

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



**Václav Santolík**

Geochemie a petrologie plagiogranitů jílovského pásma  
Geochemistry and petrology of plagiogranites from the Jílové belt

Bakalářská práce

Vedoucí práce: doc. Mgr. Lukáš Ackerman, PhD.

Praha, 2019

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Praha, 20. května 2019

.....

## PODĚKOVÁNÍ

Tímto bych rád poděkoval svému školiteli Lukáši Ackermanovi za svědomité vedení mé práce, za výběr perfektního tématu a za to, že mi umožnil provádět výzkum v laboratořích Geologického ústavu AV ČR. Dále děkuji doc. Václavu Kachlíkovi za sběr vzorků, pomoc při mikroskopii a všechny věčné konzultace. Další dík věnuji Láďovi Polákovi, Evce Haluzové, Honzovi Rejškovi a dalším kolegům z Geologického ústavu AV ČR, kteří se mě ujali zejména při práci v čisté laboratoři. A neméně děkuji své rodině a přátelům za stálou podporu.

## ABSTRAKT

Tato práce se zabývá studiem subvulkanických hornin v severní části jílovského pásma. Jílovské pásmo je pruh magmatických hornin nacházející se ve středu českého masivu jižně od Prahy, na hranici tepelsko-barandienské oblasti s oblastí moldanubicou. Subvulkanická facie jeho severní části byla v minulosti nazývána různými jmény, např. trondhjemit, alaskit, nebo plagiogranit. V této práci jsou prezentována nová geochemická data zahrnující analýzy hlavních a stopových prvků a zejména izotopického složení Sr-Nd, která dokládají původ těchto hornin v plášťovém klínu. Pravděpodobně se jedná o jeden z finálních produktů vulkanické diferenační série ostrovního oblouku. Uvažujeme zde dva možné modely vzniku, podle kterých bychom mohli zvolit rovněž správný název pro zkoumané horniny: adakity, nebo plagiogranity. Adakity jsou horniny vzniklé tavením subdukované desky a nachází se především ve vulkanických obloucích. Plagiogranity jsou naopak horniny vzniklé extrémní diferenciací taveniny plášťového zdroje a nachází se především v oceánské kůře. Geochemická data stopových prvků, zejména nízký stupeň frakcionace vzácných zemin ( $La_N/Yb_N = 0,8-1,3$ ) jasně vyvrací genetickou spojitost s adakity a potvrzuje spojitost subvulkanických hornin jílovského pásma s plagiogranity.

## ABSTRACT

This thesis is focused on the study of the subvolcanic rocks from the northern part of the Jílové belt. The Jílové belt is a strip of magmatic rocks belonging to the Davle Volcanic Complex situated in the center of the Bohemian Massif, south of Prague, close to the border between the Teplá-Barandian and Moldanubian units. The sub-volcanic facies of its northern part has been previously ascribed to trondhjemite, alaskite or plagiogranite. In this study, we provide new geochemical data such as major and trace element analyses paralleled by Sr–Nd isotopic data, which indicate the origin of these rocks in the mantle wedge. They probably represent a final product of a magmatic differentiation of an island arc series. Here, we consider two possible models for their origin, according to which we could also choose the correct classification of these peculiar rocks: adakite, or plagiogranite. Adakites are rocks formed by melting of a subducted slab which are predominantly related to the volcanic arc settings. In comparison, plagiogranites are rocks formed by an extreme differentiation of a mantle-derived basaltic melt in the oceanic crust environment. Our new geochemical data, especially the low degree of light rare earth enrichment ( $La_N/Yb_N = 0.8–1.3$ ), is clearly inconsistent with the genetic association with adakites, but rather suggest their association with plagiogranites.

## OBSAH

1.	ÚVOD .....	1
2.	POZICE A GEOLOGICKÝ VÝVOJ JÍLOVSKÉHO PÁSMA.....	3
2.1.	Geografické vymezení.....	3
2.2.	Geologické vymezení .....	3
2.3.	Geologický vývoj oblasti.....	4
2.4.	Kadomský vývoj.....	4
2.4.1.	Blovický akreční komplex.....	5
2.4.2.	Davelský vulkanický komplex .....	6
2.4.3.	Štěchovická skupina .....	7
2.4.4.	Svrchnické souvrství .....	8
2.5.	Variský vývoj .....	8
2.5.1.	Variská orogeneze .....	8
2.5.2.	Středočeský plutonický komplex .....	9
2.6.	Tektonický vývoj.....	9
2.7.	Metamorfni vývoj.....	10
3.	PETROGENEZE A GEOCHEMIE TRONDHJEMITŮ, ADAKITŮ A PLAGIOGRANITŮ .....	11
3.1.	Adakity .....	11
3.2.	Plagiogranity .....	12
4.	IZOTOPICKÝ SYSTÉM SR-ND .....	15
5.	METODIKA PRÁCE.....	17
5.1.	Odběr a příprava vzorků.....	17
5.2.	Optická mikroskopie .....	17
5.3.	Analýza hlavních prvků a stopových prvků .....	18
5.4.	Stanovení izotopových poměrů Rb–Sr a Sm–Nd.....	18
5.4.1.	Laboratorní část.....	18
5.4.2.	Měření na TIMS .....	19
6.	VÝSLEDKY .....	21
6.1.	Petrografie plagiogranitů Jílovského pásma.....	21
6.2.	Geochemie hlavních prvků.....	22
6.3.	Geochemie stopových prvků .....	25
6.4.	Geochemie izotopů Sr-Nd.....	29
7.	DISKUZE .....	30
8.	ZÁVĚR.....	32
9.	LITERATURA.....	33

