu tavení, chovají se prvky ze skupiny vzácných zemin jako typické inkompatibilní prvky a vstupují do vodou bohatých parciálních tavenin, například do „granitového minima". Přednostně vstupují do taveniny lehké vzácné zeminy, avšak rovnováhy jsou z převážné části kontrolovány mineralogickým charakterem neroztaveného rezidua (bude-li například reziduální částí granátický amfibolit nebo eklogit, bude distribuce vzácných zemin odlišná od hornin, jejichž reziduálními komponentami bylo např. pyroxenické gabro, tj. plagioklas a pyroxen. Obecně se však soudí, že vzácné zeminy jsou jen omezeně pohyblivé či nepohyblivé během metamorfních procesů, a proto řada studií zabývajících se předmetamorfním substrátem hornin spoléhá na důkazy ze studia vzácných zemin.

Alterace mořskou vodou (zejména alterace vulkanických hornin například povrchu polštářů láv) bývá uváděna jako jeden z mála procesů, kdy dochází k výměně (redistribuci) vzácných zemin mezi mořskou vodou a horninami. U polštářových láv se předpokládá rovnováha jen mezi nejsvrchnějšími milimetrovými zónami polštářů, zatímco u klastických hornin je zřejmě díky podstatně většímu povrchu alterace rozsáhlejší, někde kompletní. Některé studie pak uvádějí analogie mezi složením mořské vody v recentu a mořské vody v dřívějších geologických obdobích, např. proterozoiku, a závěry jsou odvozeny právě ze studia vzácných zemin. Analogie charakteru distribuce v těchto horninách a v současně mořské vodě (srovnaj obr. 7 a tab. 4) je vskutku podmanivá; v jiných studiích však je vliv mořské vody na bazalty popírán.



Obr. 7. Vzácné zeminy v sedimentech oceánského dna a v mořské vodě (sw). n — manganové nodule, hj — hnědé jíly, sw — mořská voda. Je nutné zaznamenat, že obsahy v mořské vodě jsou nepatrné, viz měřítko

Vzácné zeminy v mořské vodě

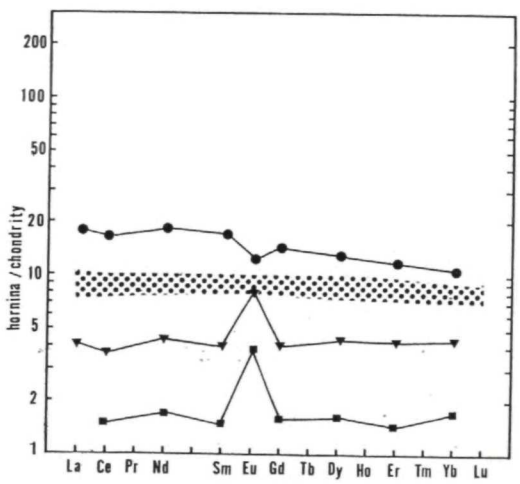
Tab. 4

prvek	obsah v ppb	doba setrvání (roky)
La	2.9	210
Ce	1.3	48
Pr	0.64	180
Nd	2.3	180
Sm	0.44	180
Eu	0.11	160
Gd	0.61	280
Tb	-	-
Dy	0.73	440
Ho	0.22	-
Er	0.61	430
Tm	0.13	630
Yb	0.52	390
Lu	0.12	570

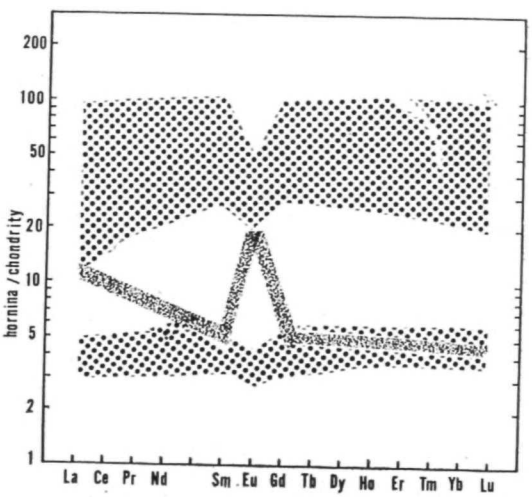
Distribuce vzácných zemin v plášti a kůře Země

Eukritické meteority. Obrázek ilustruje distribuci vzácných zemin v eukritických meteoritech (eukrity jsou achondrity bazaltického složení, reprezentující povrch některého bazaltického tělesa; liší se izotopicky od měsíčních hornin, avšak struktury a textury jsou velmi podobné). Většina eukritů tvoří výrazný paralelní trend chondritovým množstvím, avšak koncentrace vzácných zemin jsou zhruba desetinásobně vyšší (obr. 8). Pouze tři dosud známé eukrity, mezi nimiž dominuje Stonařov-Stannern (německého jména pro stonařovský meteorit se dosud v odborné literatuře používá), tvoří výjimku. Stonařov má evidentní negativní europiovou anomálii, a může být proto pokládán za horninu frakcionovanou, z níž anebo z jejíhož primárního zdroje byl odstraněn plagioklas. V charakteru distribuce vzácných zemin v meteoritech „Moore county" a „Serra de Mage" se objevuje pozitivní europiová anomálie, která svědčí o kumulativním charakteru těchto hornin, obohacených (proti původnímu zdroji) o plagioklas. Protože je známo, že plagioklas v tavenině bazaltického složení plave (vznáší se), mohou být tyto eukrity označeny jako „horní kumuláty", zatímco ostatní eukrity zřejmě neprodělaly frakcionaci způsobenou krystalizací (a odstraněním nebo nahromaděním) plagioklasu (Basaltic volcanism study project).

