

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,  
Ústav geologie a paleontologie

# **Petrologická a geochemická charakteristika bimodálních vulkanických sekvencí a jejich geodynamická interpretace**

Bakalářská práce

Jaroslav Řihošek



Vedoucí bakalářské práce: Doc. RNDr. Václav Kachlík, Csc.

Praha 2009

Prohlášení originality:

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci zpracoval samostatně a použil jen prameny uvedené v seznamu literatury.

V Přerově dne 13. 8. 2009

Handwritten signature in black ink, appearing to read "Jiří Hraček".

Děkuji vedoucímu bakalářské práce Doc. RNDr. Václavu Kachlíkovi, CSc. za hodnotné připomínky a svědomité vedení této práce. Stejně tak děkuji i Mgr. Davidu Dolejšovi, Ph.D. a Doc. RNDr. Františku Holubovi, CSc. za nepostradatelné rady udělené při konzultacích.

## ABSTRAKT

Bimodální vulkanická sekvence je vžitě označení pro vulkanickou suitu, která se vyznačuje objemově menším množstvím či dokonce absencí vulkanitů intermediálních ve složení mezi bazickým a kyselým (respektive mafickým a felzickým) koncovým členem magmatické diferenciacní řady.

Ačkoliv porovnávání objemů vyvřelých hornin v terénu je značně problematické, takové vulkanické sekvence byly odhaleny a zkoumány v řadě různých geotektonických prostředí. Otázkou je, jestli všechny bimodální sekvence spojuje společný mechanismus vzniku, nebo jestli existuje více mechanismů, které jsou na různých lokalitách za bimodalitu vulkanitů zodpovědné.

Z terénních pozorování vyplývá, že tento typ vulkanismu je vázaný spíše na extenzní tektonické režimy, i když se bimodální sekvence vyskytují méně často i v konvergentních geotektonických prostředích. Proto je nutné pro správnou geotektonickou interpretaci prostředí vzniku paleo-vulkanických jednotek využít co nejkomplexnější geochemická a izotopická data v kombinaci s terénním pozorováním.

Kompoziční bimodalita je zvláště typická pro prostředí kontinentálního riftingu, zatímco méně běžná je ve vyvinutých vulkanických obloucích s mocnější kontinentální kůrou, kde dominují vulkanity intermediálního andezitového složení. Bazalt-ryolitové bimodální asociace jsou běžnější v počátečních stádiích vývoje oblouku nebo v supra-subdukční oblasti, kde jsou výsledkem lokálně extenzních procesů. Magmata z plášťových zdrojů zde vyvolávají tavení kůry a tudíž vznik felzických magmat.

Spektrum ostatních geotektonických prostředí se vyznačuje méně častým či méně zjevným bimodálním rozdělením složení vulkanických hornin.

## SUMMARY

Bimodal volcanic suite is an established term used for a description of that volcanic series which is characterized by lower amount or even absence of intermediate volcanic rocks, composition of which stays between basic (mafic) and acidic (felsic) end-members of magmatic differentiation sequence.

Thought comparison of igneous rocks volumes in field is considerably sophisticated such volcanic suits have been discovered and studied in many different geotectonic settings. The question is if all bimodal suites are linked by the same generating process or if there are more processes which are responsible for bimodality of volcanic rocks in different geotectonic settings.

The field observation implies that such type of volcanism is rather found in extensional tectonic regimes even though bimodal sequences occur less commonly also in convergent geotectonic setting. Therefore it is necessary to use as complex geochemical and isotopic data as possible in combination with field observation to form the right geotectonic interpretation of palaeovolcanic units setting.

Compositional bimodality is typical for continental rift setting, while it is less common in evolved volcanic arcs with thicker continental crust, where intermediate andesitic volcanic rocks dominates. Basalt-rhyolite bimodal association is common in initial stadia of arc evolution or in supra-subduction area, where it results from local extension processes. Mantle magmas trigger crustal melting which produce felsic magmas.

The range of other geotectonic settings is characterized by less common or less apparent bimodal distribution of volcanic rocks compositions.

Obsah:

1	ÚVOD .....	1
2	PRIMÁRNÍ ZDROJE MAGMATU.....	2
2.1	<b>Parciální tavení pláště</b> .....	2
2.1.1	Faktory řídící složení primárních tavenin při parciálním tavení.....	3
2.1.2	Způsoby tavení pláště.....	3
2.2	<b>Tavení kůry</b> .....	5
2.2.1	Způsoby tavení kůry.....	5
3	Magmatická diferenciacce.....	6
3.1	<b>Frakční krystalizace</b> .....	6
3.2	<b>Magmatický mixing</b> .....	6
3.3	<b>Kapalinová nemísivost</b> .....	7
3.4	<b>Asimilace</b> .....	7
3.5	<b>Kombinované procesy</b> .....	7
4	PŘÍČINY VZNIKU BIMODÁLNÍCH SUIT .....	8
4.1	<b>Vznik z jednoho matečného magmatu</b> .....	10
4.1.1	Kapalinová nemísivost a bimodální suity.....	10
4.1.2	Frakční tavení a bimodální suity.....	10
4.1.3	Frakční krystalizace a bimodální suity .....	10
4.2	<b>Vznik z různých zdrojů magmatu</b> .....	12
4.2.1	Indukované tavení kůry .....	12
4.2.2	Injektáž kontrastních magmat do společného magmatického krbu .....	12
5	GEOCHEMICKÉ ASPEKTY VZNIKU BIMODÁLNÍCH VULKANICKÝCH ASOCIACÍ .....	13
5.1	<b>Hlavní prvky</b> .....	13
5.1.1	TAS - klasifikace .....	13
5.1.2	Variační diagramy.....	14
5.2	<b>Stopové prvky</b> .....	14
5.2.1	Normalizované více-prvkové diagramy .....	15
5.2.2	REE.....	16
5.2.3	Diskriminační diagramy .....	17
5.3	<b>Izotopy</b> .....	19
5.3.1	Samarium-neodym.....	19
5.3.2	Rubidium-stroncium .....	20

6	GEOCHEMICKÁ SIGNATURA BIMODÁLNÍCH VULKANICKÝCH SUIT V JEDNOTLIVÝCH GEOTEKTONICKÝCH PROSTŘEDÍCH .....	21
6.1	<b>Extenze evolučně spjatá s blízkou subdukcí .....</b>	<b>21</b>
6.2	<b>Post-orogenní extenze .....</b>	<b>22</b>
6.3	<b>Vnitro-desková extenze.....</b>	<b>23</b>
6.3.1	Oceánské prostředí.....	23
6.3.2	Kontinentální prostředí.....	24
7	ZÁVĚR.....	25
8	POUŽITÉ ZDROJE .....	26

Seznam příloh:

**Příloha 1** - Geochemická kritéria pro určení geotektonické pozice bimodální (meta)vulkanické suity



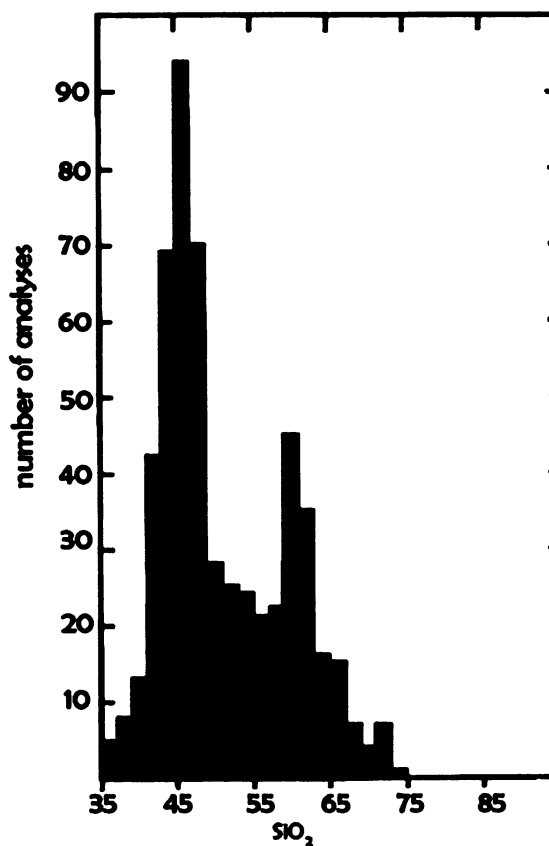
## 1 ÚVOD

Jedním z prvních a údajů, které jsme schopni v terénu na zkoumané vulkanické hornině vizuálně rozpoznat, je její barva, respektive její tmavost. Pro klasifikaci horniny na základě této vlastnosti se v petrologii vžily pojmy **mafická** a **felzická** vulkanická hornina. Tato tmavost úzce souvisí s mineralogickým, potažmo chemickým složením horniny. Tmavé horniny mívají vysoké obsahy tmavých minerálů, zpravidla Fe-Mg silikátů na úkor minerálů světlých, mezi které patří třeba křemen, živce nebo foidy.

Klasifikace, která se opírá o obsah  $\text{SiO}_2$  v hornině, ať už volného, ve formě křemene, či vázaného v křemičitanech dělí magmatické horniny na **ultrabazické** (< 45wt %  $\text{SiO}_2$ ), **bazické** (45-52wt %  $\text{SiO}_2$ ), **intermediální** (52-63wt %  $\text{SiO}_2$ ) a **kyselé** (>63wt %  $\text{SiO}_2$ ).

Vývoj, tedy diferenciaci v magmatických systémech, vede zpravidla od mafických (resp. bazických), primitivních členů, ke členům felzickým (resp. kyselým). Způsobuje to proces frakční krystalizace, který z primární taveniny, která chladne, jako první odčerpává Fe a Mg krystalizací olivínu, pyroxenů a dalších tmavých minerálů, a na konci ponechává taveninu bohatou na Si, Al a alkálie. Skupina hornin od nejméně k nejvíce diferencovaným členům jedné vývojové řady se nazývá **vulkanická série**.

Předpokladem tedy je, že objemy vulkanitů, které vznikají, se budou od tmavých ke světlým členům snižovat. Při výzkumu některých vulkanických oblastí si geologové povšimli, že intermediálních členů jsou přítomny ve znatelně menších objemech, než přítomné členy kyselé. Tento jev je vyjádřen statisticky znějícím termínem **bimodální vulkanické série**. Zobrazení tohoto je vidět na **obr. 1**.



Obr. 1 – Bimodální rozdělení – Daly gap (Chayes, 1963)

## 2 PRIMÁRNÍ ZDROJE MAGMATU

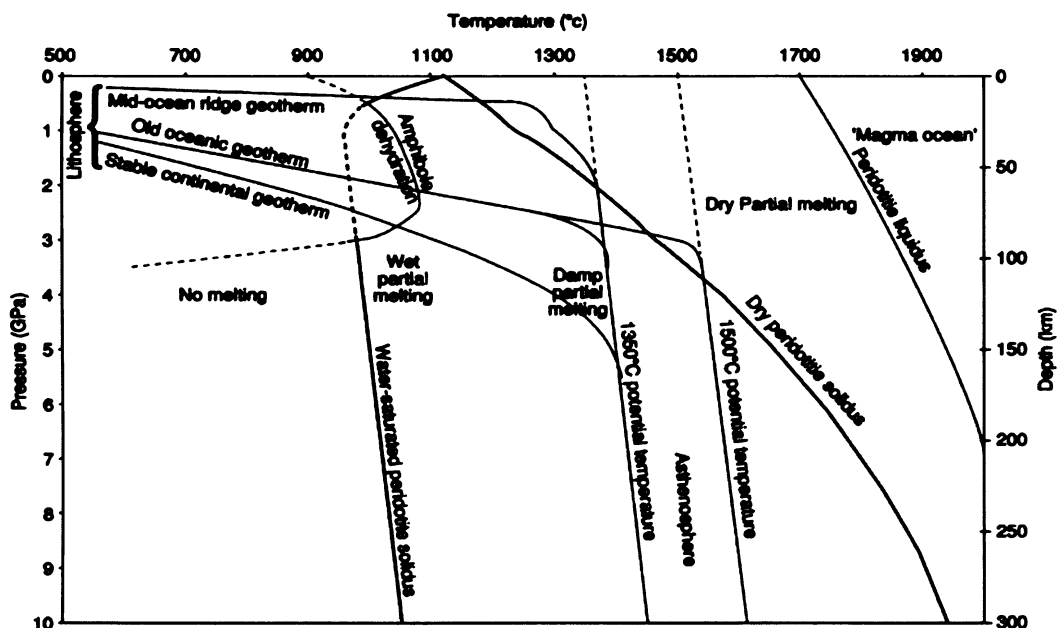
Pro účely této práce je užitečné, abych se zmínil, jaké taveniny na Zemi vznikají, jaké mechanismy jsou za ně zodpovědné (kapitoly 2.1, 2.2 a 2.3), a stručně jakými mechanismy se mohou dále vyvíjet (kapitola 2.4).

### 2.1 Parciální tavení pláště

Nejrozšířenějším a nejdůležitějším procesem tvorby zemské kůry je bezesporu parciální tavení pláště, které stojí na počátku vzniku všech magmatických hornin. Přímým produktem parciálního tavení pláště jsou primární magmata, které podle složení řadíme do skupiny komatiitů, pikritů nebo bazaltů.