## SEZNAM OBRÁZKŮ

Obrázek 1. Umístění Jílovského pásma v rámci českého masivu. ....	2
Obrázek 2. (A) Paleogeografická pozice TBO mezi terány na severním okraji Gondwany. (B) Mapa evropských variských zón. (C) Zjednodušená geologická mapa TBO. (D) Předpokládaný řez komplexu na severním okraji Gondwany (Upraveno podle Hajná et al., 2018, 2014).....	5
Obrázek 3. Profily jílovským pásmem (JP) v oblasti Luk pod medníkem a Slap. Stratigraficky nejvýše postavené jsou černé břidlice lečických vrstev, dále tufy, ryolity, dacity, andezity až bazalty a na bázi pronikají subvulkanické plagiogranity. (Upraveno podle Röhlich, 1998).....	7
Obrázek 4. Spider diagram stopových prvků adakitů normalizovaný primitivním pláštěm (McDonough et al., 1992). Vidíme výrazné obohacení o nekompatibilní prvky a negativní Nb, Ta a Ti anomálii. LSA navíc vykazují pozitivní Sr anomálii a obohacení o REE. (Upraveno podle Moyen and Martin, 2012).....	12
Obrázek 5. Diagram normalizovaných hodnot La/Yb vs. Yb . TTG a adakity vykazují vysokou frakcionaci REE (vysoký poměr La/Yb), zatímco běžné obloukové vulkanity poměrně nízkou. (Upraveno podle Martin, 1986) .....	12
Obrázek 6. Spider diagram REE trondhjemitů různých lokalit normalizovaný chondritem. Lokalita Scourie reprezentuje subdukční adakity, Cornucopia reprezentuje orogenní adakity a Troodos a Wainwalu reprezentují oceánské plagiogranity. (Upraveno podle Frost et al., 2016) .....	14
Obrázek 7. Graf $\epsilon Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ znázorňující různé rezervoáry, ze kterých je magma derivováno. DMM (depleted MORB mantle) = ochuzený plášť. EM1 (enriched mantle 1) = obohacený plášť 1. EM2 (enriched mantle 2) = obohacený plášť 2. HIMU = rezervoár s vysokým podílem U/Pb.....	16
Obrázek 8. Trondhjemitová skála na pravém břehu Sázavy nedaleko obce Luka pod Medníkem. ....	17
Obrázek 9. Separace REE na Tru a Ln kolonách v tandemu.....	19
Obrázek 10. Mikroskopické vzorky plagiogranitů P1 a P5. Plg = plagioklas, qtz = křemen, chl = chlorit, ore = rudní minerály, ep = epidot. ....	22
Obrázek 11. Ternární živcový diagram (O'Connor, 1965). Ab = normativní albit, An = normativní anortit, Or = normativní ortoklas. Plagiogranity JP spadají do pole trondhjemitů.....	23
Obrázek 12. AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971): $A=Na_2+K_2O$ ; $M=MgO$ ; $F=FeO+0,9xFe_2O_3$ . Vzorky plagiogranitů JP spadají do série vápenato-alkalické.....	24
Obrázek 13. Diagramy hl. oxidů: $SiO_2$ vs. ostatní oxidy v hmotnostních procentech. Vidíme negativní korelace u $TiO_2$ , $MgO$ a $FeO_t$ a pozitivní korelaci u $CaO$ . ....	25
Obrázek 14. Spider diagram REE normalizovaný primitivním pláštěm (McDonough and Sun, 1995). Vidíme plochou distribuci REE s mírnou negativní europiovou anomálií. ....	27
Obrázek 15. Spider diagram stopových prvků normalizovaný primitivním pláštěm (McDonough and Sun, 1995). Vidíme mírné obohacení o nekompatibilní prvky a zejména výrazné ochuzení o HFSE prvky jako např. Nb, Ta a Ti. ....	27

Obrázek 16. Diagram $(La/Yb)_N$ vs $Yb_N$ rozlišující adakity od běžných granitoidů (Martin, 1986). Plagiogranity JP spadají do pole běžných granitoidů.....	28
Obrázek 17. Diagram určující geotektonické prostředí (Pearce et al., 1984): syn-COLG = granity kolizních orogenů; WPG = intradeskové granity; VAG = granity vulkanických oblouků; ORG = granity oceánských hřbetů. Vzorke plagiogranitů JP spadají do pole granitů vulkanických oblouků. ....	28
Obrázek 18. Graf $\epsilon Nd$ vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ (565 Ma). Vzorke plagiogranitů JP vykazují trend ochuzeného pláště s mírným efektem zvýšeného $^{87}Sr/^{86}Sr$ při daném $\epsilon Nd$ (tzv. „decoupling“). ....	29



## SEZNAM TABULEK

Tabulka 1. Silikátová analýza hlavní prvků.....	23
Tabulka 2. Koncentrace stopových prvků v ppm. ....	26
Tabulka 3. Izotopové poměry Sr a Nd, jejich iniciační (i) hodnoty přepočtené na stáří 565 Ma a hodnoty $\epsilon\text{Nd}$ .....	29

## SEZNAM ZKRATEK

AV ČR – Akademie Věd České republiky

DMM – depleted MORB mantle – ochuzený zemský plášť

EM – enriched mantle – obohacený zemský plášť

HFSE – high field strength elements – prvky s velkým iontovým nábojem

HIMU – high U/Pb mantle – zemský plášť s vysokým podílem U/Pb

HREE – heavy rare earth elements – prvky těžkých vzácných zemin

HSA – high silica adakites – adakity s vysokým podílem křemíku

JP – jílovské pásmo

LREE – light rare earth elements – prvky lehkých vzácných zemin

LSA – low silica adakites – adakity s nízkým podílem křemíku

Ma – stáří v milionech let

MORB – mid-ocean ridge basalt – bazalt středooceánských hřbetů

MQ – Milli-Q

OIB – ocean island basalt – bazalt oceánských ostrovů

ORG – ocean ridge granite – granit středooceánských hřbetů

PřF UK – Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy

REE – rare earth elements – prvky vzácných zemin

SPK – středočeský plutonický komplex

syn-COLG – syn-collision granite – granit kolizních orogenů

TB – teflon beaker – teflonový kelímek

TBO – tepelsko-barandienská oblast

TIMS – thermal ionization mass spectrometer – hmotnostní spektrometr s termální ionizací

TTG – tonalit-trondhjemit-granodiorit

VAG – volcanic arc granite – granit vulkanických oblouků

WPG – within-plate granite – intradeskový granit

## 1. ÚVOD

Granitoidní horniny jsou magmatické plutonické horniny, které vznikly parciálním (částečným) tavením protolitu (zdrojové horniny) a následnou krystalizací tohoto magmatu v zemské kůře. Protolit může být téměř jakákoliv sedimentární (usazená), metamorfovaná (přeměněná) či magmatická (vyvřelá) hornina. Nejčastějším geotektonickým prostředím vzniku granitoidních hornin jsou orogenní pásma, kde se taví spodní ztlustělá kůra, ale i různá jiná prostředí přichází v úvahu. Granitoidní taveniny, ze kterých mohou vykristalizovat granitoidní horniny (granitoidy), mohou také v omezeném množství vzniknout extrémní diferenciací mafického magmatu, protože se granitoidy překvapivě nachází i v prostředí kontinentálních riftů nebo středooceánských hřbetů (Winter, 2010). V těchto místech obvykle jednoznačně převládají mafické magmatické horniny jako bazalty nebo gabra, ale za určitých podmínek (které stále nejsou plně prozkoumány), může dojít k extrémní diferenciaci magmatu a vzniku tzv. plagiogranitů (Coleman and Peterman, 1975). K příkladům, kdy dochází k extrémní diferenciaci mafického magmatu, patří také granitoidní adakity. Adakity jsou vulkanické (výlevné) či plutonické (hlubinné) horniny, které vznikají tavením subdukované oceánské desky. Za určitých podmínek (které opět nejsou plně prozkoumány) se může začít tavit subdukovaná oceánská deska, která produkuje velmi specifická magmata, jejichž extrémní diferenciací mohou vznikat až granitoidní magmata (Martin et al., 2005).

Jílovské pásmo je už několik staletí v hledáčku geologů kvůli svému zlatonosnému rudnění. Již Keltové na přelomu našeho letopočtu zde těžili zlato, ve středověku byly zdejší doly jednou z příčin ekonomického růstu Českého království a i v dnešní době se zde nacházejí ložiska s možnou ekonomickou těžbou (Morávek et al., 1992; Zachariáš et al., 2014). Z rudního hlediska je tedy tato oblast velmi dobře prozkoumaná, ale naopak z hlediska petrogenetického překvapivě velmi málo. Jílovské pásmo je sled vulkanických a plutonických hornin a tufů, o jejichž vzniku až do nedávné doby panovaly spory. Nyní (na dnešní úrovni poznání) předpokládáme jejich vznik v prostředí ostrovního oblouku před 608-563 milióny let (Hajná et al., 2018). Detailní mechanismus jejich geneze však zatím nikdo s úspěchem neinterpretoval.