Měsíc. Účinek krystalizace plagioklasu podobný eukritickým meteoritům je patrný z charakteru distribuce vzácných ze-



Obr. 8. Distribuce vzácných zemin v eukritech (achondritech); hodnoty normalizovány chondritovými množstvími. Zatímco většina eukritů má chondritický charakter distribuce vzácných zemin, meteorit Stonařov reprezentuje taveninu, ze které byl odstraněn plagioklas, zatímco Moore county a Serra de Mage reprezentují plagioklasové kumuláty

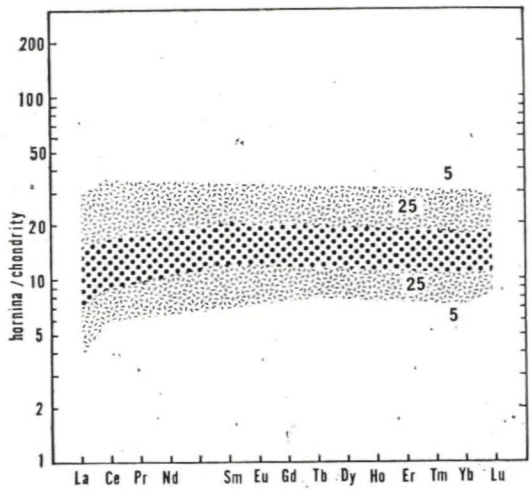


Obr. 9. Distribuce vzácných zemin v horninách měsíčního povrchu. V horním poli jsou křivky distribuce pro mořské bazalty. Rozptyl hodnot je značný a také rozsah europiové anomálie kolísá. Ve spodním šrafovaném poli jsou pak zaneseny horniny moří, o kterých bylo jinými petrologickými argumenty prokázáno, že pocházejí z hlubších částí Měsíce (zelená skla atd.). Výraznou pozitivní europiovou anomálii mají horniny měsíčních pevnin, v tomto případě reprezentované bazaltickými členy (podstatně vyšší anomálii pak mají anortozitické členy horninové série pevnin)

min v horninách měsíčního povrchu (obr. 9). Starší části měsíčního povrchu, reprezentující primární kůru tohoto tělesa, mají významně zvýšený obsah Eu a svědčí o nahromadění plagioklasu. Bazalty oblasti lunárních moří mají charakter distribuce výrazně ochuzený o Eu, a protože pocházejí z hlubinného zdroje (z větší části mimo stabilitu plagioklasu), soudí se, že zdroj samotný je o Eu ochuzen a že zdroj mořských bazaltů (tedy plášť Měsíce) a měsíční kůra jsou vzájemně komplementární. Jako celek má však Měsíc chondritický charakter distribuce vzácných zemin, což lze odvodit z obsahu jiných nekompatibilních prvků, jako je Ba, Th, U atd., a z přímé korelace obsahů stopových a hlavních prvků v měsíčních horninách. Charakter distribuce vzácných zemin v bazaltech, které vznikly v hlubších částech Měsíce (které mají kumulativní povahu a mineralogické složení opx, cpx, ol), má menší „europiovou" negativní anomálii (Taylor — Jakeš, 1974) (obr. 9).

Plášť Země. Charakter distribuce vzácných zemin v horninách, které pocházejí z pláště naší Země, ukazuje na podobnost s chondrity. Svědčí o tom obsahy vzácných zemin v horninách středooceánských hřbetů, o kterých se domníváme, že jsou přímým produktem plášťové diferenciace. Je nutné zaznamenat jemné rozdíly, které jsou pro petrologii pláště a kůry významné. Většina hornin středooceánských hřbetů (MORB) vytváří v diagramu normalizovaném chondrity rozsáhlé pole (viz obrázek 10), které je charakteristické malým ochuzením lehkými vzácnými zeminami.

Ze studia distribučních koeficientů je zřejmé, že taveniny vznikající parciálním tavením zdroje, který je tvořen pyroxenem, olivínem a spinelem, budou proto obohaceny lehkými vzácnými zeminami a v počátcích tavení (za předpokladu, že bylo dosaženo rovnováhy) bude množství