Jak nám ukazují plášťové xenolity vnesené na povrch, a horniny v tektonicky vnesených reliktech ofiolitů, je plášť tvořen celkem různorodými horninami s různým potenciálem k tvorbě tavenin. Zatímco dříve byl plášť dělen na svrchní a spodní, s ohledem na tento potenciál, kdy ten svrchní je více ochuzen oproti spodnímu plášti (neboť z něj již byly zčásti odstraněny prvky pro tvorbu kontinentální kůry), v dnešní době se zvažuje možnost i rozsáhlejší heterogenity svrchního pláště jako důsledek starších geologických, zejména subdukčních procesů, kdy některé partie mohly být obohaceny, jiné ochuzeny (jejich potenciál se snížil produkcí hornin kontinentální kůry). Obecně v plášti rozeznáváme minimálně dva druhy zdrojů z hlediska schopnosti produkovat taveniny. Fertilní plášť je relativně obohacen o Al, Ca, Ti, Na a K, a nižší poměr Mg ku Mg+Fe a Cr ku Cr+Al než plášť ochuzený, což jasně ukazuje, že v ochuzeném plášti v dřívějších geologických cyklech probíhalo rozsáhlejší parciální tavení a produkce tavenin než ve fertilním plášti (Winter, 2001; Anderson, 2006).

Informace o vhodných podmínkách pro tavení ve svrchní kůře nám poskytuje obr. 2. V p-T prostoru jsou zde zobrazeny tři různé geotermy, které zobrazují nárůst teploty s hloubkou pro tři odlišné deskově-tektonické pozice. Například oceánská geoterma má pak dva různé průběhy, podle toho, jestli je ovlivněna horkou skvrnou, či nikoliv. Ilustrace dále zobrazuje linie solidu ( $H_2O$ -saturovaný, „vlhký“ a suchý) a likvidu pro plášťový peridotit (respektive lherzolit), které nám říkají, za jakých p-T podmínek se začínají tavit. Parciální tavení nastává, jakmile geoterma protne linii solidu, a složení pláště umožní generování tavenin.



Obr. 2 – Tavení svrchní kůry (Asimow, 2005, lehce upraveno)

### 2.1.1 Faktory řídící složení primárních tavenin při parciálním tavení

Složení primárních magmat se tedy řídí složením pláště a teplotně tlakovými podmínkami, dále pak množstvím a složením volatilií přítomných v plášti. Teplota při daném tlaku určuje rozsah parciálního tavení. Složitější je role tlaku při dané teplotě. Protože mineralogické složení hornin stejného chemického složení je závislé na tlaku a různé minerální fáze mají různé teploty tání, při stejném stupni parciálního tavení se v závislosti na tlaku taví různé minerální fáze. Do taveniny tedy přecházejí různé podíly prvků, dominantně prvky považované za nekompatibilní, zatímco kompatibilní prvky zůstávají vázané v pevné fázi (Winter, 2001).

Zatímco tholeiitické bazalty vznikají při středním stupni parciálního tavení (20-30%) fertilního i ochuzeného lherzolitů při tlacích kolem 15-20 kbar (~50-70 km), pikrity při stejném stupni tavení, ale za vyšších tlaků a alkalické bazalty se oddělují při nižších stupních parciálního tavení (<20%) a tlacích vyšších než 20 kbar (>70 km) - Jaques a Green (1980). Komatiity typické zvláště pro archaikum (kdy byl plášť mnohem teplejší než dnes) vzniknou při velmi vysokém stupni parciálního tavení (40-50% pro fertilní lherzolit a 30-40% pro ochuzený lherzolit), čímž vyvstává otázka, proč se dnešní komatiitové taveniny nesegregují ze svého zdroje dříve. Toto se vysvětluje stupňovitým tavením, kdy komatiitové taveniny vzniknou parciálním tavením residua po předešlém tavení (Wilson, 1989).

Chemismus těchto primárních magmat je posléze ovlivňován řadou procesů. Při výstupu magmata interagují s okolními plášťovými horninami při procesu stoping (Ahren a kol., 1981; Cox a kol., 1979), frakční krystalizace nabere důležitosti, jakmile začnou ztrácet teplo (Bowen, 1928), při kontaktu horkých primárních magmat s korovými horninami mohou magmata korový materiál asimilovat a mezi různými taveninami může docházet k mixingu, atd. Takto je v souhrnu derivována velká plejáda hornin od svých bazických po kyselé členy.

Výše zmíněné procesy, vedoucí k diferenciaci magmat jsou podrobněji probrány v kapitole 2.4.

### 2.1.2 Způsoby tavení pláště

Existují tři rozdílné mechanismy, kterými je umožňují tavení plášťových hornin. **Zvyšování teploty** nad teplotu solidu při konstantním tlaku u dané plášťové horniny způsobí uvolnění taveniny. **Snižování tlaku** při konstantní teplotě a **změna složení pláště** (přidání volatilií, např. H<sub>2</sub>O) při konstantních p-T podmínkách (Farmer, 2004), efektivně snižují teplotu solidu plášťových hornin a stejně jako předešlý mechanismus usnadní jejich tavení. Každý způsob tavení produkuje specifické složení tavenin. Abych se vyhnul komplikacím plynoucích z tavení různých plášťových hornin, nalézajících se v heterogenním plášti, použil jsem podle Wintera (2001) jako zdroj primárních tavenin fertilní lherzolit.

Prvním z nich je **zvyšování teploty**. Jedním z procesů, kterým lze v nitru Země generovat teplo (nepočítaje teplo uvolněné při fázových změnách či krystalizaci) je rozpad radioaktivních prvků (především K, U, Th). Protože je koncentrace těchto prvků v plášti příliš nízká a protože se teplo v horninách nedokáže hromadit díky jejich nízké tepelné vodivosti, tímto jednoduchým způsobem bychom natavení plášťových hornin nedosáhli. Pouze v oblastech s anomálně zvýšeným tepelným tokem může být teplota vzrůst natolik, aby se plášťové horniny mohly začít tavit. Takové anomální zvýšení teploty může být například zapříčiněno advekcí hlubších, horkých partií pláště na místech zvaných hot-spot (Winter, 2001).

Předpokládá se, že alkalické bazalty jsou produktem právě takového tavení. Alkalické bazalty a horniny z nich diferencované jsou časté v oblastech s extenzní tektonikou, s hlubším tavením (tlak více než 20 kbar), zvláště na oceánských ostrovech, v iniciálních stádiích tvorby zaobloukových pánví na okraji aktivních kontinentálních okrajů, ale především na kontinentálních riftech, rovněž jsou někdy přítomny jako omezené výskyty v kontinentálních flood bazaltech (CFB) - Wilson (1989).

Jiným mechanismem, kterým vzniká plášťová tavenina, je **snižování tlaku**. Při zamezení úniku tepla, které je zaručeno dostatečně rychlým výzdvihem plášťových hornin dojde s klesajícím tlakem díky snížení teploty solidu pod aktuální teplotu těchto hornin k uvolnění určitého množství taveniny. Tento proces se nazývá **dekompresní tavení** a vyskytuje se tam, kde dochází k vertikálnímu pohybu pláště (Farmer, 2004).

Dekompresní tavení je typické pro divergentní deskové okraje. Dává vznik například typickým tholeiitickým bazaltům středo-oceánských riftů (MORB). Celosvětově je tholeiitový vulkanismus velice rozšířen, což ukazuje, v jak velkém měřítku dekompresní tavení postihuje plášťové horniny. Tholeiity jsou typické širokým spektrem prostředí, v jakých se mohou vyskytnout. Kromě již zmíněných středo-oceánských riftů se s nimi setkáváme na rychle se rozpínajících zaobloukových pánvích, oceánských ostrovech, na oceánské straně ostrovních oblouků, na aktivních kontinentálních okrajích, a v oblastech CFB (Wilson, 1989).

Třetím mechanismem je přidání **volatilí** (především  $H_2O$  a  $CO_2$ ). Uvolnění taveniny je potom závislé na množství volných volatilí a daných p/T podmínkách. V plášti běžného složení může vzniknout jen <1% taveniny a toto množství není dostatečné, aby mohlo odmigrovat a hromadit se v magmatickém krbu. Tento mechanismus je umožněn transportem fluid do hlubších partií Země, zejména v oblastech subdukčních zón. Dehydratací oceánské kůry se uvolní množství fluid, obohacených o lehké litofilní prvky (LILE, Light Lithophile Elements), a snad i tavenina generovaná tavením bazaltu, jejichž migrace do plášťového klínu vyvolá dostatečně rozsáhlé tavení, produkované primární magma může vystupovat vzhůru (Ulmer, 2001).

Díky mechanismu transportu volatilí k horninám plášťového klínu, který je hydratován a obohacen o LILE, je vyvoláno parciální tavení těchto hornin a vznikají olivinické tholeiitické bazalty. Takové primitivní bazalty vystupují na povrch v menších objemech, výraznější vulkanismus těchto hornin je pozorován jen u velmi mladých ostrovních oblouků. (Kay a Kay, 1994). Poté tyto tholeiitické bazalty projdou etapou diferenciací a mixingu se zralějšími členy (dacity, ryolity) a vznikají pro subdukční prostředí typické vápenato-alkalické bazalty, které mohou stoupat vzhůru, či nadále setrvávat v podloží kůry a vyvíjet se ve více kyselé členy (Shinjo a Kato, 2000). Frakční krystalizace ve větší hloubce a vyšší obsah  $H_2O$  může být důvodem, proč na subdukci vázané vulkanity vykazují vápenato-alkalický trend (Kay a Kay, 1994). U zralých vulkanických oblouků a vulkanických oblouků vázaných na aktivní kontinentální okraje je možný i vliv mixingu s korovými taveninami, zmíněno v kapitole 2.3).

Velmi záleží na druhu fluida, které se tavení účastní. Zatímco  $H_2O$  posouvá vznikající magmata ve složení směrem k více  $SiO_2$ -saturovaným členům (tholeiitický, či vápenato-alkalický trend), obsah  $CO_2$  vyvolává vznik tavenin o spíše alkalickém složení (alkalické bazalty, kimberlity, karbonatity) - Winter (2001).

## 2.2 Tavení kůry

Korové horniny mohou být taveny dvěma způsoby. V chladné kůře obecně neexistují podmínky, za jakých by mohla být generována tavenina. Aby k tomu mohlo dojít, musí se hornina dostat ke zdroji tepla, jakým je například horký plášťový materiál. Hornina je buď zanořena do velké hloubky a pak pomalu prohřívána, nebo je v plášti generované horké, bazické magma transportováno vzhůru, kde se dostává do kontaktu s krustálními horninami. Tyto dva procesy se projevují odlišnými P-T-t drahami. P-T-t dráha ovlivňuje, jestli se z hornin uvolní či neuvolní volatilie. Scénáře tavení se potom značně liší (Clemens a Vielzeuf, 1987).

### 2.2.1 Způsoby tavení kůry

Při zanoření korových hornin v subdukčních zónách a orogénech se nejprve zvýší tlak a teplota se zvyšuje pomalu. Volné volatilie jsou mobilizovány a ze systému unikají. K tvorbě taveniny potom přispívá hlavně H<sub>2</sub>O vázaná v minerálech. Jedná se o **dehydratační tavení** za účasti H<sub>2</sub>O vázané v muskovitu, biotitu, amfibolu, atd. (Clemens a Vielzeuf, 1987). Dehydratační tavení například umožňuje generování tavenin z bazaltů zanořené oceánské kůry v subdukčních zónách. U vyvrálených oblouků je teplota v subdukované desce v hloubkách do 50 km příliš nízká, na to, aby se v nich začala produkovat tavenina, ale u mladých oblouků by mohla být dostatečná, aby byly produkovány taveniny Mg-bohatých andezitů (vysoký obsah Mg naznačuje, že se jedná o primární magmata). V takových hloubkách se rozkládají H<sub>2</sub>O bohaté fáze jako chlorit a fengit. V hloubkách nad 50 km se H<sub>2</sub>O uvolňuje již i rozkladem amfibolu (Winter, 2001). H<sub>2</sub>O uvolněná rozkladem amfibolu stoupá vzhůru a umožňuje tavit horniny nadložního plášťového klínu, jak bylo zmíněno v podkapitole 2.1.2

Při **underplatingu** bazaltovým magmatem nebo při **orogenním kolapsu** se zvyšuje teplota nadložních hornin. Vmístěná horká magmata generovaná v plášti přímo taví a mohou ve velkém rozsahu asimilovat korový materiál. Parciální tavení kůry při post-orogenní relaxaci je způsobené termální relaxací, teplem plášťových hornin a teplem rozpadu radioaktivních prvků, uvažuje se také vliv underplatingu (Annen a Sparks, 2002).

Interakce kontinentální kůry s magmaty olivinických tholeiitických bazaltů a následné procesy underplatingu jsou shrnuté pod zkratkou MASH (melting, assimilating, storage, homogenization) je využíván pro vysvětlení komplikovaných procesů probíhajících v oblastech pod ostrovními oblouky, aktivními kontinentálními okraji a orogenními oblastmi. Kontinentální anorogenní granitoidy a jejich vulkanické ekvivalenty jsou vázány na oblasti postižené korovou anatexí indukovanou buď vyklenutím pláště nebo plášťovým chocholem či underplatingem plášťových magmat nevázaných na kompresní orogenní režim (Winter, 2001).