Intruzivní horniny severní části jílovského pásma jsou poměrně specifické, z celosvětového měřítko velmi výjimečné granitoidní horniny. Podle IUGS normy (mezinárodně uznávaná klasifikace magmatických hornin) je můžeme klasifikovat jako trondhjemit, ale toto označení nijak nevypovídá o způsobu či prostředí vzniku (Barker, 1979). Tyto horniny vyskytující se v jílovském pásmu byly zkoumány mnohými autory, ale doposud se nikdo úspěšně nepokusil o interpretaci jejich vzniku s využitím komplexních geochemických dat. Waldhausrová (1984) předpokládala jejich původ v prostředí vulkanického oblouku, Röhlich (1998) interpretoval prostředí jejich vzniku jako riftové, naopak novější práce předpokládají jejich vznik v prostředí ostrovního oblouku (Hajná et al., 2010). Uspokojivé vysvětlení podmínek geneze subvulkanitů severní části jílovského pásma tedy dosud neexistuje. Také ohledně jejich pojmenování panují spory, v literatuře jsou označovány různými jmény jako plagiogranit, trondhjemit, alaskit aj. (Fediuk, 2004; Röhlich, 1972).

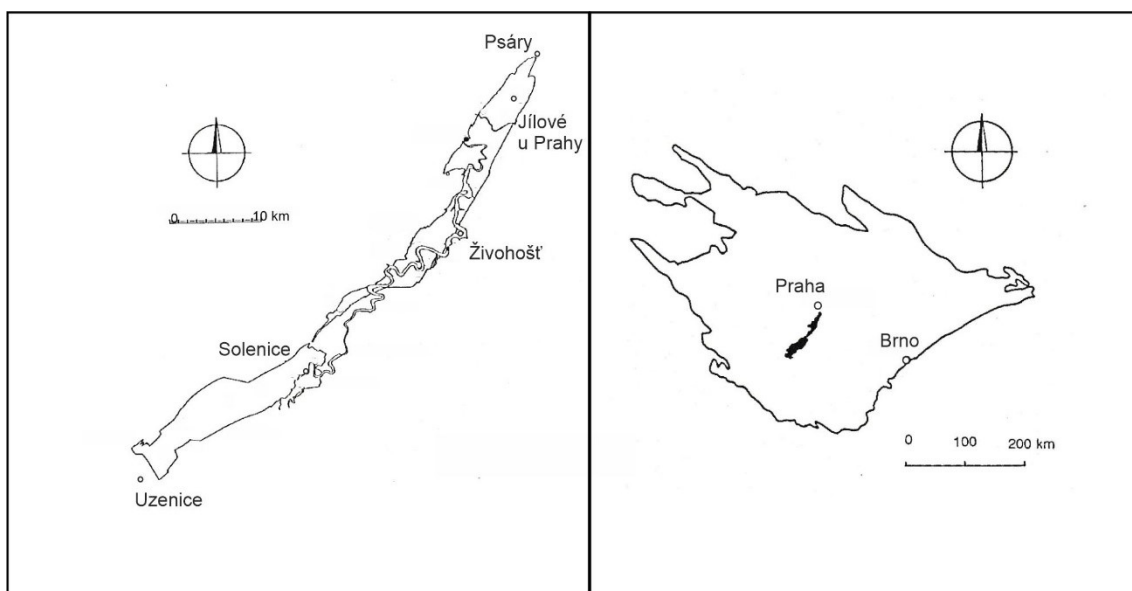
Tato práce se snaží najít odpověď na otázku vzniku subvulkanických hornin jílovského pásma a s ním spojeného správného pojmenování na základě důkladné petrografie, analýz hlavních a stopových prvků a nově získaných izotopických dat Sr-Nd.

## 2. POZICE A GEOLOGICKÝ VÝVOJ JÍLOVSKÉHO PÁSMÁ

### 2.1. Geografické vymezení

Jílovské pásmo (dále jen JP) je přibližně 60 km dlouhý a 0,5 až 3 km široký pás hornin nacházející se ve středních Čechách jižně od Prahy (viz Obr. 1). Na severu se zanořuje pod okolní horniny u obce Psáry, odkud se táhne JJZ směrem přes Jílové u Prahy, Třebenice, Živohošť, Županovice, Hřiměždice, Solenice a Počaply, kde je u obce Uzenice ukončeno hranicí se středočeským plutonickým komplexem. JP se nachází ve středočeské pahorkatině s hluboce zaříznutými údolími Vltavy a Sázavy. Námí studované území se nachází v severní části JP mezi Živohoští a Jílovým u Prahy.

Oblast okolí Jílového u Prahy je známá těžbou zlata. Těžba zlata zde probíhala již od pravěku a zanechala zde stopy ve formě povrchových i hlubinných dobývek. Poslední těžební práce probíhaly na dole Pepř a ukončeny byly r. 1969 (Morávek et al., 1992).



Obrázek 1. Umístění jílovského pásmo v rámci českého masivu.  
(Upraveno podle Morávek et al., 1994)

### 2.2. Geologické vymezení

Jílovské pásmo se nachází ve středu českého masivu, který se skládá z několika jednotek (oblastí) spojených během variském vrásnění (von Raumer et al., 2003). Jsou to oblasti moldanubická (moldanubikum), sasko-durynská (saxothuringikum), moravsko-slezská (moravosilezikum) a tepelsko-barrandienská (dále jen TBO), označovaná též jako bohemikum či středočeská oblast (Chlupáč, 1992) (viz Obrázek 2). Do poslední z nich patří i jílovské pásmo.

Severozápadní hranici TBO tvoří tzv. tepelská sutura (mariánsko-lázeňský komplex), jež je reliktem oceánské kůry po zaniklém sasko-durynském oceánu (Franke and Stein, 2000; Schulmann et al., 2009). Jižněji, tedy na západní a jihozápadní hranici TBO se nalézá západočeská střížná zóna oddělující TBO od moldanubické oblasti (Zulauf et al., 2002). Na jihovýchodě je TBO ohraničena středočeskou střížnou zónou a středočeským plutonickým komplexem (Janoušek et al., 1995; Žák et al., 2009). Na severu je překryta

křídovými sedimenty české křídové pánve přibližně v linii Žatec – Praha - Pardubice, pod nimiž pokračuje až na hranici se saxothuringikem (Franke, 1989; Malkovský, 1987). Horniny TBO dále vystupují v Železných horách ve východních Čechách, kde jsou ohraničovány opět moldanubikem a křídovými sedimenty a na východě boskovic-kou brázdou (Chlupáč, 1992). K TBO rovněž patří tzv. metamorfované „ostrovy“ v plášti středočeského plutonického komplexu (Suk, 1973).

### 2.3. Geologický vývoj oblasti

Jílovské pásmo se nachází na jihovýchodním okraji TBO, jež je nejzachovalejším a nejkomplexnějším reliktem kadomského akrečního orogenu na severním okraji Gondwany. Během neoproterozoika v severním předpolí superkontinentu Gondwana probíhala subdukce oceánské desky, která vytvořila rozsáhlý pás vulkanických oblouků, zaobloukových pánví a akrečních klínů tvořících tzv. avalonsko-kadomský pás v délce až 10 000 km. Doklady o tom máme napříč Evropou - Český masiv, Armorika, Iberský masiv - i na dalších kontinentech - Florida, Yucatan, Nové Skotsko (Franke, 1989; Murphy et al., 2004; Nance et al., 1991; Nance and Linnemann, 2008; von Raumer et al., 2003). Akrece byla ukončena subdukcí středoocéánského riftu spojené s delaminací oceánské desky mezi ~540 Ma a 520 Ma, na což navázal kambrický rifting spojený s vulkanickou činností a sedimentací v Příbramsko-Jinecké a Skryjsko-Týřovické pánvi (Hajná et al., 2018).