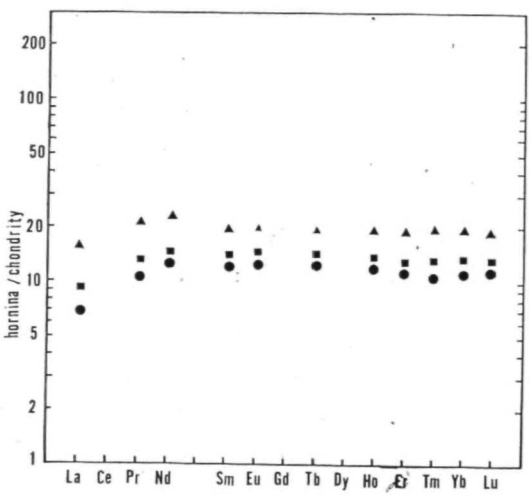


Obr. 10. Pole distribuce vzácných zemin v horninách středooceánských bazaltů. Čísla indikují frekvenci výskytu: do středního pásu spadá 40 % všech hornin středooceánských hřbetů. Zřejmé je ochuzení o lehké vzácné zeminy

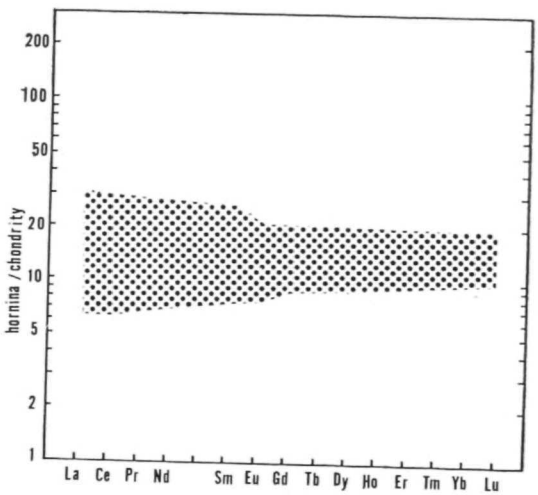
vzácných zemin v tavenině relativně velké. Při rozsáhlejším tavení pak dojde k „zředění" tohoto množství; reziduum bude obohaceno o těžké vzácné zeminy. Charakter distribuce vzácných zemin v peridotitech obsahujících spinel (olivín, pyroxen, spinel) ukazuje, že tyto parageneze (lherzolitové nodule) mohou být interpretovány jako pozůstatky (rezidua) parciálního tavení původního primitivního pláště. V případě, že bylo dosaženo rovnováhy mezi krystaly a taveninou, nelze však na základě distribuce vzácných zemin rozlišit, zda jde o neroztavené reziduum, tedy pozůstatek parciálního tavení, anebo o krystalový kumulát. Jako hornina mají tedy plášťové lherzolity obsahující spinel (obr. 14) lehkými vzácnými zeminami ochuzený charakter. Těžké vzácné zeminy jsou přítomny v chondritických anebo jen nepatrně vyšších nebo nižších množstvích. Také plášťové horniny, například vysokoteplotní intruze (Lizard) anebo i granátické peridotity Čes-

kého masívu, mají distribuci vzácných zemin charakteristickou ochuzením o lehké vzácné zeminy.

Tento rys je zřejmě charakteristický pro větší část dnešního svrchního pláště; a proto se soudí (nejen na základě studia vzácných zemin, ale zejména na základě studia izotopických poměrů Rb-Sr, Nd-Sm i dalších inkompatibilních a litofilních prvků), že svrchní plášť je „ochuzen" o tyto elementy, a to právě o to množství nekompatibilních prvků (včetně vzácných zemin), které je v současné době koncentrováno v kůře. Ide o ochuzení toliko La, Ce a Pr (jak indikují tři příklady z oblasti hřbetu Juan de Fuca, Chilského hřbetu a z Východopacifické oblasti) (obr. 11). Tento rys, ochuzení o první tři lehké vzácné zeminy, je typický pro větší část dnešního svrchního pláště a předpokládá se, že indikuje „odstranění" (ochuzení) lehkých vzácných zemin, spolu s dalšími nekompatibilními prvky při vzniku kůry (doba této události, ale i způsob — zda jednorázový či kontinuální — jsou předmětem diskusí, ve kterých právě prvky ze skupiny vzácných zemin, a zejména izotopická studia Nd-Sm a Lu-Hf, hrají podstatnou roli). Jen ojediněle se vyskytují horniny středooceánských hřbetů, které mají chodritům subparalelní charakter distribuce vzácných zemin a které pocházejí z pláště neochuzeného (takové horniny středooceánských hřbetů jsou označovány jako anomální) (viz obr. 12).



Obr. 11. Distribuce vzácných zemin ve třech horninách z rozdílných oblastí středooceánských hřbetů (Juan de Fuca, chilský hřbet, a východopacifický hřbet) ukazují, že ochuzení se týká toliko prvků La (Ce-není zanesen) a Pr, zatímco u Nd jsou hodnoty vzhledem k chondritům a ostatním vzácným zeminám středooceánských bazaltů normální