### 3 Magmatická diferenciacie

Taveniny produkované v kúře, ale zvlášť ultrabazické taveniny primárních magmat vzniklých parciálním tavením pláště, se jen málokdy dostanou k povrchu, aniž by nebyl pozměněn jejich chemismus. Při našem uvažování o genezi bimodálních vulkanitů nás jistě bude zajímat, jakým způsobem můžeme získat magma, jehož chemické složení se bude výrazně lišit od magmatu primárního. Diferenciacie je definována jako proces, díky němuž se může magma diverzifikovat a utvořit magma o odlišném složení. Zahrnuje dva nepostradatelné pochody. První je tvorba chemické difference mezi dvěma fázemi, jako odezva na změnu podmínek (intenzivních veličin, jako T, P, složení), druhým je frakcionace, tedy proces mechanicky oddělující tyto dvě fáze a zachovávající chemickou diferencii. (Winter, 2001)

#### 3.1 Frakční krystalizace

Frakční krystalizace je velmi užitečný koncept poprvé použitý Bowenem (1928), který vysvětluje například způsob, jak lze z původního bazického magmatu získat koncový člen o kyselém složení. Samotná krystalizace totiž samozřejmě nemění celkové složení a primární tavenina má stejné složení jako konečná hornina. Frakční krystalizace předpokládá současné odstraňování právě vykrystalované fáze ze systému. Jedná se pouze o model, neboť v přírodním prostředí v omezeném rozsahu funguje i rovnovážná krystalizace.

Frakční krystalizace je zodpovědná za vývoj chemismu magmatitů k více kyselým členům. Na pojem magmatický trend jsme narazili už v předcházejících kapitolách. A ačkoliv takových vývojových trendů existuje celá řada (neboť do vývoje zasahují i jiné procesy než frakční krystalizace), je na místě, abychom si alespoň ty základní opět zmínili a také k nim přiřadili alespoň typově počáteční a konečný horninový člen jejich vývojové řady (Wilson, 1989).

**Trend subalkalický, tholeiitický:** tholeiitický bazalt – ryolit

**Trend subalkalický, vápenato-alkalický:** Mg-bohatý andezit (boninit) či Al-bohatý bazalt – ryolit

**Trend alkalický** má dvě modifikace: SiO<sub>2</sub>-saturovanou a SiO<sub>2</sub>-podsaturovanou

SiO<sub>2</sub>-saturovaný trend: tranzitní až alkalický bazalt – peralkalický trachyt až peralkalický ryolit

SiO<sub>2</sub>-podsaturovaný trend: alkalický bazalt až basanit – fonolit

#### 3.2 Magmatický mixing

Je jev, kdy dochází k míchání dvou a více magmat za vzniku jednoho, v ideálním případě homogenního magmatu jedná se o kombinaci procesu **mechanického** i **chemického**. Jako koncept vysvětlující vznik intermediálních členů na islandu byl zaveden Bunsenem (1851). Příklad, kdy mezi magmaty dochází pouze k míchání fyzikálnímu, a mezi fázemi tedy nenastává chemická rovnováha, se nazývá **mingling** (Snyder, 1997). O mechanismech, které mohou zabránit mixingu dvou magmat se zmiňují v kapitole 3.2.1.

### 3.3 Kapalinová nemísivost

Tento jev není v magmatické petrologii příliš častý a pro případ silikátových tavenin je pozorován jen výjimečně u Fe-bohatých tholeiitických bazaltů, jako odmísení drobných kapek ryolitového složení z bazaltové taveniny důsledkem ochlazování. Dvě nemísivé kapaliny jsou na rozdíl od případu s mixingem v rovnováze a neprobíhá mezi nimi žádná reakce. Prozatím nebylo pozorováno, že by se tyto kapky dokázaly segregovat a tvořit větší akumulace (Yoder, 1973).

### 3.4 Asimilace

Je proces, kdy jsou do taveniny začleněny chemické složky hornin tvořící stěny a strop magmatické komory. Znakem poukazujícím na asimilaci je obsah xenolitů okolních hornin či resorbované okraje s okolní horninou. Stupeň asimilace je omezen teplem, které může magma poskytnout, záleží rovněž na povrchu kontaktu tavenina-hornina a na konvekci v magmatické komoře. Proces asimilace má mnoho společného s jevem zvaným **stoping**. Ten se uvažuje jako možný mechanismus obohacování primárních magmat o inkompatibilní prvky při výstupu magmat vzhůru, kdy po cestě magma protavuje nadložní horniny za současné krystalizace u dna magmatické porce (Ahren a kol., 1981; Cox a kol., 1979).

### 3.5 Kombinované procesy

Dva nebo více procesů uvedených výše mohou fungovat současně. Nemusí se jednat jen dva nespřážené procesy, ale o procesy na sebe navazující. Někdy může být těžké efekty na sebe navázaných procesů oddělit, a někdy to ani není třeba, neboť jeden proces je podmíněn druhým. DePaolův (1981) model asimilace kombinované s frakční krystalizací (AFC) byl navržen na zjištění množství materiálu, který mohl být asimilován díky teplu uvolněnému při frakční krystalizaci. Proces opakovaného doplňování magmatického krbu následovaného frakční krystalizací **RFT** (replenishment, tapping, fractionation) naopak předpokládá frakční krystalizaci spojenou s přínosem nového materiálu produkovaného v plášti, zvýšení teploty v tomto případě také umožňuje tavení nadložních korových hornin (Van Wagoner a kol., 2002).

#### 4 PŘÍČINY VZNIKU BIMODÁLNÍCH SUIT

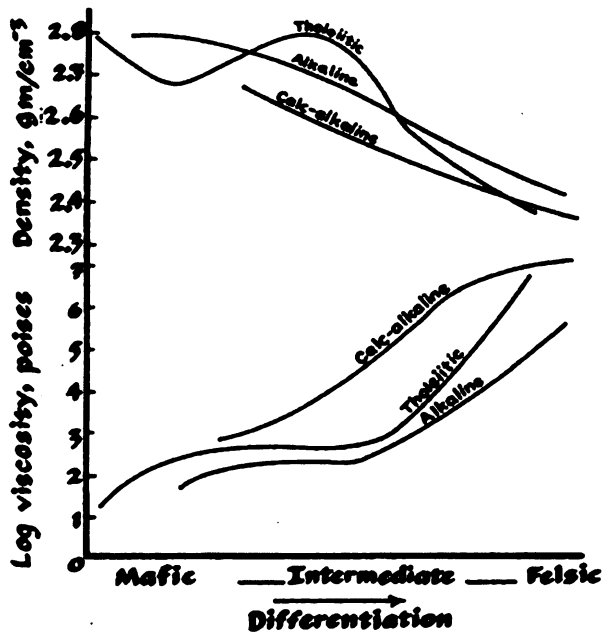
Bimodálnost vulkanických sekvencí není jednoznačným genetickým znakem. Bimodální sekvence mohou náležet různým magmatickým suitám a vznikat v různých tektonických podmínkách. Je tedy pravděpodobné, že vzácnost či nepřítomnost vulkanitů intermediálního složení v některých vulkanických provinciích může mít více příčin a vzhledem k déle trvající kontroverzi v názorech na vznik tohoto jevu mnohdy není lehké (nebo je to snad nemožné) rozeznat pravé příčiny jejich vzniku. Tento fakt můžeme jasně dokumentovat na klasickém problému magmatické petrologie, jevu nazvaného *Daly gap*.

Již v roce 1857 na Islandu Bunsen pozoroval kontrastní vulkanity bazaltů a ryolitů a intermediální členy připisoval „mixingu“ mezi těmito koncovými členy. Mixing jako dominantní proces v geologii byl překonán teorií frakční krystalizace (Yoder, 1973). Americký geolog Reginald Daly ve zprávě z ostrova Ascension roku 1925 zmiňuje, že v sekvenci bazaltů oceánských ostrovů horniny intermediálního složení mezi bazaltem a trachytem jsou mnohem méně hojné než trachyty. Toto pozorování publikoval, nicméně celé desetiletí trvalo, než toto pozorování opět vzbudilo diskuzi ve vědecké společnosti. Je bimodální povaha sérií hornin oceánských ostrovů reálná či pouze dílem špatné metodiky odběru vzorků? Bimodalita oceánských ostrovů sice není univerzální, ale byla statisticky prokázána. Začaly vznikat teorie, proč je tomu tak. Jednoduchá frakční krystalizace kontrolovaná jiným geologickým faktorem (tektonikou); parciální tavení (dvojí) dávající vznik bazalt-ryolitovým taveninám, zatímco FC kontroluje vznik intermediálního magmatu z bazaltového magmatu; parciální tavení, jehož prvním produktem je kyselé magma, tavením residua pak vzniká bazaltové magma (Chayes, 1977).

Od té doby vznikla řada teorií, jejichž pravdivost či nepravdivost se mnohdy jen těžko dokazuje. O těch, které se zdají být pro vysvětlení použitelné i z pohledu dnešní vědy, se zmíním níže.



Vznik mafického členu bimodální sekvence je snadno vysvětlitelný (a geochemicky prokazatelný) derivací z pláště. Problematický zůstává vztah mafického a felzického členu a význam kompoziční mezery. K vzniku bimodality může vést více procesů. Zdroje magmat koncových členů mezi sebou **nemusí mít žádný vztah** kromě termální události způsobující vznik magmat. Vhodným příkladem je anatexe korových hornin bazaltickým magmatem. Mafický a felzický člen může rovněž vznikat ze stejného, v plášti derivovaného matečného magmatu (Pin a Paquette, 1997).



Obr. 3 – Hustota a viskozita v závislosti na obsahu SiO<sub>2</sub>. Převzato z McBirney (1993).

setrvávání magmat na nějaké hustotní diskontinuitě se říká *underplating*. Magma tedy může stoupat, pouze pokud jeho hustota klesne, nebo za přispění nějaké síly (zpravidla tektonické). Proto jsou primární magmata, kterých v plášti musí vznikat obrovské množství na povrchu docela vzácná. Viskozita pak hraje podružnou roli ochoty vytékat na povrch. U felzických členů bývá viskozita docela vysoká, ale někdy může být snížena obsahem volatilií.

Bez velkých složitostí bychom mohli říci, že na vznik bimodality bude mít velký vliv samotná ochota těchto magmat vystupovat na povrch. Na tom se podepíše především hustota a viskozita magmat. Ilustruje to obr. 3 z McBirney (1993). Hustota magmatu určuje krustální úroveň, kam může magma vystoupat čistě díky vztlaku. Tato výše se liší pro oceánskou kůru s vyšší hustotou a pro lehkou kontinentální kůru. Nutno poznamenat, že horninové prostředí zvláště pod kontinentem se vyznačuje několika výraznými hustotními diskontinuitami, pod nimiž má stoupající magma tendenci výstup zpomalit, či se zastavit a diferencovat se, dokud hustota neklesne tak nízko, až bude znovu moci stoupat, pokud na to bude mít dostatečný objem. Tomuto jevu, tedy

#### 4.1 Vznik z jednoho matečného magmatu

Vznik z různých zdrojů magmatu si není těžké představit. Složitější problém nastává, když se snažíme vysvětlit důvod, proč jedno magma produkuje sérii vulkanitů s nedostatkem intermediálních členů. Zůstaly tyto v hloubce v podobě plutonu, nebo došlo k úplnému oddělení koncových členů a žádné intermediální tedy nevznikly? Právě toto téma je již dlouhou dobu předmětem značné kontroverze.

##### 4.1.1 Kapalinová nemísivost a bimodální suity

Velmi snadné a lákavé vysvětlení přírodní bimodality nabízí kapalinové odmísení v systému  $\text{FeO-SiO}_2\text{-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$  (Roedder, 1951). Při ochlazování taveniny v systému o specifickém složení (FeO a  $\text{SiO}_2$ -bohatá výchozí tavenina) při teplotě  $\sim 1240^\circ\text{C}$  dojde k separaci bazické a kyselé taveniny. Bazická tavenina utuhne v eutektiku při  $1140^\circ\text{C}$ , kyselá tavenina pokračuje ve fázovém diagramu frakční krystalizací do dalšího eutektika  $\sim 990^\circ\text{C}$ . Pro běžné  $\text{H}_2\text{O}$ -bohaté systémy je ale nepoměr mezi množstvími kapalin tak velký, že nemůže dojít k jejich mechanické separaci (Yoder, 1973). Kapalinová nemísivost dvou silikátových tavenin byla pozorována pouze u Fe-bohatých tholeiitů (Philpotts, 1976).

##### 4.1.2 Frakční tavení a bimodální suity

Brzy po objevení problematického jevu nazvaného Daly gap, se objevily snahy o vysvětlení bimodality u asociací alkalický bazalt-trachyt v oceánském prostředí. Presnall (1969) navrhl termodynamický model dvouetapového frakčního tavení, kdy je z **jediného** plášťového zdroje nejprve parciálním tavením získána kyselá tavenina, ta unikne, systém je dále zahříván, ale nemůže se tavit, dokud teplota nevystoupí dostatečně vysoko, aby se začaly tavit zbylé fáze a bylo produkováno bazaltické magma. Produkce intermediálních členů závisí na tom, jestli krystalizace bazaltického magmatu bude frakční či nikoliv (Chayes, 1977).