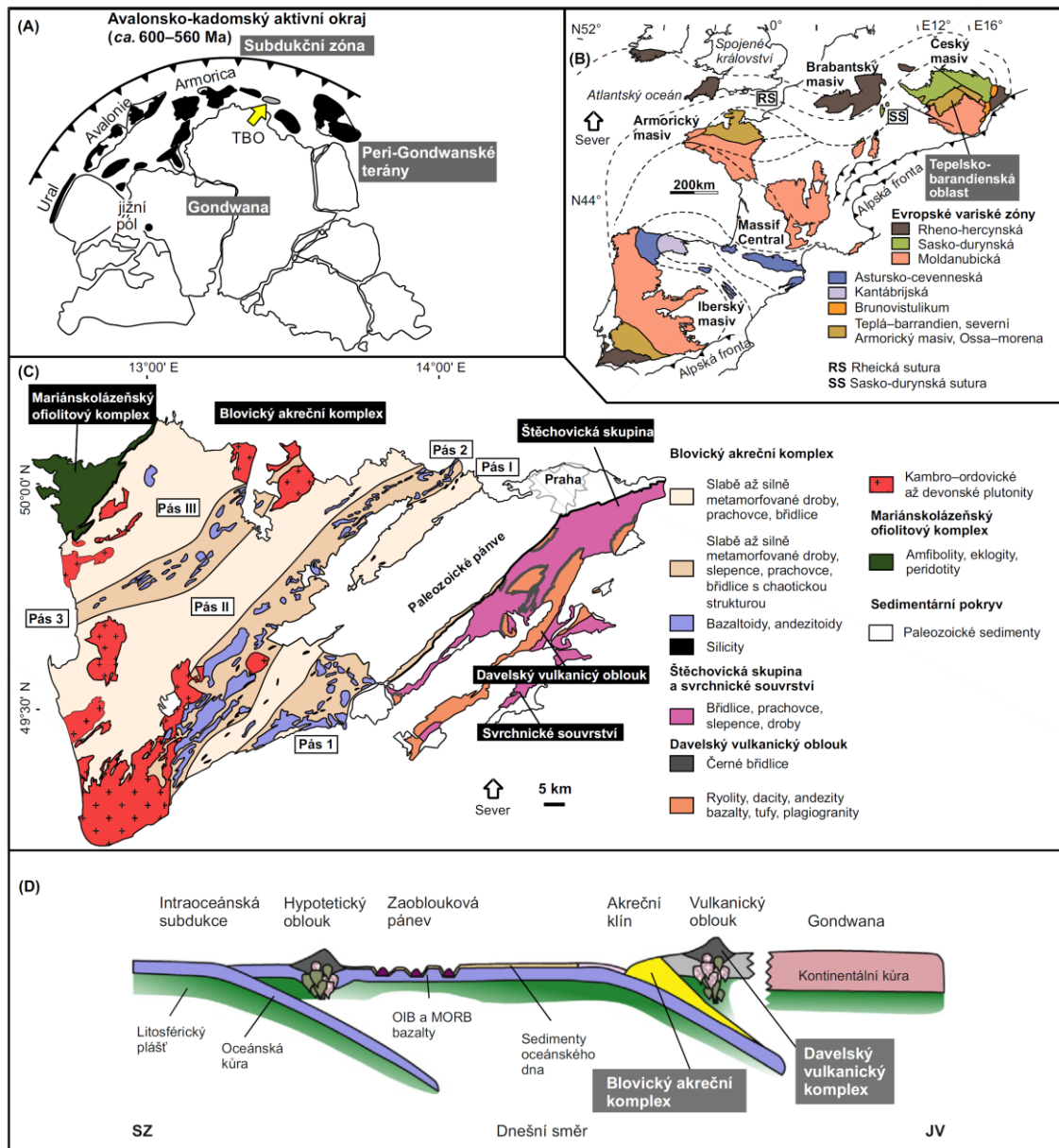
Během paleozoika (ordovik – devon) probíhala sedimentace v Pražské pánvi, která zčásti zakryla starší kadomské sedimentární sekvence (Havlíček, 1982). Ve svrchním devonu a spodním karbonu probíhala variská orogeneze, která dotvořila Český masiv téměř do podoby, v jaké ho známe dnes. Variská orogeneze má na svědomí spíše nízký stupeň metamorfózy v jižní a střední části TBO, zatímco směrem k SZ dochází až téměř ke kompletnímu přetištění velké části TBO. Nicméně vzhledem k tomu, že TBO leží uprostřed internidů variského horstva, je tato metamorfóza spíše nízká. TBO totiž v té době „plula jako šupinka“ nad subdukujícími a vrásnicími se kontinentálními deskami moldanubika a saxothuringika a nikdy nebyla zatažena do takové hloubky, jako okolní jednotky (Kroner and Romer, 2013; Matte, 1986; Tait et al., 1997).

Dalším velkým zásahem do vývoje TBO byla cenomanská transgrese a s ní spojené zaplavení a překrytí sedimenty severní části TBO (Malkovský, 1987). V terciéru probíhala v částech Českého masivu vulkanická činnost, která se však TBO příliš nedotkla, kromě výskytů izolovaných těles vulkanitů miocenního stáří v okolí tepelské vysočiny (Ulrych et al., 2016). Na některých místech jsme svědky výskytu kvartérních sprašových sedimentů, které však mají nepatrnou mocnost. Dnešní podobu krajiny pak dotváří řeky, zejména Vltava, Berounka a jejich přítoky, vytvářející nezřídka hluboká údolí s dobrými skalními odkryvy (Žebera, 1964).

### 2.4. Kadomský vývoj

Proterozoikum TBO se skládá z těchto základních jednotek: blovického akrečního komplexu a davelského vulkanického komplexu s přilehlými sedimenty předobloukového svahu – štěchovickou skupinou - a zaobloukových pánví – svrchnickým souvrstvím (viz Obrázek 2). Blovický komplex je definován jako akreční melanž ohraničená na SZ mariánskolázeňským komplexem (ofiolitem) - suturou po subdukující oceánské des-

ce; a na JV štěchovickou skupinou - sedimenty turbiditních proudů na svahu vulkanického oblouku (Sláma 2008, Hajná 2010). Tento koncept stratigrafického členění, založený na reinterpretaci geologického prostředí vzniku oblasti, je poměrně nový (Hajná et al., 2011).



Obrázek 2. (A) Paleogeografická pozice TBO mezi terány na severním okraji Gondwany. (B) Mapa evropských variských zón. (C) Zjednodušená geologická mapa TBO. (D) Předpokládaný řez komplexy na severním okraji Gondwany (Upraveno podle Hajná et al., 2018, 2014).

#### 2.4.1. Blovícký akreční komplex

Blovický akreční komplex představuje průřez poměrně specifickým akrečním komplexem typu „outer-trench-slope mélangé“ (Hajná et al., 2019, 2014). Je tvořen třemi pásy hlubokomořských siliciklastických sedimentů (pás I-III), které se střídají se třemi pásy ofiolitové melanže obsahující bazické vulkanity oceánského dna (pás 1-3, viz Obrázek 2). Subdukce zde probíhala pravděpodobně od cca 660 Ma a hlavní období akrece

a sedimentace proběhlo v krátkém časovém úseku okolo 527 Ma (Drost et al., 2011; Hajná et al., 2018, 2017; Sláma et al., 2008).