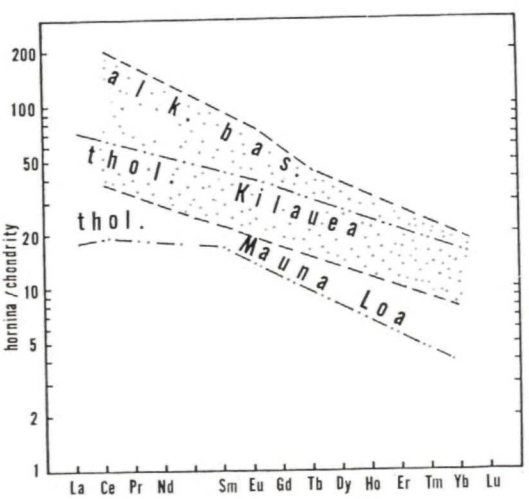


Obr. 12. Charakter distribuce, který připomíná chondritické rozdělení, je u středooceánských bazaltů označen jako anomální. Ve šrafovaném poli se vyskytuje ca 85 % všech anomálních středooceánských bazaltů. Distribuční charakter tohoto typu vede ke spekulacím o „rozinkovém" modelu svrchního pláště

Z tohoto hlediska je významná i petrologická implikace chondritické (a lehkými vzácnými zeminami ochuzené) distribuce v středooceánských bazaltech pro mineralogické složení komplementárního rezidua, tedy materiálu, který zůstává v plášti Země. Také horniny komplementární MORB bazaltům neobsahují významný podíl minerálů, které radikálně mění charakter distribuce vzácných zemin

(neobsahují granát). Proto se předpokládá (i na základě jiných argumentů), že komplementárním materiálem jsou horniny obsahující olivín, pyroxen a spinel. Právě z tohoto důvodu se soudí, že horniny středooceánských hřbetů mají původ v mělkých částech pláště, tedy v těch částech, kde není stabilní granátický peridotit, ale pouze spinel obsahující peridotit. Kdyby totiž pocházely ze zdroje, který obsahuje byť malé množství granátu, byly by lehké vzácné zeminy v tavenině (tedy bazaltu) obohaceny relativně k těžkým vzácným zeminám a křivky distrubuce by byly podobně křivkám v obrázku 13, kde jsou prezentovány horniny Havajských ostrovů.

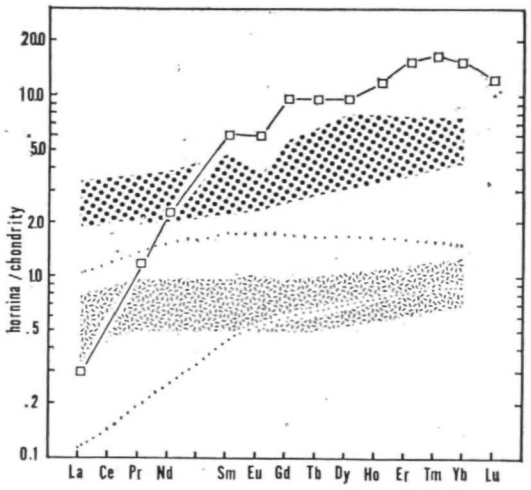
Z diagramu pro bazaltové horniny Havajských ostrovů (obr. 13) vyplývá, že i tholeiitové horniny z této oblasti jsou značně diferencovaně obohacené lehkými vzácnými zeminami, indikujícími původ v těch oblastech pláště, kde je pravděpodobně stabilní granát. Vyšší množství



Obr. 13. Charakter distribuce vzácných zemin v horninách Havajských ostrovů. I primitivní taveniny, jakými jsou bazalty, mají zvýšené obsahy lehkých vzácných zemin, zřejmě v důsledku přítomnosti granátu ve zdroji těchto hornin

lehkých vzácných zemin v alkalických bazaltech této oblasti může odpovídat menšímu rozsahu parciálního tavení (při pokročilejší připovrchové diferenciaci by frakcionace běžnými minerály — cpx, ol, opx — musela být značná a způsobila by výraznou změnu Fe/Mg poměru). Přesto však malý rozsah parciálního tavení může produkovat bazalty s vyššími obsahy lehkých vzácných zemin a reziduum tvořené pyroxeny, olivínem a spinelem může být svým charakterem shodné se „spinelovými lherzolity" bazaltických inkluzí.

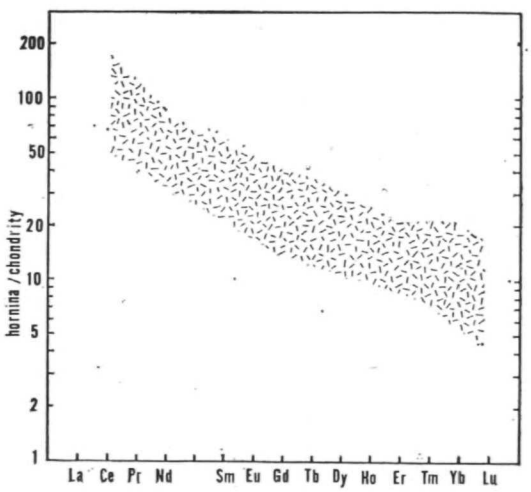
Normalizované obsahy vzácných zemin v lherzolitech bazaltů obsahujících spinel jsou prezentovány v obrázku 14. Lehké vzácné zeminy jsou ve spinelových lherzolitech výrazně ochuzeny (a nebylo zatím nalezeno mnoho spinelových lherzolitů, které by měly chondritická množství lehkých vzácných zemin); jsou proto pokládány za útržky výrazně ochuzeného pláště, často „kumulativní povahy". V tomtéž obrázku (14) jsou prezentovány i křivky distribuce vzácných zemin pro vysokoteplotní ultrabazickou intruzi typu Lizard a pro granátické peridotity a s nimi se vyskytující eklogity v Českém masívu. Z charakteru distribuce je zřejmé, že i granátické peridotity reprezentují „ochuzený" plášť — Jakeš et al. (1984) to dokládají na řadě dalších inkomaptibilních prvků (Ba, K, Rb, Cs) — a že eklogitové pásky či eklogitová tělesa vyskytující se v asociaci s těmito peridotity nejsou „chybějící" bazaltickou komponentou, která by měla reprezentovat z granátického peridotitu vzniklou taveninu, ale že mají podobně jako peridotity výrazně „ochuzený" charakter. Eklogitové pásky reprezentují pravděpodobně granát-pyroxenické reziduum po extrakci čedičové taveniny, které v podmínkach kůry dosáhlo „metamorfní eklogitové rovnováhy". (Tento petrologický aspekt však z distribuce vzácných zemin nemůže být patrný.)