##### 4.1.3 Frakční krystalizace a bimodální suity

Jak funguje frakční krystalizace (FC), jsme si již v předešlém textu nastínili. Samotný koncept frakční krystalizace však neposkytuje přímé vysvětlení bimodality některých vulkanických suit. Předpokládali bychom, že objem vulkanických hornin se bude snižovat od mafických k felzickým členům (nejvíce vyvinutým), kterých by mělo být nejméně (Chayes, 1977). Zřejmě existují faktory, které toto pravidlo mohou obejít. Těmito faktory mohou být vnitřní příčiny (složení magmatu) nebo příčiny systémové (termální režim magmatického systému, materiálová bilance)

Winter (2001) naznačuje, že bimodalita některých vulkanických sekvencí může být pouze projevem dynamiky frakční krystalizace, kdy při diferenciaci začnou hromadně krystalovat **Fe-Ti-oxidy** namísto silikátů a obsah  $\text{SiO}_2$  **rapidně stoupne** (zároveň klesne fugacita kyslíku ( $f_{\text{O}_2}$ )). Krystalizace oxidových minerálů je velmi výrazná právě v intermediálních taveninách. Podle Barberiho a kol. (1975) na tento projev poukazuje fakt, že když se do histogramu složení vulkanitů namísto obsahu  $\text{SiO}_2$  vynese jiná komponenta nebo vypočtená hodnota s funkcí frakcionačního indexu (například diferenciací index,  $\text{D.I.}=\text{norm}(\text{Q}+\text{or}+\text{ab}+\text{ne})$ ), bimodální rozdělení přestává být patrné.

### **Termodynamicky řízená magmatická bifurkace (FC)**

Zajímavý, nicméně čistě teoretický model nabídl Bonnefoi a kol. (1995), který vznik bimodálních suit přisuzuje náhlé změně **termochemické rovnováhy** v magmatickém systému. Rovnováha podle něj vzniká mezi přívodem aphyrického magmatu, výstupem diferencované lávy, teplem odvedeným stěnami komory a latentním teplem uvolněným krystalizací taveniny. Změna je vyvolána malými fluktuacemi v době setrvání magmatu v komoře, dojde k magmatické bifurkaci, tedy náhlé krystalizaci z podchlazeného magmatu.

### **Bimodalita řízená kritickou krystalinitou (FC)**

Ve své práci Brophy (1991) na základě pozorování bimodalit u mladých ostrovních oblouků (např. Aleuty) navrhl model, kdy v tavenině magmatické komory během diferenciaci probíhá celo-komorová konvekce udržující krystaly ve vznosu, jakmile ale **velikost a množství krystalů** stoupne na **kritickou míru**, znemožní tím celo-komorovou konvekci a případně hustotou řízená segregace oddělí diferencované magma, mezi ním a primárním magmatem a vznikne kompoziční mezera. Toto platí pro mladé ostrovní oblouky, u kterých velký termální rozdíl mezi magmatickým systémem a okolní horninou způsobuje na začátku intenzivní konvekci, zaručující přibližně stálé whole-rock složení vulkanitů, zatímco u starších vulkanických oblouků již termální rozdíl není dost velký, a konvekce je příliš slabá. Pro ně se složení efuziv při diferenciaci mění kontinuálně (Bachmann a Bergantz, 2008).

### **Bimodalita řízená rolí fluid při frakční krystalizaci (FC)**

V novější práci Kuritani (2008) podporuje některé aspekty Brophyho teorie (viz výše) a pozorování modelem. Tuto teorii navíc zobecňuje na magmatické krby uložené v jakémkoliv tektonickém prostředí. Rozeznává dva režimy frakční krystalizace, které se liší obsahem H<sub>2</sub>O. Prvním je **homogenní frakční krystalizace** probíhající v celém objemu krby, jejímiž produkty jsou vulkanity zprvu bohaté na vyrostlice. Druhým režim se odehrává v magmatickém krby rozděleném na dvě části. V té vrchní je na krystaly chudá, SiO<sub>2</sub>-bohatá tavenina, spodní část je tvořena kašovitou směsí krystalů a taveniny. Tento druhý režim se nazývá **frakční krystalizaci v hraniční vrstvě** a vyznačuje se produkcí láv chudých na vyrostlice. Homogenní frakční krystalizace je typická pro mělce intrudovaná a vlhká magmata (>2wt.% H<sub>2</sub>O), frakční krystalizace na hraniční vrstvě naopak pro suchá, hluboko intrudovaná magmata (protože tlak má vliv na roli fluid při frakční krystalizaci).

### **Bimodalita řízená rychlostí chladnutí (FC)**

Annen (2009, v tisku) také naznačuje, že bimodalita může být řízená hloubkou umístění magmatického krby, vliv hloubky se podle něj podepisuje na **rozdílu teplot magma-okolní hornina** a řídí dynamiku diferenciaci. Zatímco magma umístěné do svrchní kůry utuhne příliš rychle na to, aby se diferencovalo, takže oblast intermediálních složení bude rychle překročena a systém zastaví svou evoluci s kyselým složením, které ale v komoře stráví značně delší dobu, než utuhne, ve spodně-korových magmatických krbech bude magma chladnout a diferencovat se pomaleji. Častější doplňování a mixing s bazaltickými magmaty v těchto hlubokých krbech navíc podmíní vznik spíše intermediálních tavenin.

## 4.2 Vznik z různých zdrojů magmatu

Předchozí podkapitola předpokládala vznik kontrastních magmat diferenciací z jednoho zdroje. Je jednodušší si představit vznik kontrastních magmat z rozdílných parciálních tavení dvou různých zdrojů.

### 4.2.1 Indukované tavení kůry

Model předpokládá vznik primárního magmatu v plášti, které následně vystoupí vzhůru ke spodní hranici kůry, která je výraznou hustotní diskontinuitou. Zde horké magma nějakou dobu setrvává a indukuje tavení nadložních korových hornin spojené s krystalizací v plášťovém magmatu. V komoře musí vládnout takový režim, aby nedošlo k rozsáhlé asimilaci vzniklých korových tavenin.

Takovou situaci lze očekávat při **underplatingu** kontinentální kůry například při počínající zaobloukové extenzi ve vulkanických obloucích, kdy může být tavena spodní kůra (Shinjo a Kato, 2000; Annen a Sparks, 2002). Tatsumi a Suzuki (2009, v tisku), ale zvláště Shinjo a Kato (2000) kriticky hodnotí vliv parciálního tavení spodní kůry na vznik vápenato-alkalických tavenin ve vulkanických obloucích a vyvozují, že dominantním procesem nebývá parciální tavení, ale rozsáhlá frakční krystalizace  $H_2O$ -saturovaného bazaltického magmatu. Rozsah korové anatexe v podstatě závisí na termálním gradientu, velikosti intrudovaného bazaltického tělesa a době, po kterou je toto těleso doplňováno dalšími dávkami plášťových tavenin (Annen a Sparks, 2002).

### 4.2.2 Injektáž kontrastních magmat do společného magmatického krbu

V předcházejících odstavcích jsem uvažoval plášťové magma parciálně, které taví spodně-korové horniny. Ve specifických případech by ovšem bimodální vulkanismus mohl být způsoben intruzí dvou kontrastních tavenin různých zdrojů do jednoho magmatického krbu za předpokladu, že bude **zabráněno jejich vzájemnému smísení** (kontrastní složení znamenají také kontrastní fyzikální vlastnosti a jakousi neochotu k mísení). Tento předpoklad je podobný scénáři zmíněném v Annen (2009, v tisku), totiž, že do magmatického krbu obsahující  $SiO_2$ -bohatou taveninu je injektována bazaltová tavenina plášťového původu.  $SiO_2$ -bohatý člen ovšem nebude produktem diferenciacie, ale korovou taveninou vzniklou na rozdíl od předcházejícího případu v podkapitole 3.2.1 ne vlivem anatexe teplem uvolněným z bazaltického členu, ale důsledkem anatexe díky uvolnění  $H_2O$  při rozkladu slíd a amfibolu v orogenních zónách (Clemens a Vielzeuf, 1987) a vulkanických obloucích (Smith a kol., 2003), tedy dehydratačním tavením.

## 5 GEOCHEMICKÉ ASPEKTY VZNIKU BIMODÁLNÍCH VULKANICKÝCH ASOCIACÍ

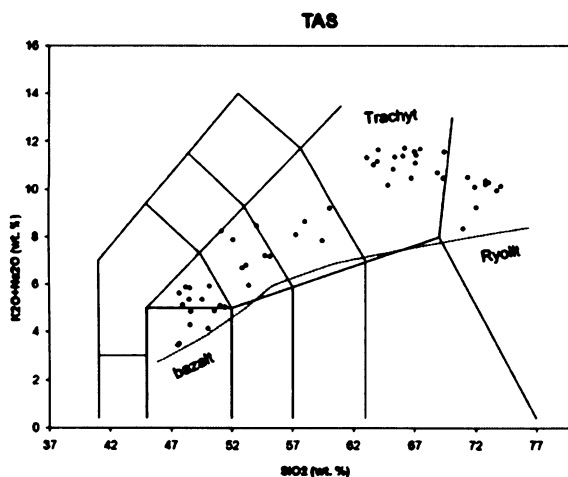
V této části jsem se chtěl zaměřit speciálně na geochemické indikátory poukazující na vznik obou koncových členů a jejich vzájemný vztah.

### 5.1 Hlavní prvky

Různá tektonická prostředí se liší jak chemií primárních magmat, tak způsobem jakým se diferencují.

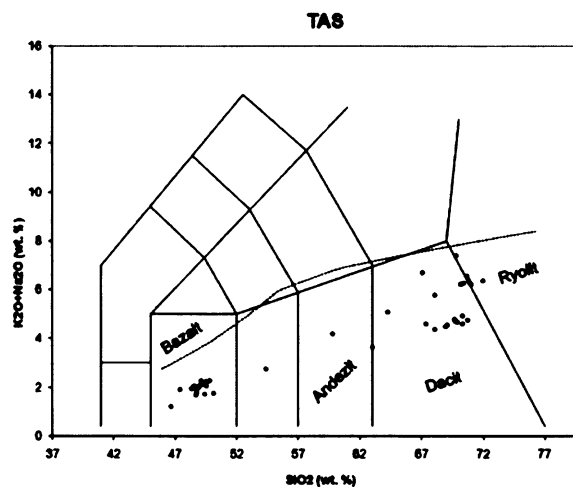
#### 5.1.1 TAS - klasifikace

Jednoduchým a velmi užitečným způsobem, jak klasifikovat nezávětralé a nealterované vulkanické horniny je jejich vynášení do TAS (total alkalis-silica) diagramu. Při vynesení celého spektra chemií vulkanitů námi pozorované série můžeme pozorovat, jaké vývojové trendy sleduje. Tyto vývojové trendy jsou charakteristické pro tektonické prostředí, v jakém horniny vznikají. Byla definována linie, která v TAS diagramu odděluje pole **alkalické** (obr. 4) a **subalkalické** (obr. 5) - (Le Bas a kol., 1986).



Obr. 4 (vlevo) – Alkalický trend v TAS-diagramu podle Le Bas a kol. (1986). Dělicí linie mezi alkalickým a subalkalickým polem z Kuno (1966). Data bimodální sekvence pocházejí z prací Daly (1925), Harris (1983) a Weaver a kol. (1996).

Obr. 5 (vpravo) – Subalkalický trend v TAS-diagramu podle Le Bas a kol. (1986). Dělicí linie mezi alkalickým a subalkalickým polem z Kuno (1966). Data bimodální sekvence ze Smith a kol. (2003).

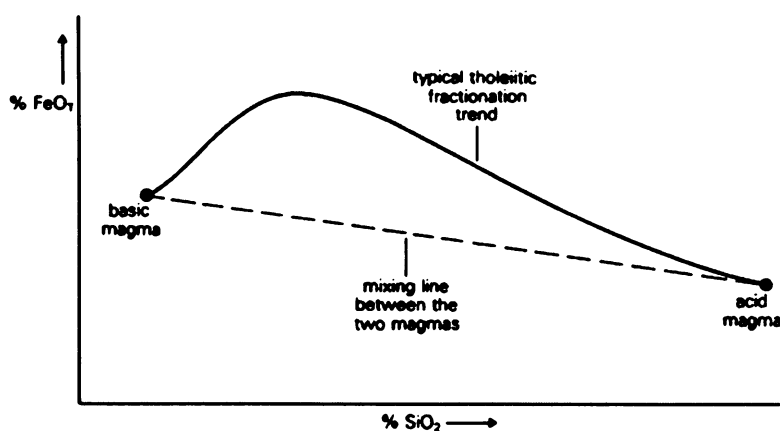


Subalkalický trend je pak možno rozdělit na **tholeiitickou** a **vápenato-alkalickou** sérii, jak je možné vidět v diagramu AFM, kde tholeiitické taveniny jsou v průběhu středních stadií krystalizace obohacovány Fe, zatímco vápenato-alkalické prošly krystalizací Fe-Ti oxidů a jsou Fe-ochuzené. Tyto oddělované magmatické série vznikají v různých geotektonických prostředích. Například vápenato-alkalická série je převážně vázaná na subdukci (ale také někdy na intradeskový vulkanismus, kdy vstupují do hry korové taveniny), tholeiitická je dominantní na divergentních okrajích (Wilson, 1989).

### 5.1.2 Variační diagramy

Prvním vhodným nástrojem, kterým zjistíme vztahy mezi dvěma prvky, jež nám poskytnou vzhled do diferenciačních procesů ve vulkanických sekvencích, jsou variační diagramy (i TAS diagram je druhem variačního diagramu, který se používá ke klasifikačním účelům). Zde na osu x vynášíme prvek, který nejlépe vyjadřuje míru diferenciace, na osu y pak vynášíme prvek, jehož změnu v průběhu diferenciace chceme pozorovat. Jestliže jako míru diferenciace použijeme  $\text{SiO}_2$ , pak se takový diagram nazývá Harkerův (Rolinson, 1993).