Pás I (dříve nazývaný Zbiroh-Šárka) jsou litologicky monotónní sedimenty, především masivní droby, prachovce a prachovité břidlice s občasnými silicity. Pásky II a III se skládají zejména z drob s vložkami prachovců a břidlic (Cháb and Pelc, 1968). Jde o rytmickou flyšovou sedimentaci ve větší vzdálenosti od vulkanického oblouku. Všechny tři pásy obsahují velmi různorodý klastický materiál, derivovaný zejména z vulkanického oblouku (Cháb and Pelc, 1968; Drost et al., 2011; Hajná et al., 2013).

Pásky 1-3 (dříve nazývané stříbro-plaská, hlavní centrální a nepomucko-příbramská vulkanická zóna) jsou tvořeny melanží s významným podílem bazických vulkanitů (Waldhausrová, 1997). Sedimentární složky jsou velmi různorodé a chaotické, jsou to zejména droby, prachovce, prachovité břidlice, černé břidlice, silicity (bulžníky) a výjimečně i karbonáty. Na základě geochemických údajů můžeme rozlišit dvě hlavní skupiny bazaltů (Hajná et al., 2013; Pin and Waldhausrová, 2007; Waldhausrová, 1997): První skupinu tvoří bazalty derivované z ochuzeného pláště. Jsou to bazalty středoocéánských hřbetů (MORB), které byly složitými procesy vmístěny do akrečního klínu a uspořádány do těchto vulkanických pásů. Druhou skupinou jsou bazalty pocházející z obohaceného pláště. Ty jsou interpretovány jako bazalty oceánských ostrovů (OIB), které byly ve formě podmořských hor vtaženy do akreční melanže.

#### 2.4.2. Davelský vulkanický komplex

Davelský vulkanický komplex je produktem vulkanické činnosti ostrovního oblouku. Nachází se jižně od Prahy v několika oddělených segmentech: v okolí Zbraslavi, Davle, Kozích hor a nejvíce pak v Jílovském pásmu (Fiala, 1976; Hajná et al., 2011; Waldhausrová, 1984) (viz Obrázek 2). Vulkanická činnost zde probíhala v období mezi 608 a 563 Ma (Hajná et al., 2018).

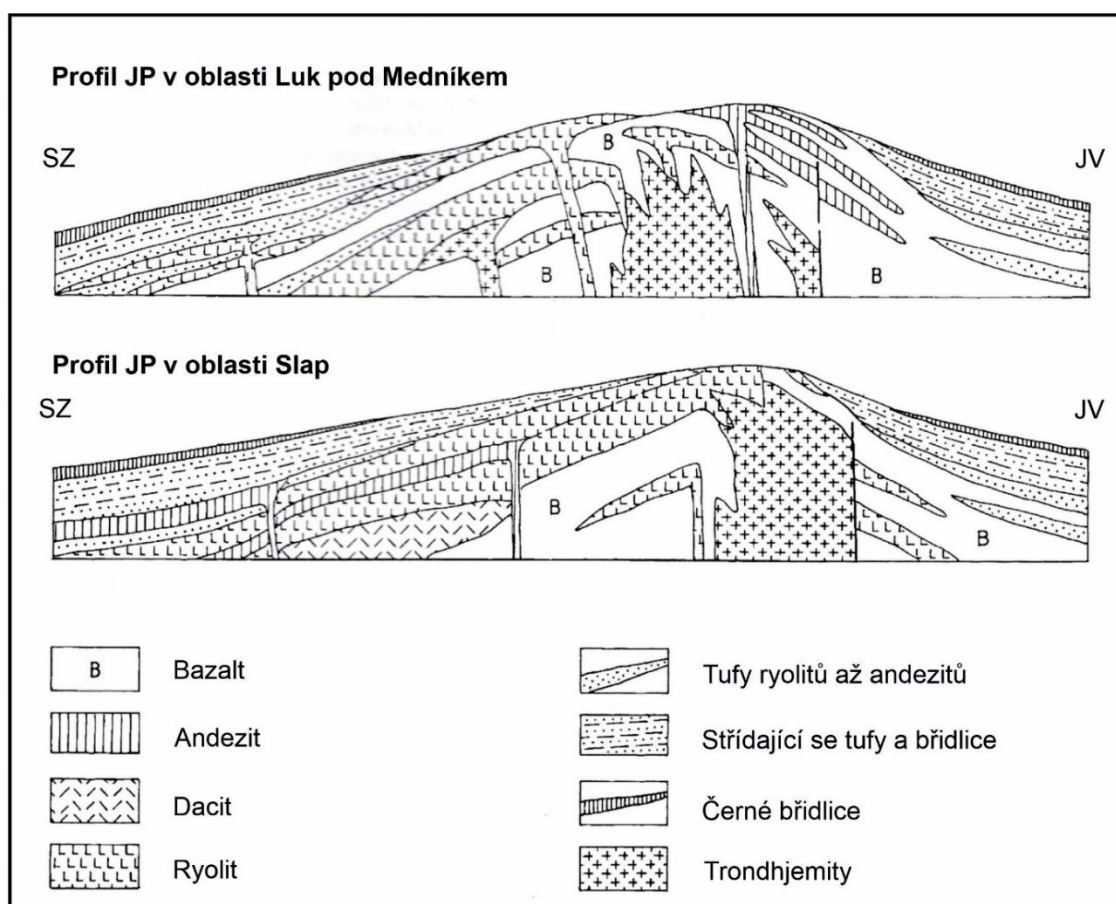
V oblastech Zbraslavi, Davle a Kozích hor se setkáváme hlavně s kyselým vulkanismem. Je reprezentován ryolitovými až dacitovými tufy, místy i výlevy láv, je však také doprovázen submarinními výlevy bazických a intermediárních magmat (Fiala, 1976).

Jílovské pásmo tvoří úzký pás mezi Jílovým u Prahy a Mirovicemi tvořený bazickými až kyselými metavulkanity a metatufy doprovázané subvulkanickými intruzemi plagiogranitů (trondhjemity) metamorfovanými ve facii zelených břidlic až amfibolitů (Röhlich, 1972) (viz Obrázek 3). Bazické vulkanity se skládají především z amfibolu a plagioklasu, převážně albitického. Dále jsou přítomny epidot, chlorit, křemen, rudní minerály, kalcit a titanit. Směrem ke kyselým vulkanitům ubývá tmavých minerálů a přibývá křemene a albitu, které v ryolitech tvoří vyrostlice v jemnozrnné základní hmotě. Plagiogranity jsou modálním složením velmi podobné ryolitům. Jsou převážně jemnozrnné s velikostí zrna 1-3 mm a hlavní součásti tvoří křemen a albit, dále jsou přítomny biotit, amfibol, chlorit, epidot, rudní minerály, apatit, titanit a vzácně zirkon (Röhlich, 1972). Plagiogranity pronikaly podél foliace vulkanitů a vytvořily lakolity či hemilakolity, místy cedrového typu (Röhlich, 1998; Waldhausrová, 1984). V jižní části JP nalézáme rozsáhlá tělesa ortorul, jejichž genetické sepjetí s plagiogranity je nejisté (Fediuk, 2004).