Obr. 14. Charakter distribuce vzácných zemin v některých ultrabazických horninách. Tečkami je ohraničeno pole lherzolitů obsahujících spinel, vyskytujících se jako inkluze v bazaltech, prázdnými čtverečky je znázorněna vysokoteplotní intruze Lizard. Dolní šrafované pole reprezentuje granátické peridotity Českého masívu, zřetelně ochuzené o lehké vzácné zeminy, horní pole (s negativní europiovou anomálií) reprezentuje eklogity vyskytující se v asociaci s těmito peridotity. Z distribuce vzácných zemin je zřejmé, že eklogity nemohou reprezentovat „chybějící" bazaltickou taveninu, „vypocenou" z peridotitu

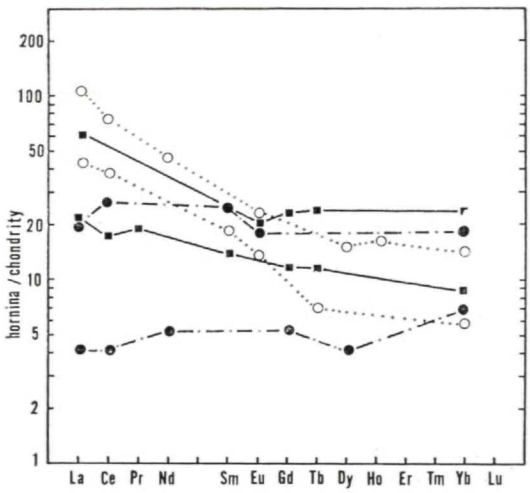
Charakter distribuce vzácných zemin v horninách velkých bazaltových výlevů je podobně jako u tholeiitů havajských obohacen o lehké vzácné zeminy (například dekanské trapy) (obr. 15), avšak diskuse, zejména na základě izotopického složení (Rb-Sr), vede k nejednoznačnému závěru o původu lehkých vzácných zemin v těchto horninách; mnohými autory jsou obsahy lehkých vzácných zemin pokládány za produkty kontaminace materiálem svrchní kontinentální kůry.

Ostrovní oblouky. Horniny ostrovních oblouků mají pestrou paletu množství i distribučních křivek vzácných zemin. Podobně jako u hlavních elementů i u vzácných zemin ukazují horniny na pravidelné uspořádání ve struktuře ostrovního oblouku. Charakter vzácných zemin v hrubých rysech koreluje s hloubkou Beniofovy zóny. Tholeiitová série ostrovních oblouků byla právě na základě studia vzácných zemin definována (Jakeš — Gill, 1970) a vzácné zeminy limitují svým charakterem zdroj původu hornin, které se vyskytují v ostrovních oblucích v okolí vulkanické fronty; takové horniny pocházejí z primitivního zdroje a představují buď taveniny plášťového klínu nad subdukční zónou, anebo rozsáhlé tavení subdukující oceánické litosféry. Horniny alkalicko-vápenaté asociace však mají distribuční křivky obohaceny o lehké vzácné zeminy. V těchto horninách existuje i korelace mezi obsahem nekompatibilních prvků (například K) a poměrem La/Yb, jež je měřítkem sklonu distribuční křivky, a tedy obohacení lehkými vzácnými zeminami. V každém případě indikují distribuční křivky přítomnost fází diskriminujících lehké vzácné zeminy



Obr. 15. Distribuce vzácných zemin v dekanských trapech. Podobný charakter distribuce lze pozorovat i u dalších velkých bazaltických výlevů (Columbia River Basalts, Karoo dolerity, sibiřské trapy atd.)

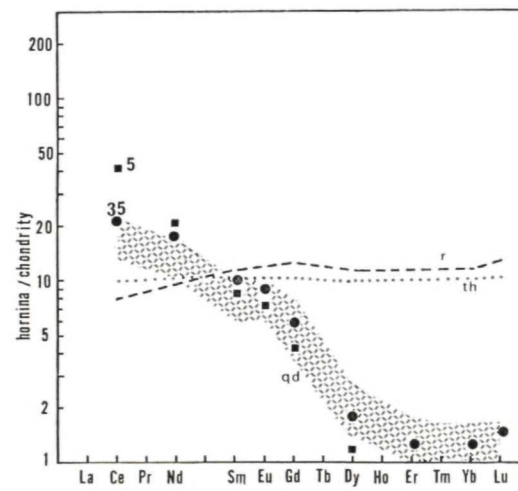
anebo rozsáhlé tavení již existujících o lehké vzácné zeminy ochuzených materiálů. Obrázek (16) ilustruje distribuční křivky „andezitových" hornin ostrovních oblouků.