V harkerových diagramech pozorujeme jak frakční krystalizaci, tak mísení různých magmat a tyto dva procesy můžeme s trochou štěstí rozpoznat. Trend frakční krystalizace by se v ideálním případě měl jevit jako křivka s jedním inflexním bodem značící frakční krystalizaci nové fáze (která může být identifikovaná jako objevení fenokrystů ve vulkanickém materiálu), zatímco mixing se jeví jako přímá linie (viz. obr. 6). Tyto dva odlišné projevy mohou být komplikované kombinovanými procesy AFC a frakčního tavení (Zellmer a kol., 2008; Wilson, 1989).



Obr. 6 – Harkerův diagram zobrazující rozdíl mezi mixingem a frakcionací (Wilson, 1989).

### 5.2 Stopové prvky

Daleko podrobnější a přesnější informace o procesech, které probíhají při vzniku a následné diferenciaci magmat nám poskytují stopové prvky. Jsou tedy daleko citlivějšími indikátory i pro jednotlivá geotektonická prostředí (Wilson, 1989).

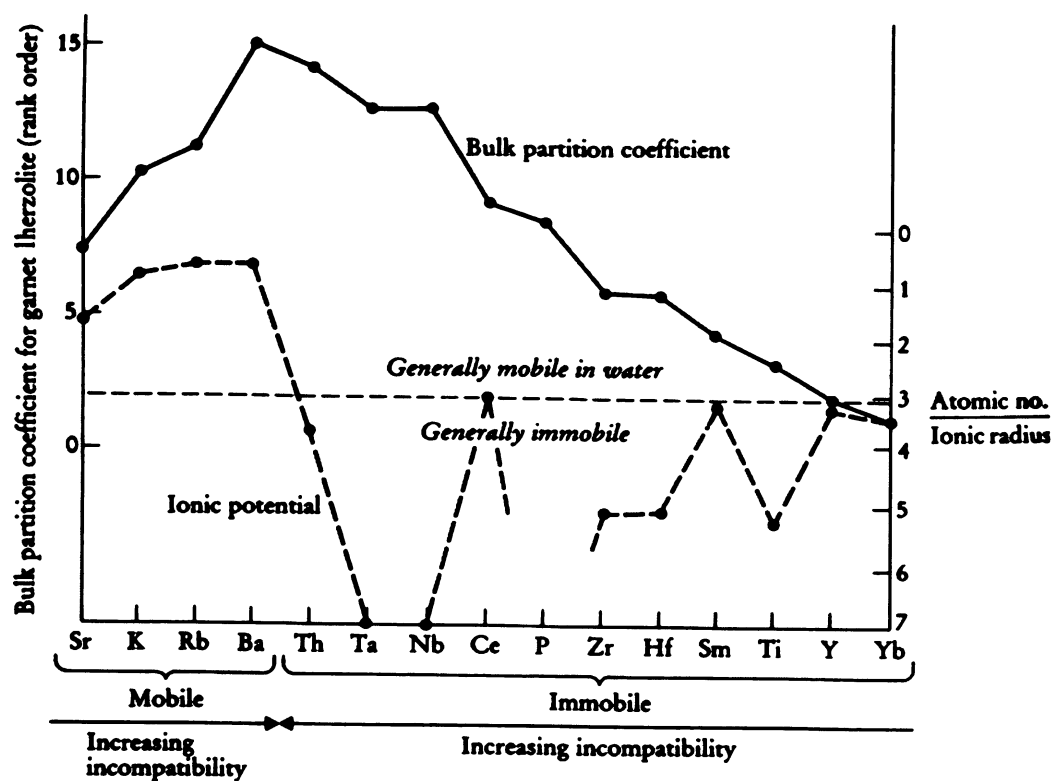
Každý prvek se v systému o dvou fázích má tendenci se mezi tyto dvě fáze nerovnoměrně rozdělit. Tomuto jevu se říká chemická frakcionace a popisuje se distribučním koeficientem typickým pro daný prvek a danou dvojici fází. Tuto užitečnou vlastnost pozorujeme i u stopových prvků, ale na rozdíl od hlavních prvků, mezi dvěma stopovými prvky může být mnohem větší rozdíl ve frakcionaci do stejné fáze, a proto jsou stopové prvky mnohem citlivější na distribuční a frakcionační procesy (Wilson, 1989).

Prvky, včetně těch stopových dělíme na kompatibilní a inkompatibilní, podle toho, jestli se frakcionují spíše do taveniny (inkompatibilní) nebo do pevné fáze (kompatibilní). Inkompatibilní stopové prvky potom dále dělíme do podskupin HFSE (High Field Strength Elements) a LILE (Large Ion Lithophile Elements), které jsou při geologických procesech jako metamorfóza a alterace mnohem mobilnější (Winter, 2001).

### 5.2.1 Normalizované více-prvkové diagramy

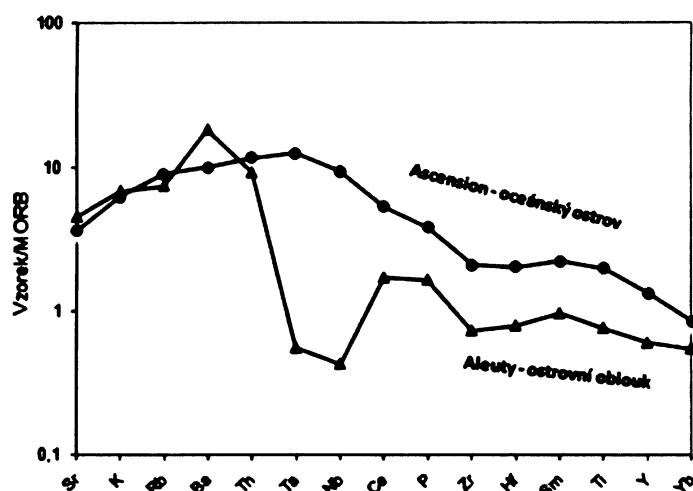
„Spider diagram“ je označení pro více-prvkový, normalizovaný diagram, kam se vynášejí koncentrace prvků seřazených podle inkompatibility vůči plášti. Normalizuje se buď s pomocí koncentrací stopových prvků ve standardním plášťovém zdroji (primitivní plášť (Wood a kol., 1979) nebo chondritový meteorit (Thompson, 1982) pro magmata generovaná z pláště, nebo z koncentrací standardizovaných obsahy v MORBech (Pearce, 1983). Volba a řazení těchto prvků je individuální, ale existuje několik využívaných schémat, podle kterých se tyto diagramy sestavují, aby měly o námi zkoumaných procesech vypovídající hodnotu (Rollinson, 1993).

Pearce (1983) například v MORB-normalizovaném „spider diagramu“ řadí na osu x zleva nejprve mobilní stopové prvky, jejichž inkompatibilita doprava stoupá, poté nemobilní stopové prvky, jejichž inkompatibilita doprava klesá (viz obr. 7).



Obr. 7 – Stopové prvky ve spider diagramu podle Pearce (1983) jsou řazeny s ohledem na svou mobilitu a inkompatibilitu.

Obsahy mobilních prvků (LILE) jsou řízeny hlavně fluidy, i když jejich vyšší hodnoty nám mohou také naznačit kontaminaci korovými horninami, zatímco koncentrace většiny nemobilních prvků (HFSE a REE) jsou většinou ovlivněny složením zdroje a frakcionací mezi taveninou/pevnou fází. Koncentrace prvků jako fosfor, stroncium, titan, niob a tantal mohou být kontrolovány krystalizujícími fázemi (P apatitem, Sr plagioklasem, Ti, Nb a Ta ilmenitem, rutilem či titanitem), negativní anomálie u niobu (a tantalu) může být rovněž indikátorem kontaminace materiálem kontinentální kůry (Rollinson, 1993).



**Obr. 8** – Ukázka normalizovaného více-prvkového diagramu, pro dvě značně se lišící vulkanické provincie. Pro srovnání jsem vybral dva reprezentativní bazalty s podobnými obsahy MgO. Data pro Aleuty (viz. KG 5) jsou z Jicha a kol. (2004). Data pro Ascension (viz. Al-107) pochází z Weaver a kol. (1996).

### 5.2.2 REE

Prvky vzácných zemin (REE, Rare Earth Elements) jsou snad nejužitečnější skupinou prvků pro studium geochemických procesů, které jsou spjaty s genezí magmatických hornin. Mají navzájem velmi podobné vlastnosti díky tomu, že tvoří ionty o podobné velikosti se stejným nábojem ( $Re^{+3}$ ). Malé rozdíly v chování při geologických procesech plynou z malých rozdílů ve velikostech iontů, které klesají od lanthanu k luteciu. Někdy se k REE řadí i yttrium vzhledem ke své podobnosti s holmiem. Výjimkou mezi REE jsou jen prvky europium a cer, které nabývají jiných valencí ( $Eu^{2+}$ ,  $Ce^{4+}$ ), a proto se rovněž liší iontovými poloměry. Obvykle se dělí na lehké prvky vzácných zemin (LREE) a těžké prvky vzácných zemin (HREE).

REE data se zpravidla reprezentují na diagramu, na jehož x ose jsou vyneseny jednotlivé prvky seřazené podle svého rostoucího atomového čísla, na osu y se vynášejí jejich koncentrace. Protože by diagram prostých koncentrací v přírodních materiálech jevil „zubovité“ rozházení, které je pozorované i u zcela nediferencovaného materiálu (chondritické meteority), provádí se v zájmu umožnění interpretace normalizace tímto zdrojovým materiálem. K normalizaci se používají data buď předpokládaného primitivního pláště, nebo data z chondritických meteoritů, jako původního nediferencovaného materiálu, ze kterého vznikla Země. Někdy je vhodné k normalizaci použít i REE-data evolučně mladšího, méně vyvinutého člena magmatické sekvence (např. MORB), což umožní sledovat REE změny značící různé procesy během magmatické evoluce (Rollinson, 1993).

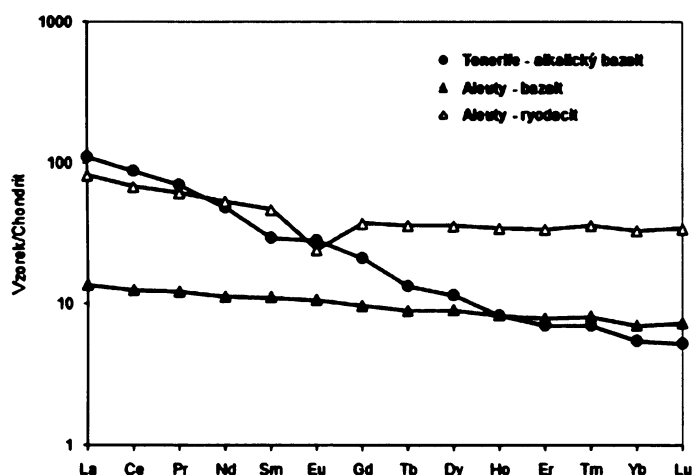
Jak bylo naznačeno na začátku této podkapitoly, drobné změny v iontových poloměrech jednotlivých REE způsobují, že se REE podpisy při různých diferenciacích procesech budou lišit, přičemž i každý jednotlivý prvek jedné série bude na tyto diferenciací procesy reagovat



lehce odlišným způsobem než jeho soused. A tak každé jedinečné tektonické prostředí získává vlastní jedinečný REE podpis, který je kontrolovaný REE ve zdroji a následnou frakční krystalizací (Winter, 2001).

Ze srovnání obsahů REE zdrojových hornin a primárních tavenin (je-li to možné) lze například usuzovat o míře parciálního tavení, případně získat informace o fázích (respektive p-T podmínkách kontrolujících stabilitu dominantních fází), které toto tavení kontrolovaly. U vyvinutějších členů pak pozorujeme celkový sklon trendu (poměr LREE ku HREE, např. La nebo Ce/Yb nebo Lu) naznačující geochemickou zralost dané horniny (Van Wagoner a kol., 2002). Dále lze matematicky kvantifikovat i obohacení LREE pomocí poměru La/Sm či Eu, nebo obohacení HREE například pomocí poměru Tb/Yb (Winter, 2001).

Výrazná bývá negativní Eu anomálie způsobená frakční krystalizací živců, neboť krystalizující živce (plagioklasy a K-živce) jsou z taveniny odstraněny a tavenina je ochuzena o Eu. Pozitivní Eu anomálie naopak znamená kumulaci živců v hornině. Obohacení o střední REE je kontrolováno hlavně krystalizací amfibolu a klinopyroxenu. Obohacení o LREE relativně ku HREE je řízeno frakční krystalizací olivínu, ortopyroxenu a klinopyroxenu. Výrazné ochuzení o HREE u bazitů značí přítomnost granátu ve zdroji (hluboký zdroj), o něco méně výrazné je u felzických hornin. U felzických vulkanitů se podobně projevuje i hornblend. Akcesorické fáze ve felzických magmatitech, jakými jsou zejména fosfáty (apatit, monazit, aj.), mají také velmi výrazný vliv na koncentrace REE (Rollinson, 1993).