Jak již bylo řečeno, jílovské pásmo představuje nejkomplexněji zachovanou sekvenci vulkanitů kadomského ostrovního oblouku na severním okraji Gondwany. Röhlich (1998) předpokládá riftový původ těchto hornin díky výskytu polštářových láv, nízkému indexu explozivity a rovnoběžnému průběhu JP s přírodními drahami. Naopak Waldhausrová (1984) nabízí vysvětlení vzniku JP na aktivním kontinentálním okraji kvůli velkým objemům intruzivních hornin. Daleko více argumentů však hovoří pro vznik v oblasti vulkanického oblouku v blízkosti kontinentu (Hajná et al., 2011).

Nejsvrchnějším členem davelského vulkanického komplexu jsou tzv. lečické vrstvy. Vyskytují se všude na hranici mezi davelským vulkanickým komplexem a štěchovickou skupinou, která na ně konkordantně nasedá. Jedná se o silicifikované černé břidlice s proměnlivým obsahem prachových a pískových zrn a s poměrně malým obsahem organiky (Kříbek et al., 2000). Sedimentace lečických vrstev souvisí s transgresí a vytvořením hlubokomořských anoxických podmínek (Cháb, 1993), jejich přesné stáří však stále není známo.



Obrázek 3. Profily jílovským pásmem (JP) v oblasti Luk pod medníkem a Slap. Stratigraficky nejvýše postavené jsou černé břidlice lečických vrstev, dále tufy, ryolity, dacity, andezity až bazalty a na bázi pronikají subvulkanické plagiogranity (trondhjemity).  
(Upraveno podle Röhlich, 1998)

#### 2.4.3. Štěchovická skupina

Štěchovická skupina se nachází jižně od Prahy, jihovýchodně od blovického akrečního komplexu a severozápadně od jílovského pásma a nasedá konkordantně na lečické vrstvy davelského vulkanického komplexu. Je tvořena flyšovým materiálem sneseným tur-

biditními proudy z přilehlého vulkanického oblouku (Drost, 2008; Hajná et al., 2011). Nástup siliciklastické sedimentace spojené s koncem vulkanické aktivity není přesně datován, ale všeobecně se udává 560 Ma (Hajná et al., 2018). Jsou zde rytmicky se střídající břidlice, prachovce a metadroby s polohami slepenců (Fiala, 1948), které se ukládaly v poměrně hlubokomořském prostředí (Röhlich, 1964). Ve slepencích, které tvoří až desítky metrů mocné čočky, převažují valouny drob, prachovců, vulkanitů a granitů, v menší míře se vyskytují i valouny silicitů a metamorfitů (Fiala, 1948; Kříbek et al., 2000). V klastickém materiálu drob můžeme nalézt velké množství přeplavených vulkanitů a tufů (Röhlich, 1964). Na základě geochemických dat víme, že sedimenty štěchovické skupiny pochází zejména z vulkanického oblouku, v podružné míře pak z kontinentu, což svědčí o jejich ukládání v předpolí vulkanického oblouku (Drost, 2008; Sláma et al., 2008).

#### 2.4.4. Svrchnické souvrství

Na jihovýchod od jílovského pásma můžeme nalézt kontaktně metamorfované „ostrovy“ v plášti středočeského plutonického komplexu, tedy izolované zbytky svrchnického souvrství. Podobně jako štěchovická skupina, vznikalo i svrchnické souvrství formou turbiditních proudů tvořících polohy prachovců, drob a slepenců (Hajná et al., 2011; Suk, 1973) v době během i po skončení vulkanické aktivity v davelském vulkanickém komplexu (Sláma et al., 2008). Důležitý rozdíl je však v provenienci materiálu: zatímco štěchovická skupina obsahuje zejména materiál derivovaný z vulkanického oblouku, ve svrchnickém souvrství se mísí materiál jak z vulkanického oblouku, tak z kontinentu, proto předpokládáme, že sedimentace probíhala v zaobloukové pánvi (Sláma et al., 2008). Další rozdíl spočívá v přítomnosti bazaltových a boninitových žil starých 544-524 Ma, které dokumentují utržení subdukované desky a uvolnění tektonického režimu (Hajná et al., 2018; Kachlík, 1992; Sláma et al., 2008). Na svrchnické souvrství nasedají diskordantně uloženiny kambria až devonu (Kachlík, 1992).

## 2.5. Variský vývoj

### 2.5.1. Variská orogeneze

Od středního devonu do svrchního permu probíhala na styku dvou kontinentů – Gondwany a Laurussie – variská orogeneze, jejímž důsledkem je vznik superkontinentu Pangea. Napříč Evropou můžeme pozorovat několik zón variského horstva, od internidů po externidy to jsou: zóna moldanubická, sasko-durynská, reno-hercynská a variská předhlubeň (viz Obrázek 2). První tři z nich tvoří i základní stavbu českého masivu (Franke, 1989; Tait et al., 1997; von Raumer et al., 2003).

TBO byla v době variských orogenních procesů postižena různými stupni metamorfózy a tektonické deformace. Nacházela se v oblasti předobloukové pánve a nikdy nebyla zatažena do velkých hloubek, jako okolní jednotky českého masivu. Pražská pánev vyplněná paleozoickými sedimenty byla zvrásněna do tvaru synklinoria a podobným způsobem jsou zvrásněny i paleozoické sedimenty metamorfovaných ostrovů. Regionální metamorfóza roste od východu, kde se nachází téměř nemetamorfované jílovské pásmo, štěchovická skupina a paleozoické pánve, k západu, kde se v tepelském a domažlickém krystaliniku dostáváme až do sillimanitové zóny v rulách a svorech (Hajná et al., 2012; Havlíček, 1963; Kettner, 1937).

Výrazná je také kontaktní metamorfóza v okolí plutonů, které se v TBO nachází v několika rozlohou malých tělesech a na hranici TBO s moldanubikem v rozsáhlém střeodočeském plutonickém komplexu (dále jen SPK) na JV a v borském a kladrubském masivu na Z. Tato tělesa vystupovala k povrchu v různých fázích orogeneze 380-300 Ma (Janoušek et al., 1995; Klomínský et al., 2010; Kopecký et al., 1997; Siebel et al., 1999).

### 2.5.2. *Střeodočeský plutonický komplex*

SPK se táhne od Říčan po Klatovy v rozloze přibližně 3000 km<sup>2</sup>. Je složen z několika dílčích plutonů, které intrudovaly postupně v rozmezí asi 20 milionů let (Holub et al., 1997a; Janoušek and Gerdes, 2003). Jednotlivé plutony se také liší svým složením od vápenatoalkalických po ultradraselné, tzv. durbachity (Holub et al., 1997b). S SPK se váže vznik žilných derivátů – aplitů, lamprofyrů a pegmatitů např. na Písecku – a ložiskově významná doprovodná mineralizace, zejména ložiska zlata typu „orogenic gold“ v Jílovém u Prahy, Mokrsku a Kašperských horách a polymetalické zrudnění Pb-Zn-Cu v Příbrami (Morávek et al., 1992; Vlašímský, 1982; Zachariáš et al., 2014). Také jílovské pásmo je protknuto těmito žilami a nachází se v něm několik rudních revírů (Morávek and Röhlich, 1971; Zachariáš et al., 2013).