Obr. 16. Charakter distribuce vzácných zemin v horninách ostrovních oblouků. Plnými kroužky jsou vyznačena pole tholeiitických andezitů, čtverečky pole vápenatoalkalických hornin s nízkým anebo středním obsahem draslíku, prázdnými kroužky pole hornin vápenatoalkalické asociace s vysokými obsahy draslíku. (V diagramu nejsou zaneseny bazaltické ani dacitické horninové typy, ani horniny aktivních kontinentálních okrajů, pro které je charakteristické ještě značnější obohacení lehkými vzácnými zeminami)

Kontinentální kůra. Studium množství a distribuce vzácných zemin v horninách bazaltického složení, pocházejících pravděpodobně ze svrchního pláště, je jednoznačnější než v jednotlivých horninách kontinentální, zejména vyvinuté kontinentální kůry; do interpretace složení bazaltických hornin vstupuje menší množství „proměnných"; variabilita primárního zdroje je menší (plášť má obecně chondritová množství vzácných zemin a relativně dobře známou mineralogii, danou rovnováhou v systému peridotitů obsahujících spinel nebo granát); množství zdrojů v kůře je podstatně větší a mineralogická variabilita odpovídá chemickému složení hornin kůry; je navíc komplikována přítomností vody, proto není interpretace hornin, které vznikly v kůře, a to jak magmatickým procesem (parciálním tavením ve spodní části kůry), tak sedimentárním procesem, jednoduchá.

Tak například Hanson (1978) uvádí zajímavý příklad použití vzácných zemin při kvantitativním modelování vzniku granitických hornin (křemenných dioritů) parciálním tavením tholeiitů s reziduálními fázemi eklogitového složení, tedy s granátem a klinopyroxenem. Příklad je ilustrován v obrázku 17 a ukazuje, jak nepatrně se změní charakter distribuce rezidua proti původnímu složení a jak množství



Obr. 17. Příklad užití vzácných zemin pro výpočet modelového složení granitu z thoeliitového substrátu (viz text). Th — tholeiitová výchozí hornina, r — charakter rezidua (klinopyroxen a granát), čtverečky indikují hodnoty pro normalizované vzácné zeminy při 5 %-ním parciálním tavením, zatímco plné kroužky ukazují charakter distribuce při 35 %-ním parciálním tavením. Šrafované pole reprezentuje skutečné přírodní horniny — křemenné diority (qd), které by měly vznikat na úkor tholeiitu

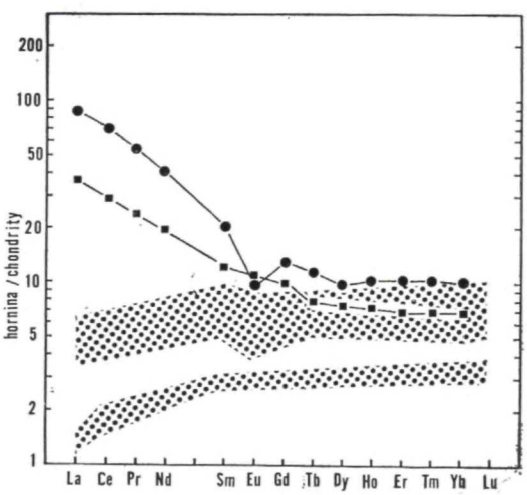
parciálního tavení výrazně ovlivní charakter distribuce lehkých vzácných zemin. Z tohoto příkladu je totiž zřejmé, jak důležitá je i znalost přesných distribučních koeficientů a jak proměnlivé distribuční křivky mohou vzniknout při parciálním tavení materiálu v kůře v závislosti na reziduálních fázích a množství parciálního tavení.

Jiný, v mnohém podobný příklad, uvádějí Tindle a Pearce (1983). Na základě analýzy autolitů a xenolitů v granitických horninách (analyzovány byly jak vzácné zeminy, tak řada dalších stopových prvků) odvozují vztahy mezi substrátem a taveninou, v tomto případě křemennými dority a drobami na jedné straně, na druhé straně pak granitickými horninami. Snaží se prokázat, že parciální tavení obou typů hornin vede sice ke granitickým (trondhjemitickým) taveninám, ovšem s rozdílnými křivkami distribuce vzácných zemin (v závislosti na charakteru distribuce v materiálu, který je podroben parciálnímu tavení).