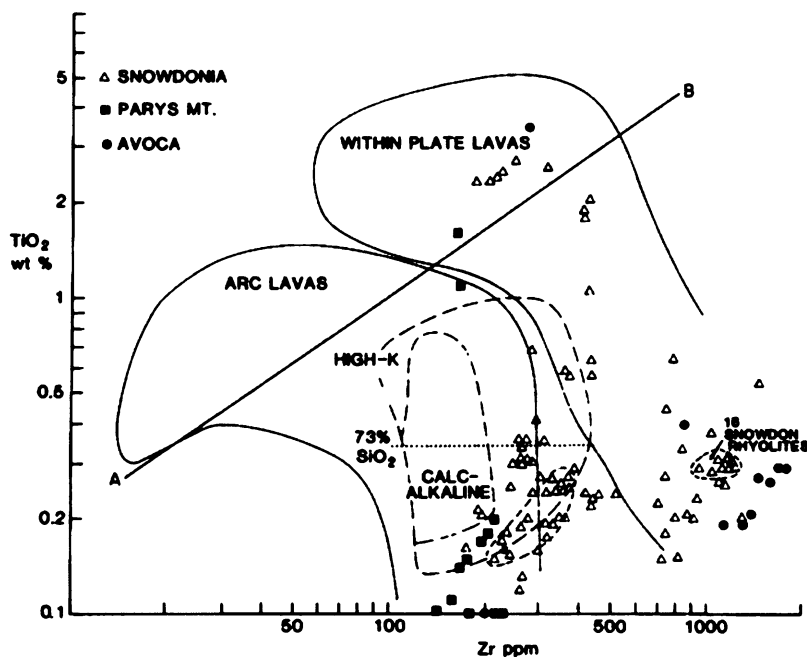
**Obr. 9** - Ukázka REE signatur pro ostrovní oblouk (bazický i kyselý člen) a oceánský ostrov. Data pro Aleuty (vz. BF00-D1 a 99JLOK-20D) z Finney a kol. (2008). Data pro Tenerife (vz. T2-31-1) z Ablay a kol. (1998).

### 5.2.3 Diskriminační diagramy

Diskriminační diagramy jsou užitečným prostředkem ke klasifikaci či odhalení proveniencie magmatitů. Jsou to bivariantní či trivariantní diagramy, na jejichž osách jsou vyneseny koncentrace klasifikačních prvků nebo spočítané diskriminační funkce z těchto prvků. Součástí diskriminačního diagramu jsou potom zpravidla pole, vzniklá zanesením statisticky spolehlivého množství vzorků magmatitů ze známého tektonického prostředí (zpravidla recentního), které nám posléze umožní neznámý vzorek padající do stejného pole přiřadit tomuto tektonickému prostředí.

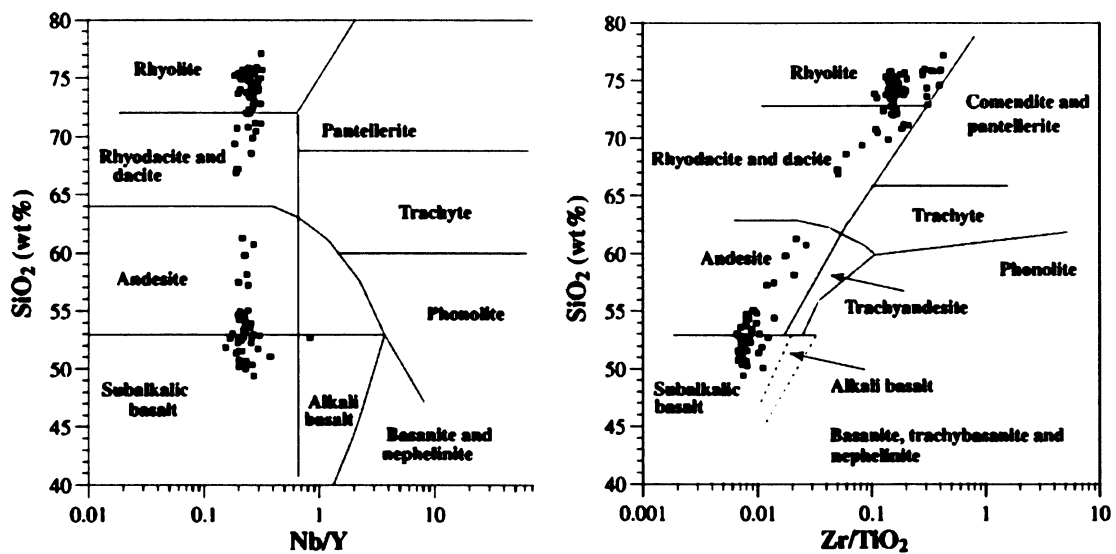
Na osy diskriminačního diagramu se zpravidla vynášejí koncentrace nemobilních stopových prvků, i když to není pravidlem. Takovými prvky mohou být tzv. HFSE (High Field Strength Elements) např. titan (Ti), zirkonium (Zr), yttrium (Y), niob (Nb) nebo fosfor (P), jejichž koncentrace za běžných podmínek nízkého až středního stupně metamorfózy a hydrotermálních procesů zůstávají relativně konstantní (Rollinson, 1993).

Správně použitá diskriminační analýza je velmi rychlým nástrojem, který by ovšem neměl sloužit jako automatický důkaz příslušnosti neznámých vzorků k danému geotektonickému prostředí, ale s uvážením spíše jako jeden z možných argumentů, který by měl být potvrzen dalšími skutečnostmi. Rovněž bychom měli pracovat s větším množstvím vzorků, čímž zabráníme špatné interpretaci díky chybným vzorkům a naopak odhalíme případný současný výskyt více prostředí v naší skupině vzorků (viz. obr. 10). Je vhodné vzorky také datovat, abychom od sebe mohly oddělit horniny vzniklé při jiné vulkanické události v již odlišném geotektonickém prostředí (Rollinson, 1993).



**Obr. 10** – Diskriminačních diagramů existuje velké množství. Tento se používá například k odlišení vulkanismu vulkanických oblouků a vnitrodeskového vulkanismu (Pearce 1980). Leat a kol. (1986) jej použili jako důkaz zaobloukového vulkanismu ordovického stáří v Britských Kaledonidách.

Diskriminační diagramy lze využít pro klasifikaci vulkanických hornin, jestliže vysoká metamorfóza a alterace pozměnila obsahy mobilních prvků. Winchester a Floyd (1977) pro tento účel navrhli diskriminační diagramy, kde místo alkálií jako u TAS, používají poměry vybraných HFSE prvků. Jako vhodné se jeví diagramy  $\text{SiO}_2$  ku  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  či  $\text{SiO}_2$  ku  $\text{Nb}/\text{Y}$ . Van Wagoner a kol. (2002) používá tyto diagramy kombinovaně, jelikož  $\text{Nb}/\text{Y}$  je citlivý na kontaminaci korovým materiálem (viz obr. 11).



Obr. 11 – Příklad použití diskriminačních diagramů podle Winchester a Floyd (1977). Vynesená data bimodální suity jsou z Van Wagoner a kol. (2002).

### 5.3 Izotopy

K odhalení petrogenetických procesů a zdrojů lze požit i studium některých izotopických poměrů. Při frakcionačních procesech totiž poměr dvou izotopů stejného prvku zůstává takřka nezměněn. Takže každý zdroj má svou vlastní unikátní izotopovou signaturu, případně můžeme s pomocí izotopových dat identifikovat mixing mezi izotopicky odlišnými zdroji. Zároveň můžeme určit modelové stáří, které v případě, kdy daný vzorek není produktem magmatického mixing, ani neobsahuje starší recyklovaný materiál, odpovídá skutečnému stáří oddělení (Rollinson, 1993).

Je užitečné si uvědomit, že chování matečného a dceřného izotopu se může velmi lišit, ale také může být i velmi podobné. Použití takových dvojic izotopů bude mít pro interpretaci tektonického prostředí svá specifika.

#### 5.3.1 Samarium-neodym

Jedním izotopickým systémem používaným pro zkoumání petrogenese a zdroje magmat je systém izotopů samaria a neodymu (Sm-Nd). Izotopy Sm-Nd nejsou výrazně frakcionované a při frakcionaci mají navíc velmi podobné chování. Je přirozené, že u produktů mladých magmatických procesů bude poměr  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  shodný se zdrojem. U produktů staršího vulkanismu, kde se projeví rozpad radiogenního  $^{147}\text{Sm}$  na stabilní  $^{143}\text{Nd}$ , se zvyšuje poměr  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , ale my jsme schopni zjistit jejich iniciální poměr. Za tímto účelem se používá  $\epsilon$  notace, v našem případě její forma  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , který se zjistí výpočtem, při známém stáří vulkanitů a zjištěných hodnotách  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd}$  a  $^{147}\text{Sm}$  ve vzorku. Kladná hodnota  $\epsilon_{\text{Nd}}$  naznačuje, že horniny byly produkovány z ochuzeného plášťového zdroje, zatímco nižší hodnota  $\epsilon_{\text{Nd}}$  ukazuje na zdroj v obohaceném plášti, nebo asimilaci korového materiálu plášťovými taveninami, vysoké záporné hodnoty pak naznačují dominanci vlivu kůry. Výhoda použití Sm-Nd dat spočívá v jejich velmi nízké mobilitě při zvětrávání u jiných geologických procesů. Nevýhodou je právě fakt, že nejsme schopni identifikovat menší množství asimilovaného korového materiálu plášťovými taveninami (iniciální poměr to téměř neovlivní) - Rollinson (1993), Winter (2001).

### 5.3.2 Rubidium-stroncium

Jiným často využívaným izotopickým systémem je rubidium-stroncium (Rb-Sr). Chování tohoto páru je odlišné, protože Rb v porovnání se Sr značně inkompatibilnější (je koncentrováno ve zbytkových taveninách, v kůře, u frakční krystalizací vzniklých vulkanických sekvencí ve vyvinutějších členech). Frakcionace nám dává pro určení iniciálního poměru  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  možnost využít metodu izochron, která by u systému právě kvůli velké podobnosti v chemickém chování Sm-Nd nebyla přesná. Proto se, pokud možno oba systémy používají současně. Rb-Sr dobře ukazuje na frakcionaci, Sm-Nd zase na zdroj (Winter, 2001).

## 6 GEOCHEMICKÁ SIGNATURA BIMODÁLNÍCH VULKANICKÝCH SUIT V JEDNOTLIVÝCH GEOTEKTONICKÝCH PROSTŘEDÍCH

Bimodální vulkanismus je projev typicky spjatý s **extenzní tektonikou**, v menší míře ovšem také vázaný na destruktivní okraje (Zhang a kol., 2008). Charakter hornin, které při něm vznikají, je pak odrazem konkrétního geotektonického prostředí a procesů s tím spjatých. Faktory jako hloubka parciálního tavení pláště, teplota primárních magmat, hloubka magmatického krhu, rychlost doplňování primárních magmat, mocnost a složení kontinentální kůry, tektonické porušení oblasti a lokální napěťový režim, všechny mohou ovlivnit vznik a charakteristiky bimodální vulkanické sekvence.

### 6.1 Extenze evolučně spjatá s blízkou subdukcí

Bimodální vulkanismus v oblastech obecně chápaných jako kompresní je vázaný na extenze spíše lokálního rázu, jejichž konečným důsledkem může být **zaoblouková extenze** charakteristická pro prostředí některých ostrovních oblouků, kde tato extenze může vést až k vývoji zaobloukové pánve s oceánskou kůrou a tholeiitovým trendem vulkanitů, či na oblasti situované za aktivními kontinentálními okraji, kde vulkanismus zpravidla nevede ke vzniku oceánské kůry.

#### Oblouky vulkanických ostrovů

Bimodální vulkanismus v tomto prostředí není příliš častý, pozorovaný však byl například na Aleutách, Kermadeckém oblouku (Smith a kol., 2003) nebo na Izu-Boninském (Tamura a Tatsumi, 2002) oblouku. Ačkoliv obvykle jsou kyselé vulkanity produktem FC, u druhého je autory vznik kyselých hornin připisován parciálnímu tavení vápenato-alkalických andezitů (nikoliv bazaltů), to je podle mě konzistentní s představou v práci Pin a Paquette (1997), že bimodální vulkanismus v oceánských obloucích souvisí s počínajícím zaobloukovou extenzí (dochází k tavení vyšších úrovní kůry). U Kermadeckého oblouku zase autoři vyvozují vznik kyselých hornin bimodální sekvence dehydratačním tavením subdukovaných bazaltů (amfibolitů), neboť uvažují o jejich zanoření do hloubky (předpokládají strmější pokles subdukované desky a tavení v mnohem větších hloubkách), kdy amfibol již není stabilní a dochází k uvolňování  $H_2O$ . Vulkanity tohoto prostředí téměř vždy jeví vápenato-alkalickou afinitu.

Mafické horniny jsou typicky (bazalty) tholeiity ostrovních oblouků, které dominují v raných stadiích subdukce a blíže k příkopu. S postupným zráním a směrem dále od příkopu ve směru subdukce přechází vulkanismus v dominantně alkalicko-vápenatý andezitický (intermediální). REE signatura IAT (IAB) je plochá, lehce ochuzená, vyvinutější vápenato-alkalické členy jsou již LREE-obohaceny, u nich se projevuje i pozitivní Th-anomálie. Nb anomálie je negativní,  $\epsilon_{Nd}$  naopak pozitivní, u raných stadií i velmi vysoká (+9) - Pin a Paquette (1997).

Vznik felzických členů (ryolitů) může být buď výsledkem FC, snad jako dopad počínající zaobloukové extenze (Shinjo a Kato, 2000; Tatsumi a Suzuki, 2009, v tisku) nebo parciálního tavení vápenato-alkalických andezitů (Tamura a Tatsumi, 2002) či dehydratačním tavením amfibolitů (Smith a kol., 2003). Jelikož jsou kyselé koncové členy odvozené od bazických členů sekvence, vyznačují se zpravidla slabším nabožením LREE, signatura vybraných stopových prvků (Nb,  $\epsilon_{Nd}$ ) je vcelku podobná mafickým členům (Pin a Paquette, 1997).