## 2.6. Tektonický vývoj

Jak již bylo řečeno, intruze SPK výrazně ovlivnila okolní proterozoické horniny štěchovické skupiny, svrchnického souvrství a davelského vulkanického komplexu včetně jílovského pásma za prvé z hlediska strukturního, za druhé z hlediska metamorfniho. Jílovské pásmo je vyklenuto do antiklinální struktury s brachyantiklinálním uzávěrem na SV, na rozdíl od okolních proterozoických či paleozoických celků, které vykazují spíše struktury synklinální. Dříve se předpokládalo, že antiklinální struktura je důsledkem kadmokské regionální metamorfózy, dnes však víme, že hlavním procesem regionální deformace, bylo vmístění SPK, zejména kvůli podobnému charakteru deformace ve všech prevariských jednotkách na kontaktu se SPK. V JP se vrásová osa rovnoběžná s kliváží uklání pod úhlem cca 80° k VJV, místy až do polohy překocené vrásky. Čím blíže plutonu a čím nekompetentnější hornina, například břidlice štěchovické skupiny či bazalty jílovského pásma, tím jsou klivážové domény hustší, v plagiogranitech je naopak kliváž téměř nezřetelná. Také lineace je běžným fenoménem, vyskytuje se na klivážových plochách ve směru SSV či JJZ a je subhorizontálně ukloněná. V JP pozorujeme mnoho směrných zlomů paralelních s kliváží, na kterých je směr pohybu jak poklesový s maximálním přemístěním až prvních kilometrů, tak násunový s maximálním přemístěním až prvních stovek metrů. Z tohoto důvodu je vulkanogenní sekvence velmi narušena a původní stavba vulkanického oblouku těžko sledovatelná. Především násunové zlomy hostí typické zlatonosné zrudnění. JP je postiženo i příčnými zlomy, které způsobují jeho nepravidelnou šířku 0-3 km (Morávek and Röhlich, 1971; Rajlich et al., 1988; Žák et al., 2005).

## 2.7. Metamorfnní v3voj

Podobn3 jako tektonick3 deformace tak3 metamorf3za je pravd3podobn3 z v3tšiny varisk3ho st3ří, a3koliv pro toto tvrzení nem3me mnoho d3kaz3. R3hlich (1972) p3edpokl3dal 3 r3zn3 metamorfnní procesy.

1. Autometamorf3za v době vzniku hornin. K ní doch3zelo v d3sledku kontaktu magmatu s mořskou vodou a mohly p3i ní vzniknout miner3ly chlorit, epidot a albit. Tyto miner3ly však mohly vykrystalovat i v pozd3jších metamorfnních procesech.
2. Kadomsk3 metamorf3za. Ta m3la mít charakter region3lní metamorf3zy spojen3 se vznikem kliv3že. Stupeň metamorf3zy stoup3 od SV k JZ s n3padným skokem zelen3 b3řidlice-ortoruly v okolí Zduchovic. Nyní však p3epokl3d3me vznik kliv3že p3i varisk3m vr3sn3ní a proto m3žeme i region3lní metamorf3zu p3iřadit z v3tš3 části k tomuto období (Rajlich et al., 1988; Ź3k et al., 2005).
3. Varisk3 metamorf3za. Posledn3 a nejv3yzn3jší p3etišt3ní struktury JP prob3hlo v době varisk3 orogeneze. V ní m3žeme vy3lenit metamorf3zu region3lní a metamorf3zu kontaktní. Kv3li n3kolika po sob3 jdoucím metamorfnním procesech lze jen t3žko rozpoznat, jak3 p3esn3 3činky m3la varisk3 region3lní metamorf3za, a tak se o tuto interpretaci doposud nikdo s 3sp3chem nepokusil. Varisk3 kontaktní metamorf3za je oproti tomu d3br3 dokumentov3na. Od SZ, kde jsou 3činky intruze SPK minim3lní, metamorf3za postupn3 stoup3 p3es facii albit-epidotick3ch rohovc3 a až po facii amfibolick3ch a pyroxenick3ch rohovc3 (Fediukova and Fediuk, 2000; R3hlich, 1972; Waldhausrov3, 1984).

### 3. PETROGENEZE A GEOCHEMIE TRONDHJEMITŮ, ADAKITŮ A PLAGIOGRANITŮ

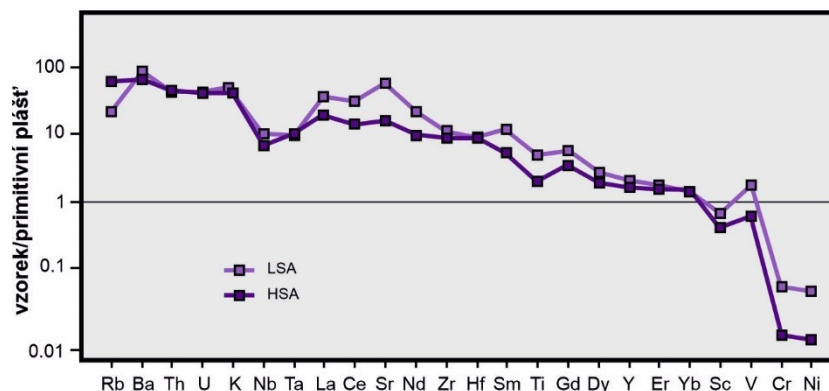
Subvulkanické horniny jílovského pásma jsou Si, Al a Na bohaté plutonické horniny, podle Streckeisenovy klasifikace nazývané trondhjemity. Tento typ hornin může vznikat různým způsobem v různých geotektonických prostředích (Barker, 1979; Streckeisen, 1976). Název trondhjemit je však tradičně spjatý s archaickými TTG (tonalit-trondhjemit-granit) sériemi, proto budeme dále používat výstižnější názvy hornin podle jejich způsobu vzniku (Moyen and Martin, 2012).

#### 3.1. Adakity

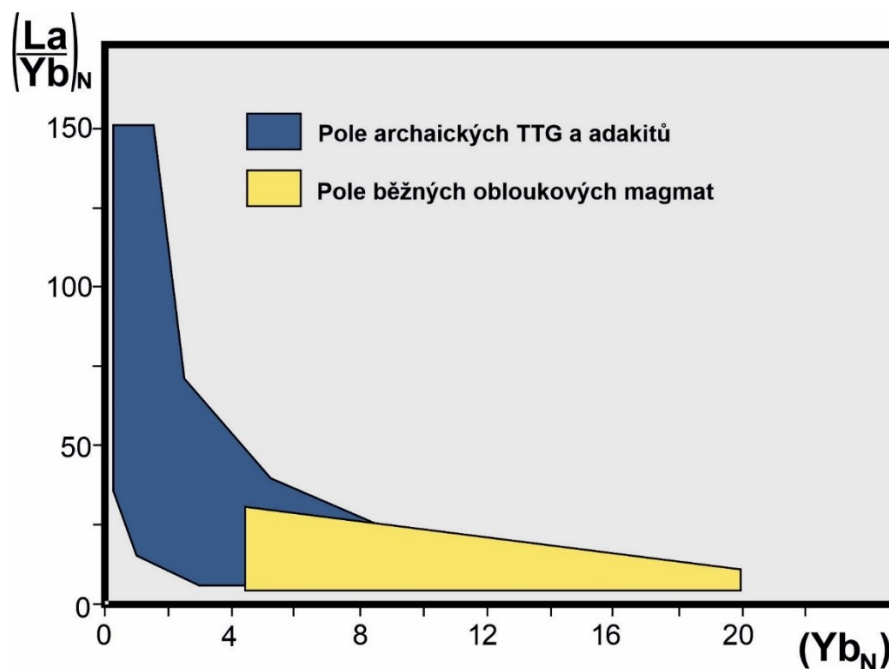
Adakit je všeobecné označení pro výlevnou či plutonickou horninu vzniklou tavením subdukované oceánské desky. Adakity rozdělujeme na dvě skupiny – adakity s vysokým podílem  $\text{SiO}_2$  (HSA, obsah  $\text{SiO}_2$  se pohybuje okolo 65 hm%) a adakity s nízkým podílem  $\text{SiO}_2$  (LSA, obsah  $\text{SiO}_2$  se pohybuje okolo 56 hm%) (Martin et al., 2005; Moyen, 2009). Obě tyto skupiny obsahují plagioklas, amfibol a biotit, LSA navíc mohou obsahovat pyroxeny. Záznam stopových prvků vykazuje vysoké koncentrace Cr (36 ppm), Ni (24 ppm) a Sr (>400 ppm) a naopak nízké koncentrace Y (<18 ppm) (viz Obrázek 4). Prvky vzácných zemin (REE) jsou výrazně frakcionované s velkým obohacením o těžké vzácné zeminy ( $\text{La/Yb} > 10$ ; viz Obrázek 5) (Defant and Drummond, 1990; Martin et al., 2005). Adakitické trondhjemity tvoří často velké, vnitřně nediferenciované plutony, umístěné do struktury vulkanických oblouků (Atherton and Petford, 1993).