Je proto důležité každý z analyzovaných případů hornin vzniklých v kůře posuzovat na základě znalosti „iniciálního složení" (obyčejně předpokládaného), distribučních koeficientů mezi jednotlivé minerály a geologické historie horniny. Pouhé srovnání distribučních křivek vzácných zemin a tvrzení o příbuznosti procesů, které vedly k jejich vzniku, zejména u hornin granitového složení, je z geochemického hlediska neopodstatněné a studium vzácných zemin je pak příliš nákladná hra bez pravidel. Je důležité znovu připomenout roli akcesorických minerálů, například apatitu, roli substrátu a charakter rezidua a tím i nutnost individuálního přístupu ke každé hornině, která prošla několikerou geochemickou diferenciací a není přímým a relativně jednoduchým produktem tavení či diferenciace v plášti.

Srovnání metamorfovaných ekvivalentů vyvřelých hornin, distribuce vzácných zemin mezi jednotlivé koexistující fáze a individuální a pečlivý přístup ke každé „analyticky" náročné hodnotě je na místě.

Kontinentální kůra. Celkové složení kontinentální kůry je však relativně dobře známé a kontinentální kůra jako celek je komplementární svrchnímu plášti. Charakter archaické a recentní kontinentální kůry se liší nejen v množstvích, ale i v charakteru distribuce vzácných zemin i v přítomnosti europiové anomálie (obr. 18). Rozdíly byly v minulosti mnohokrát probírány (Jakeš — Taylor, 1974) a současná diskuse (McLennan et al., 1983) významně pomáhá při dešifrování otázky kontinentalního růstu. Ukazuje se například, že sedimentární horniny archaických komplexů (v Jižní Africe) jsou budovány několika magmatickými zdroji, že kůra obnažená v archaiku (před 3,3—3,6 miliardami let) byla o něco mafičtější než kůra dnešních kontinentálních oblastí a že procesy přetavení kontinentální kůry hrá-



Obr. 18. Souhrnný diagram pro typické reprezentanty archaické kůry (plné čtverečky) a recentní kontinentální kůry (plná kolečka). Šrafované pole reprezentuje archaické komatiity

ly v jejím vývoji roli až o něco později, například na hranici archaika a proterozoika. Výzkum vzácných zemin je v tom aspektu velmi vhodný, protože v sedimentárním procesu nedochází k jejich frakcionaci, a vzácné zeminy tak velmi dobře „dědí" chemické charakteristiky primárního zdroje. Křivky distribuce jsou prezentovány v obrázku 18, kde jsou pro ilustraci charakteru archaické kůry zobrazeny, i křivky pro komatiity.

Také diskuse o charakteru spodní kůry, která se začíná objevovat v literatuře a která je vedena na základě geochemie nekompatibilních litofilních prvků (Maccarrone et al., 1983), získá na přesvědčivosti, budou-li v ní využity jedinečné vlastnosti distribuce vzácných zemin. Z diskuse je zřejmé, že část nekompatibilních elementů může být v horninách granulitové facie zachována, v jiném případě je odstraněna dehydratačními reakcemi; platí to o K/Rb a je zřejmé, že tento aspekt (regionální proměnlivosti přechodu amfibolitové a granulitové facie) může být osvětlen studiem spektra vzácných zemin.

Graf (1977) užil analýzy chování vzácných zemin v alterovaných vulkanických horninách provázejících masívní ložiska sulfidických rud a prokázal (byť poněkud nepřesvědčivě), že hydrotermální roztoky těchto ložisek nemají magmatický původ.

Současný vývoj ve výzkumu vzácných zemin je omezen analytickými možnostmi. Hmotnostní spektrometrie, instrumentální neutronova aktivační analýza jsou velmi náročnými analytickými metodami. Významného pokroku bylo dosaženo v užití iontové mikrosondy (či sekundární iontové hmotové spektrometrie). Současné práce naznačují, že se daří odstranit anebo minimalizovat efekt „komplexních molekul" a spolehlivě určovat v malých množstvích vzácné zeminy (Metson et al., 1984). Znamená to, že v blízké budoucnosti bude možné analyzovat vzácné zeminy „in situ" v minerálech a pochopit tak v detailu procesy distribuce těchto prvků. Metson et al. (1984) byli schopni změřit obsahy vzácných zemin v horninotvorných minerálech (amfibolu, titanitu, zirkonu) v množstvích v některých případech menších než chondritových. Jsem přesvědčen, že rozvoj iontových sond přispěje geochemii toutéž měrou, jako elektronové mikrosondy přispěly petrologii.

Poznámka: Literatura týkající se problému vzácných zemin je velice rozsáhlá, a proto nemůže být prezentována v souhrnu; její výběr je tedy omezen. Ani příklady, které byly v tomto textu vybrány, neobsahují celou šíři aplikace vzácných zemin v petrologii. Příklady jsou voleny subjektivně, s ohledem na vlastní zkušenost autora tohoto textu.