## Aktivní kontinentální okraje

Dominantně andezitový vulkanismus vápenato-alkalického trendu je typický například pro dnešní západní pobřeží Severní (např. Kaskádové pohoří) a Jižní Ameriky (Andy). Extenzní režim se promítá ve vulkanismu situovaném na kontinentě (u Kaskádového pohoří kolem 200 km od příkopu) v oblastech paralelních se subdukční zónou. Podobnost některých geochemických charakteristik bazaltických vulkanitů s OIB naznačuje zdroj primárních magmat ve větších hloubkách, než v jakých vznikají vápenato-alkalické vulkanity blíže k pobřeží (Espinoza a kol., 2008). Uvažuje se o subdukci oceánského hřbetu, která se promítá v „objevení“ bimodálního vulkanismu v předpolí oblouku a v akrečním prizmatu, následném hiátu ve vulkanismu centra oblouku a nakonec v zaobloukovém bimodálním vulkanismu, což odpovídá „podsouvání“ plášťového zdroje (Cole a Basu, 1995). Dále se uvažuje o vlivu plášťového diapiru (Espinoza a kol., 2008), nebo změně dynamiky subdukce (extenze je spojená se zpomalením subdukce) - Vergara a kol., (1995).

Mafickými horninami v tomto prostředí jsou bazalty a dominantní andezity (vápenato-alkalické). Méně hojné, pro zaobloukové pánve typičtější jsou buď alkalické bazalty, které značí tavení ve větší hloubce (HREE - ochuzené), nebo tholeiitické až vápenato-alkalické bazalty. Vyznačují se zpravidla Ta-Nb anomáliemi častými pro subdukční prostředí, obohacením LREE a pozitivní  $\epsilon_{Nd}$  (Pin a Paquette, 1997).

Felzické horniny – dacity až ryolity vznikají zpravidla FC (mají paralelní REE s mafickými členy), ale může se projevit i kontinentální kontaminace (AFC). Je možný i vznik parciálním tavením spodně-korových vápenato-alkalických bazaltů, jak poukazuje Borg a Clyne (1998) na příkladu vulkanismu Kaskádového pohoří.

## 6.2 Post-orogenní extenze

Orogenní režim je typicky kompresní. Změna nastává s ukončením orogeneze, kdy dochází k tektonické **relaxaci orogénu**, doprovázené rozsáhlými intruzemi plutonických hornin a nezřídka i s projevy vulkanické činnosti na povrchu.

Z jihozápadního Španělska (Turner a kol., 1999) nebo Anatólie (Ersoy a Helvacı, 2007) byl popsán sled procesů vedoucí ke vzniku bimodální sekvence. Po ukončení orogeneze dochází k orogenní relaxaci a k dekompresnímu tavení pláště. Tato tholeiitická magmata jsou postupně kontaminována kůrou (20-50%) a začínají mít vápenato-alkalický charakter, postupně přecházejí v dacity až ryolity. Průnik alkalických bazaltů (pozorovaných vzácně) signalizuje tavení pláště, následné tavení obohacených plášťových hornin má pak za následek produkci mírně problematických, pro post-orogenní vulkanismus typických lamproitů (ultra-draselných). Dominantními vulkanickými horninami pro toto prostředí jsou vápenato-alkalické dacity a ryolity a kontrastní lamproity (Turner a kol., 1999).

### 6.3 Vnitro-desková extenze

Tento typ vulkanismu zpravidla nebývá vázán ani na konstruktivní, ani na destruktivní kontinentální okraj. Je odrazem dynamických změn a termálních událostí v plášti, nezřídka vysvětlovaných v souvislosti s fenoménem **plášťových diapirů**. Důkazný materiál ještě nedal jasnou odpověď na otázku, jak široký dopad a uplatnění mají plášťové diapiry pro vysvětlení bohaté škály různých magmatických oblastí na Zemi.

#### 6.3.1 Oceánské prostředí

Oceánská kůra je v porovnání s kontinentální kůrou tenčí, navíc zde není tak výrazná hustotní diskontinuita. I dynamika pohybu (vůči statickému plášťovému diapiru) je odlišná. Tyto faktory jsou pro modifikaci složení primárních tavenin klíčové.

#### Vulkanismus oceánských ostrovů

Vznik oceánských ostrovů působením plášťových diapirů na základě studia izotopů helia byl již dávno dobře prokázán (Podosek, 2003). Zvýšený termální tok způsobuje tavení hlubších partií pláště, alkalické taveniny vystupují na povrch a diferencují se. Bimodalita je u některých oceánských ostrovů zjevná jako např. u Islandu (Zellmer a kol., 2008), Galapágy (Geist a kol., 1995) nebo Kanárských ostrovů (Carracedo, 2007), jindy méně, což může to souviset s vlivem blízkosti riftových zón u zmíněných oceánských ostrovů. Zellmer a kol. (2008) zmiňuje, že podle blízkosti riftové zóny horniny oceánských ostrovů následují buď toleitiitický (OIT) trend (např.: Island, Galapágy), nebo alkalický (OIA) trend (např. Ascension). U druhého trendu je pro tvorbu tavenin nutný nižší tlak a také vyšší obsah  $H_2O$  (Kar a kol., 1998).

Mafické horniny jsou tedy tholeitiitické nebo alkalické bazalty. LREE jsou obohaceny, výrazněji však u alkalických bazaltů, HREE jsou frakcionované. Důležitá je pozitivní Nb-anomálie, spojená s nízkým poměrem Zr/Nb, dále mají střední, kladnou hodnotu  $\epsilon_{Nd}$  (Pin a Paquette, 1997).

Felzické horniny jako trachyty až fonolity a alkalické ryolity jsou produkovány FC, alternativou je ovšem parciální tavení alkalického bazaltu. Pro horniny tholeitiitické platí to samé. Felzické horniny mají díky své odvozené povaze vyšší LREE, vyšší HFSE a pozitivní  $\epsilon_{Nd}$ , tak jako u zdrojových hornin. Relativně nízké Th koncentrace (Pin a Paquette, 1997).

#### Oceánská plateau

Výskyty na oceánských plateau jako je například Ontong či Kerguelen jsou v mnohém podobné výskytům na oceánských ostrovech, ale felzické členy jsou mnohem  $SiO_2$ -bohatší. Nabízí se srovnání oceánských plateau bazaltů a kontinentálních plateau bazaltů, jejichž mladší vulkanismus na rozdíl od toho staršího, tholeitiitického, buduje štítové sopky produkující alkalické magmatické trendy s bimodálním rozdělením alkalický bazalt-trachyt-alkalický ryolit. Signatura stopových prvků je velmi podobná oceánským ostrovům (Kieffer a kol., 2002).

### 6.3.2 Kontinentální prostředí

Vliv plášťových diapirů je mnohými připisován jako zásadní pro vznik CFB. Pozorované prostorové a časové sepetí těchto vulkanických provincií a rozpad (rifting) kontinentů může indikovat důležitost plášťových diapirů. Pro povahu bimodality a složení vulkanitů je důležitá větší mocnost kontinentální kůry a kontrastní rozhraní svrchního pláště a kůry. Na tomto rozhraní lze očekávat jakousi hustotní past pro bazaltové taveniny, kde tyto mohou frakčně krystalovat i asimilovat kůru (Ayalew a Gibson, 2009, v tisku).

#### **CFB**

Kontinentální flood bazalty jsou typické velkými objemy tholeiitických bazaltů pokrývajících rozsáhlá území, často jsou doprovázené kyselými ryolitovými vulkanity tvořící mocné ingimbritové uloženiny. Značí velké vulkanické události, odehrávající se obvykle v krátkém časovém úseku. (Ayalew a Gibson, 2009, v tisku) Zatímco některé CFB jsou podobné vulkanismu na oceánských ostrovech (tholeiitický, alkalický trend, LREE obohacený), jiné jsou charakteristické velkým vlivem korových hornin dávající vznik hliníkem bohatým horninám. Všechny CFB však mají výraznou signaturu plášťové kontaminace vyjádřenou v negativní Nb-anomálii a negativní nebo nulové  $\epsilon_{Nd}$  (Pin a Paquette, 1997).

Kyselé horniny jsou tedy produkované FC spojenou s asimilací kůry (AFC), ale rozsáhlejší hybridizace s parciálně tavenými korovými horninami zřejmě nebude příliš častá (Baker a kol., 2000; Ayalew a kol., 2002).

#### **Kontinentální rifting**

V dnešní době je nejvýznamnějším aktivním kontinentálním riftem východoafrický rift. Předpokládá se, že východoafrický rift je riftem aktivním, tedy vyvolaným aktivním plášťovým výstupem. Ten je možná spojen s extenzní činností v oblasti Afarského trojného bodu a propaguje jižně, kde se nachází další extenzní oblast v Keni, a dál (MacDonald a kol., 2001). Rifting zde je typický svým transitním, alkalickým až peralkalickým trendem (MacDonald a kol., 2008). Primárními magmaty jsou alkalické bazalty, jsou LREE obohaceny, frakcionované HREE, kladné  $\epsilon_{Nd}$  v rozsahu (+2 až +5) a pozitivní Nb anomálii (Pin a Paquette, 1997).

Felzickými horninami jsou (per)alkalické trachyty až ryolity, silně obohacené LREE, s vysokými obsahy HFSE, nižšími Th-koncentracemi. Vztah mezi mafickými a felzickými horninami je podmíněn zpravidla silnou frakční krystalizací (Pin a Paquette, 1997).



## 7 ZÁVĚR

Na vzniku bimodálních vulkanických sekvencí se může podílet vícero procesů. Je třeba zdůraznit, že množství  $\text{SiO}_2$  není příliš vhodným ukazatelem míry diferenciace, protože je během ní různou měrou samo ovlivňováno právě krystalizujícími fázemi. V některých případech by se proto mohlo zdát, že máme co do činění s bimodální suitou, ale nemusí to být pravda.

Frakční krystalizace je ovlivňována termálně-tlakovými aspekty pozice umístění magmatického krbu, jeho doplňováním a klíčový je zejména obsah  $\text{H}_2\text{O}$  v tavenině, které budou řídit dynamiku diferenciace. Takovým faktorům budeme vděčit za bimodální sekvenci, vzniklou z jednoho primárního magmatu.

Pro případ mísení dvou kontrastních magmat je pro mě těžké říct, jestli se tyto, umístěné do společného magmatického krbu díky termálnímu režimu, který tam panuje, vzájemně smísí, či nikoliv.

Více pravděpodobná se mi zdá teorie underplatingu a s ním spojeného parciálního tavení nadložních hornin, ačkoliv tento proces podle izotopových dat nemusí být klíčový pro vznik bimodality sekvence (tím totiž bývá opět FC), ale každopádně při něm dochází i k rozsáhlejší asimilaci těchto natavených hornin.

Pin a Paquette (1997) nabízejí jakýsi manuál k identifikaci geotektonického prostředí, ve kterém vznikla bimodální vulkanická série (viz. Příloha 1). Jedná o užitečný nástroj, aplikovatelný zvláště na metamorfované vulkanické horniny. Bohužel při metamorfóze se nám část informací ztrácí. Mění se především obsahy mobilních prvků a izotopové poměry stroncia nebo poměry stabilních izotopů kyslíku (v práci nebylo zmíněno), které by byly klíčové k určení rozsahu asimilace korového materiálu. Uvědomil jsem si, že každá (meta)vulkanická sekvence je unikátní a zasluhuje si také unikátní přístup. V zájmu co nejpřesnějšího výsledku při určování její geotektonické proveniencí proto není na škodu zvolit co možná nejkomplexnější přístup a rovněž se zaměřit na efekty a povahu metamorfózy, abychom byli schopni alespoň odhadnout, jakým způsobem byly pozměněny obsahy mobilních prvků.

- Ablay, G.J., Carroll, M.R., Palmer, M.R., Marti, J., Sparks, R.S.J., 1998. **Basanite-phonolite lineages of the Teide-Pico Viejo Volcanic Complex, Tenerife, Canary Islands.** *J. Petrol.*, 39: 905-936.
- Ahren, J.L., Turcotte D.L., Oxburgh E.R., 1981. **On the upward migration of an intrusion.** *J. Geology.* 89: 421-432.
- Anderson, D.L., 2006. **Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity.** *Tectonophys.*, 416: 7-22.
- Annen, C., 2009. **Implication of increment emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism-volcanism relationship.** *Tectonophys.*, v tisku, doi: 10.1016/j.tecto.2009.04.010.
- Annen, C., Sparks, R.S.J., 2002. **Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal and melt segregation in the crust.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203: 937-955.
- Asimov, P.D., 2005. **Igneous processes.** In: Selley, R.C., Cocks, R., Plimer, I.R. (eds.) *Encyclopedia of geology.* 1<sup>st</sup> ed., Elsevier press, Oxford, str. 209-217.
- Ayalew, D., Gibson, S.A., 2009. **Head-to-tail transition of the Afar mantle plume: Geochemical evidence from a Miocene bimodal basalt-rhyolite succession in the Ethiopian Large Igneous Province.** *Lithos*, v tisku, doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.005.
- Ayalew D., Barbey, P., Marty, B., Reiseberg, L., Yirgu, G., Pik, R., 2002. **Source, genesis, and timing of giant ingimbrite deposits associated with Ethiopian continental flood basalts.** *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66: 1429-1448.
- Bachmann, O., Bergantz, G.W., 2008. **Deciphering Magma Chamber Dynamics from Styles of Compositional Zoning in Large Silicic Ash Flow Sheets.** *Rev. in Mineralogy*, 69: 651-674.
- Baker, J.A., MacPherson, C.G., Manzies, M.A., Thirlwall, M.F., Al-Kadasi, M., Matthey, D.P., 2000. **Resolving crustal and mantle contributions to continental flood volcanism, Yemen; Constraints from mineral oxygen isotope data.** *J. Petrol.*, 41: 1805-1820.
- Barberi, F., Ferrara, G., Santacroe, R., Treuil, M., Varet, J., 1975. **A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia).** *J. Petrol.*, 16: 22-56.
- Bonnefoi, C.C., Provost, A., Alberède, F., 1995. **The 'Daly gap' as a magmatic catastrophe.** *Nature*, 378: 270-272.
- Borg, L.E., Clynne, M.A., 1998. **The petrogenesis of felsic calc-alkaline magmas from the southernmost Cascades, California : Origin by partial melting of basaltic lower crust.** *J. Petrol.*, 39: 1197-1222.

- Bowen, N.L., 1928. *The Evolution of Igneous Rocks*. Princeton University Press, Princeton, N.J., 332 str.
- Brophy, J.G., 1991. **Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems**. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 173-182.
- Bunsen, R.W., 1851. **Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands**. *Ann. Phys. Chem.*, 83: 197-272.
- Carracedo, J.C., Badiola, R., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Fra-Paleo, U., Hansen, A., 2007. **Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands**. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 119: 1027-1051.
- Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1987. **Constraints on melting and magma production in the crust**. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86: 287-306.
- Cole, R.B., Basu, A.R., 1995. **Nd-Sr isotopic geochemistry and tectonics of ridge subduction and middle Cenozoic volcanism in western California**. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107: 167-179.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen & Unwin, London, 450 str.
- Daly, R.A., 1925. **The geology of Ascension Island**. *Proc. Am. Acad. Arts Sci.*, 60: 3-80.
- DePaolo, D.J., 1981. **Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization**. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53: 189-202.
- Ersoy, Y., Helvacı, C., 2007. **Stratigraphy and geochemical features of the early Miocene bimodal (ultrapotassic and calc-alkaline) volcanic activity within the NE-trending Selendi basin, western Anatolia, Turkey**. *Turkish J. Earth Sci.*, 16: 117-139.
- Espinoza, F., Morata, D., Polvé, M., Lagabrielle, Y., Maury, R.C., Guivel, C., Cotten, J., Bellon, H., Suárez, M., 2008. **Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: Pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S)**. *Lithos*, 101: 191-217.
- Farmer, G.L., 2004. **Continental basaltic rocks**. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.) *Treatise on geochemistry*. 1<sup>st</sup> ed., Volume 3. Elsevier press, Amsterdam, str. 85-121.
- Finney, B., Turner, S.P., Hawkesworth, C.J., Larsen, J.F., Nye, C.J., George, R., Bindeman, J.N., Eichelberger, J.C., 2008. **Magmatic differentiation at an island-arc caldera: Okmok Volcano, Aleutian Islands, Alaska**. *J. Petrol.*, 49: 857-884.
- Geist, D., Howard, K.A., Larson, P., 1995. **The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the basalt-rhyolite association at Volcán Alcedo, Galápagos Archipelago**. *J. Petrol.*, 36: 965-982.
- Chayes, F., 1977. **The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary Islands**. *Amer. Mineral.*, 62: 666-671.

- Harris, C., 1983. **The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island.** *J. Petrol.*, 24: 424-470.
- Jaques, A.L., Green, D.H., 1980. **Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts.** *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 287-310.
- Jicha, B.R., Singer, B.S., Brophy, J.G., Fournelle, J.H., Johnson Clark, M., Beard, B.L., Lapen, T.J., Mahlen, N.J., 2004. **Variable impact of subducted slab on Aleutian Island Arc magma sources: Evidence from Sr, Nd, Pb and Hf isotopes and trace element abundances.** *J. Petrol.*, 45: 1845-1875.
- Kar, A., Weaver, B., Davidson, J., Colucci, M., 1998. **Origin of differentiated volcanic and plutonic rocks from Ascension Island, South Atlantic ocean.** *J. Petrol.*, 39: 1009-1024.
- Kay, S.M., Kay, R.W., 1994. **Aleutian magmas in space and time.** In: Plafker, G., Berg, H.C. (eds.) *The Geology of Alaska*. Geol. Soc. Amer. *The Geology of North America*, v. G-1, 687-722 str.
- Kieffer, B., Arndt, N.T., Weis, D., 2002. **A bimodal alkali shield volcano on Skiff Bank: its place in the evolution of the Kerguelen Plateau.** *J. Petrol.*, 43: 1259-1286.
- Kuno, H., 1966. **Lateral variations of basalt magma types across continental margins and island arcs.** *Bull. Volcanol.*, 29: 195-222.
- Kuritani, T., 2009. **The relative roles of boundary layer fractionation and homogenous fractionation in cooling basaltic magma chambers.** *Lithos*, 110: 247-261.
- Le Bas, M.J., Le Laitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. **A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram.** *J. Petrol.*, 27: 745-750.
- Leat, P.T., Jackson, S.E., Thrope, R.S., Stillman, C.J., 1986. **Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite within Southern British Caledonides.** *J. Geol. Soc.*, 143, 259-273
- MacDonald, R., Rogers, N.W., Fitton, J.G., Black, S., Smith, M., 2001. **Plume-lithosphere interaction in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa.** *J. Petrol.*, 42: 877-900.
- MacDonald, R., Belkin, H.E., Fitton, J.G., Rogers, N.W., Nejbort, K., Tindle, A.G., Marshall, A.S., 2008. **The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal melt remobilization and volatile-melt interaction in the genesis of a young basalt-peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley.** *J. Petrol.*, 49: 1515-1547.
- McBirney, A.R., 1993. *Igneous Petrology*. 2<sup>nd</sup> ed., Jones and Bartlett, Boston, 520 str.
- Pearce, J.A., 1983. **Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.** In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, str. 230-249.

- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. **Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- Philpotts, A.R., 1976. **Silicate liquid immiscibility: Its probable extent and petrogenetic significance.** *Amer. J. Sci.*, 276: 1147-1177.
- Pin, C., Paquette, J.-L., 1997. **A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France).** *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129: 222-238.
- Podosek, F.A., 2003. **Noble gases.** In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.) *Treatise on geochemistry*. 1<sup>st</sup> ed., Volume 1. – Meteorites, Comets, and Planets. Elsevier press, Amsterdam, str. 381-405.
- Presnall, D.C., 1969. **The geometrical analysis of partial fusion.** *Amer. J. Sci.*, 267: 1178-1194.
- Roedder, F., 1951. **Low temperature liquid immiscibility in the system  $K_2O$ - $FeO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ .** *J. Geol.*, 64: 84-88.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman, Harlow; Wyllie, New York, 352 str.
- Shinjo, R., Kato, Y., 2000. **Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, an incipient back-arc basin.** *Lithos*, 54: 117-137.
- Smith, I.E.M., Stewart, R.B., Price, R.C., 2003. **The petrology of a large intra-oceanic silicic eruption: the Sandy Bay Tephra, Kermadec Arc, Southwest Pacific.** *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 124: 173-194.
- Snyder, D., 1997. **The mixing and mingling of magmas.** *Endeavour*, 21: 19-22.
- Tamura, Y., Tatsumi, Y., 2002. **Remelting of an Andesitic Crust as a Possible Origin for Rhyolitic Magma in Oceanic Arcs: an Example from the Izu-Bonin Arc.** *J. Petrol.*, 43: 1029-1047.
- Tatsumi, Y., Suzuki, T., 2009. **Tholeiitic vs Calc-alkalic Differentiation and Evolution of Arc Crust: Constraints from Melting Experiments on a Basalt from the Izu-Bonin-Mariana Arc.** *J. Petrol.*, v tisku, doi: 10.1093/petrology/egp044.
- Thompson, R.N., 1982. **British tertiary volcanic province.** *Scott. J. Geol.*, 18: 49-107.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., Nowell, G.M., 1999. **Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain.** *J. Petrol.*, 40: 1011-1036.
- Ulmer, P., 2001. **Partial melting in the mantle wedge – the role of  $H_2O$  in the genesis of mantle-derived 'arc-related' magmas.** *Phys. Earth Planet. Inter.*, 127: 215-232.

- Van Wagoner, N.A., Leybourne, M.I., Dadd, K.A., Baldwin, D.K., McNeil, W., 2002. **Late Silurian bimodal volcanism of southwestern New Brunswick, Canada: Products of continental extension.** *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 114: 400-418.
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J.O, Cancino, A., 1995. **Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile.** *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107: 1427-1440.
- Weaver, B.L., Kar, A., Davidson, J.P., Colucci, M.T., 1996. **Geochemical characteristics of volcanic rocks from Ascension Island, South Atlantic Ocean.** *Geothermics*, 25: 449-470.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach.* Unwin Hyman, London, 466 str.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. **Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.** *Chem. Geol.*, 20: 325-343.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology.* Prentice-Hall, New Jersey, 697 str.
- Wood, D.A., Joron, J.L., Treuil, M., Norry, M., Tarney, J., 1979. **Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor.** *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 319-339.
- Yoder, H.S., 1973. **Contemporaneous Basaltic and Rhyolitic Magmas.** *Am. Mineral.*, 58: 153-171.
- Zellmer, G.F., Rubin, K.H., Grönfeld, K., Jurado-Chichay, Z., 2008. **On the recent bimodal magmatic processes and their rates in the Torfajökull-Veidivötn area, Iceland.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, 267: 388-398.
- Zhang, X., Zhang, H., Tang, Y., Wilde, S.A., Hu, Z., 2008. **Geochemistry of Permian bimodal volcanic rocks from central Inner Mongolia, North China: Implication for tectonic setting and Phanerozoic continental growth in Central Asian Orogenic Belt.** *Chem. Geol.*, 249: 262-281.

## Přílohy:

---

### Within-plate and separating plate environments

---

I – Within-plate continental rifts: Recent ex: East African Rift Valley  
Plume related oceanic islands: Recent ex: Iceland, Galapagos

#### *Mafic rocks*

Alkali- to transitional tholeiitic affinities:  
– LREE-enriched  
– Fractionated HREE  
– Positive Nb anomalies  
– Low Zr/Nb (3–10)  
– Moderately positive  $\epsilon Nd_i$  (+2 to +5)

#### *Felsic rocks*

Mostly (per-)alkaline trachytes and rhyolites:  
– Strong LREE enrichment  
– High HFSE abundances  
– Relatively low Th concentrations  
– Positive  $\epsilon Nd_i$ , similar to those of associated mafic rocks

II – Continental break-up settings: Recent ex: Lebombo-Karoo (S. Africa), Deccan, Parana Basin and Range Provinces: Recent ex: South-Western United States

#### *Mafic rocks*

Tholeiitic basalt affinities, ranging from CFBs to MORBs:

CFB: – LREE- and Th enriched  
– Negative Nb anomalies  
–  $\epsilon Nd_i$  scattered around 0  
MORB: – Flat to depleted LREE  
– Negative or no Nb anomaly  
– Variable  $\epsilon Nd_i$ ; reaching values  $> +6$   
– Covariation of Nb anomaly depth and  $\epsilon Nd_i$  indicative of crustal contamination

#### *Felsic rocks*

Ranging from (per)alkaline to aluminous and reflecting crust-mantle hybridization  
Alkaline rocks as in I:  
– HFSE-enriched,  
–  $\epsilon Nd_i$  similar to those of basalts  
Aluminous rocks:  
– Th- and LREE-enriched  
– Deep negative Nb anomalies  
– Negative  $\epsilon Nd_i$  values, documenting partial melting of the continental crust

---

### Destructive plate margin environments

III – Intra-oceanic arcs: Recent ex: Fiji Arc

#### *Mafic rocks*

Island arc tholeiites (early stage)  
– Flat or light-depleted REE  
– Very low Nb and Th  
– Very high  $\epsilon Nd_i$  (ca. +9)  
Andesites (mature stage)  
– Th- and LREE-enrichment  
– Negative Nb anomaly  
– High  $\epsilon Nd_i$

#### *Felsic rocks*

Dacites, rhyolites and trondhjemites, sometimes associated with the initial stages of arc rifting  
– Depleted or slightly enriched LREE  
– Strong Nb depletion  
– High  $\epsilon Nd_i$

IV – Mature arcs from continental margins: Recent ex: Cascades, Central Chile, Japan

#### *Mafic rocks*

Basalts (subordinate) to andesites (dominant)  
– LREE-enriched  
– Negative Nb anomaly  
– Positive  $\epsilon Nd_i$

#### *Felsic rocks*

Rhyolites  
– Strongly Th- and LREE-enriched  
– Large negative Nb anomaly  
– Positive  $\epsilon Nd_i$

V – Incipient back-arc spreading: Recent ex: Sumisu Rift (Izu Arc), Japan Sea opening

#### *Mafic rocks*

Basalts  
– LREE-enriched  
– Negative Nb anomaly  
– Positive  $\epsilon Nd_i$

#### *Felsic rocks*

Rhyolites  
– Th- and LREE-enrichment  
– Negative Nb anomaly  
– Positive  $\epsilon Nd_i$

---

**Příloha 1 - Geochemická kritéria pro rozlišení geotektonické pozice bimodální (meta)vulkanické suity. Převzato z Pin a Paquette (1998)**