LITERATURA

Ahrens, L. H. 1952: The use of the ionization potentials. Part I. Ionic radii of the elements. *Geochim. cosmochim. Acta, 2, p. 155—169.*

Apted, M. J. 1981: Rare earth element systematics of hydrous liquids from partial melting of basaltic eclogite: a reevaluation. *Earth planet. Sci. Lett., 52, p. 172—182.*

Balashov, Y. A. 1966: Differentiation of rare earth elements during magmatic process. *In Vinogradov, ed.: Chemistry of the Earth's crust, vol. 1, p. 272—287.*

Basaltic volcanism study project: 1981: Basaltic volcanism on the terrestrial planets. *New York, Pergamon Press, 1288 p.*

Coryell, C. D — Chase, J. W. — Wichester, J. W. 1963: A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *J. geophys. Res., 68, p. 559—566.*

DePaolo, D. J. — Wasserburg, G. J. 1979: Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. cosmochim Acta, 43, p. 615—627.*

DePaolo, D. J. 1980: Crustal growth and mantle evolution: Inferences from of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochim. cosmochim. Acta, 44, p. 1185—1196.*

Drake, M. J. — Weill, D. F. 1975: The partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+}, Eu^{3+} and other REE between plagioclase feldspar and magmat ic silicate liquid: an experi-

mental study. *Geochim. cosmochim. Acta, 39, p. 689—712.*
Gill, J. B. 1982: Orogenic andesites and plate tectonics. *Berlin, Heidelberg, New York., Springer, 390 p.*
Graf, J.L. 1977: Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. *Econ. Geol., 72, p. 527—546.*
Hanson, G. N. 1978: The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth planet. Sci. Lett., 38, p. 26—43.*
Irving, A. J. 1978: A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim cosmochim. Acta, 42, p. 743—770.*
Jakeš, P. — Gill, J. B. 1970: Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth planet. Sci. Lett., 9, p. 17—28.*
Jakeš, P. — Taylor, S. R. 1974: Excess europium in Archaean sediments. *Geochim. cosmochim. Acta.*
Jakeš, P. — Jelínek, E. — Fiala, J. — Taylor, S. R. 1984: Major and trace elements in elcogites and their host garnet peridotites. Data from Bohemian Massif. *Contr. Mineral. Petrology (in print).*
Maccarrone, E. — Paglionico, A — Roturra, A. 1983: Granulite-amphibolite facies metasediments from the Serre (Calabria, Southern Italy): their protoliths and the processes controlling their chemistry. *Lithos, 16, s. 95—111.*
Masuda, A. 1968: Geochemistry of lanthanides in basalts of Central Japan. *Earth planet. Sci. Lett., 5, p. 377—381.*
Mann, A. C. 1983: Trace element geochemistry of high-alumina basalt-andesite-dacite-rhyodacite lavas of the main volcanic series of Santorini volcano, Greece. *Contr. Mineral Petrology, 84, p. 43—57.*
Metson, J. B. — Bancroft, G. M. — Nesbitt, H. W. — Jonasson, R. G. 1984: Analysis for rare earth elements in accessory minerals by specimen isolated secondary ion mass spectrometry. *Nature, 307, p. 347—349.*
McLennan, S. M. — Taylor, S. R. — Erikson, K. A. 1983: Geochemistry of Archaean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochim. cosmochim. Acta, 47, p. 1211—1222.*
McLennan, S. M. — Taylor, S. R. — Kroner, A. 1983: Geochemical evolution of Aarchaean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola supergroups. *Precambr. Res., 22, p. 93—124.*
Patchett, P. J. — Kouvo, O. — Hedge, C. E. — Tatsumoto, M. 1981: Evolution of continetal crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes. *Contr. Mineral. Petrology, 78, p. 279—297.*
Philpotts, J. A. — Schnetzler, C. C. 1970: Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. cosmochim Acta, 34, p. 307—322.*
Shaw, D. M. 1970: Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. cosmochim. Acta, 34, p. 237—254.*
Taylor, R. S. — Jakeš, P. 1974: The geochemical evolution of the moon. *Proc. 5th Lunar Sci. Conf., 2, p. 1287—1305.*
Tindle, A. G. — Pearce, J. A. 1983: Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lithos, 16, p. 185—202.*
Wildeman, T. R. — Condie, K. C. 1973: Rare earths in Archaean greywackes from Wyoming and from the Fig. Tree Group, South Africa. *Geochim. cosmochim. Acta, 37, p. 439—453.*

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

V. Janotka — J. Lanc — V. Nosko: **Anomálne zóny Malých Karpát, Považského Inovca a ich geofyzikálny obraz** (Bratislava 3. 11. 1984)

V Malých Karpatoch sa na základe výsledkov geoelektrických meraní (VES, VDV) a gravimetrie podarilo na dvoch regionálnych profiloch (PF-I Košariská — Kujovičovo, PF-II Volhovisko — Limbach) charakterizovať niektoré pozície mezozoických komplexov a kryštalinika, ako aj príznaky šupinovitej stavby. Výsledky doplní interpretácia magnetotelurických meraní, ktoré sa v súčasnosti spracúvajú.

V Považskom Inovci na základe výsledkov geoelektrických metód, gravimetrie (odkrytá mapa, normované gradienty, Kurkin, 1981), magnetometrie, leteckého variantu GSM a magnetometrie boli spoľahlivo vyčlenené stykové zóny paleozoika, mezozoika a kryštalinika, ich hĺbkové rozčlenenie a potvrdená aj šupinatosť stavby jednotlivých geologických jednotiek. Niektoré interpretované závery vedú aj k lokalizácii ložiskovo nádejných zón (výsledky GSM) viažúcich sa na