Významný je rozdíl v petrogenези HSA a LSA. HSA vznikají v podmínkách stabilního granátu ( $P = 22\text{--}26$  kbar,  $T = 750\text{--}800$  °C) tavením vodou bohatého bazaltického materiálu, tedy subdukované oceánské desky, s variabilní kontaminací asimilovaného peridotitu plášťového klínu (Castillo, 2006; Drummond et al., 1996; Martin et al., 2005; Stern and Kilian, 1996). Oproti tomu LSA musely projít dvěma fázemi tavení. Nejdříve se tavila subdukovaná deska, ale vzniklé magma se kompletně smíchalo s materiálem plášťového klínu a tento metasomatizovaný materiál se taval až ve druhé fázi (Martin et al., 2005; Moyen, 2009). Aby však došlo k tavení subdukované desky, musí být deska horká (=mladá), subdukce proto nesmí probíhat daleko od středoocéánského hřbetu (Defant and Drummond, 1990).

Adakitům podobné horniny mohou také vznikat různými jinými způsoby v oblasti subdukce či orogenních pásem (Castillo, 2012). Podobný záznam hlavních i stopových prvků totiž docílíme tavením již částečně vykrytalizovaného mafického magmatu, které se umístilo pod kontinentální kůru procesem zvaným underplating (Atherton and Petford, 1993; Bao et al., 2007) nebo tavením spodní mafické kůry (Kohút et al., 1999; Wang et al., 2002).



Obrázek 4. Spider diagram stopových prvků adakitů normalizovaný primitivním pláštěm (McDonough et al., 1992). Vidíme výrazné obohacení o nekompatibilní prvky a negativní Nb, Ta a Ti anomálii. LSA navíc vykazují pozitivní Sr anomálii a obohacení o REE. (Upraveno podle Moyen and Martin, 2012)



Obrázek 5. Diagram normalizovaných hodnot La/Yb vs. Yb. TTG a adakity vykazují vysokou frakcionaci REE (vysoký poměr La/Yb), zatímco běžné obloukové vulkanity poměrně nízkou. (Upraveno podle Martin, 1986)

### 3.2. Plagiogranity

Plagiogranity jsou SiO<sub>2</sub> bohaté plutonické horniny vzniklé v různých prostředích různými procesy (Brophy, 2008; Coleman and Peterman, 1975; Koepke et al., 2007). Nacházíme je v ofiolitech, kde tvoří drobná lokalizovaná intruzivní tělesa ve svrchních partiích gabro a v žilných komplexech (Coleman and Peterman, 1975), ve vulkanických obloucích (Beard, 1998; Nguyen et al., 2019; Phelps and Avé Lallemant, 1980) anebo na kontinentálních riftech (Borsi et al., 1996). Skládají se převážně z plagioklasu (An<sub>10-60</sub>) a křemene s vedlejšími minerály pyroxenem, amfibolem, chloritem, akcesorickými minerály magnetitem, ilmenitem, zirkonem a sekundárními minerály epidotem, chloritem, aktinolitem a albitem (Coleman and Donato, 1979).

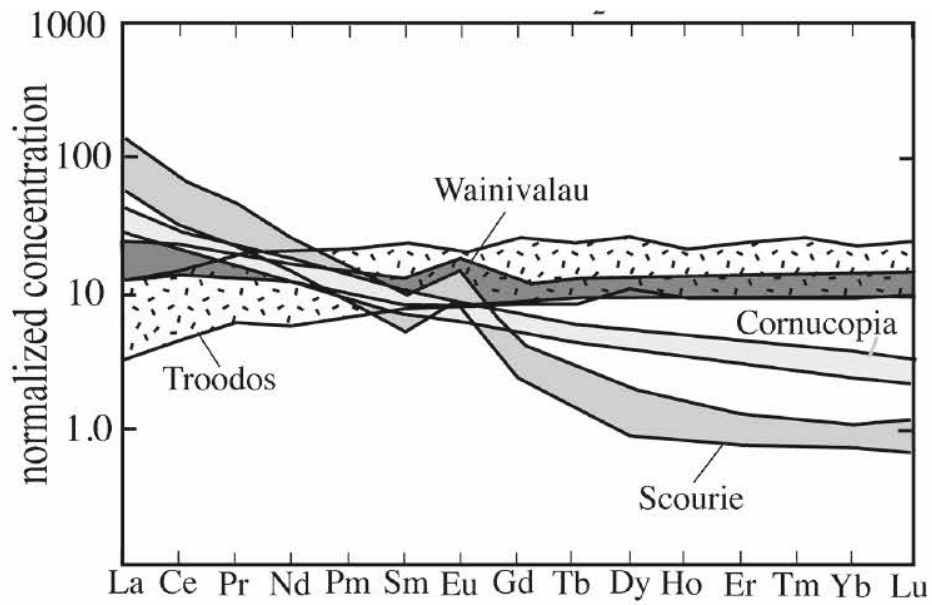
Geochemicky můžeme plagiogranity charakterizovat vysokým obsahem CaO, Na<sub>2</sub>O a Y a nízkým obsahem K<sub>2</sub>O, Fe<sub>TOT</sub>, Sr a Rb oproti kontinentálním granitům (Coleman and Donato, 1979; Coleman and Peterman, 1975; Frost et al., 2016; Nguyen et al., 2019). V AFM diagramu spadají do pole tholeitického či vápenato-alkalického trendu podle prostředí vzniku. Také distribuce vzácných zemin korespondují s prostředím vzniku (viz Obrázek 6) (Arth, 1979; Brophy, 2008; Nguyen et al., 2019).

Ofiolitové komplexy, kde se plagiogranity vyskytují nejčastěji, jsou tradičně chápány jako obdukcí vyvlečené části oceánské kůry na kůru kontinentální a zachovávají proto typické zonální uspořádání oceánské kůry (ultramafické horniny – páskované gabro – žilný komplex – polštářové lávy – sedimenty) (Coleman, 1971; Davies, 1971; Wilson and Ingham, 1959). Oceánská kůra, která je pozdějšími procesy vyvlečena a zabudována v kontinentální kůře, vzniká zpravidla blízko kontinentu, typicky v zaobloukové či meziobloukové pánvi (Alabaster et al., 1982; Koepke et al., 2007; Samson et al., 2004) a jen velmi málo ofiolitů má předpokládaný vznik na středooceánském hřbetu daleko od pevniny (Beccaluva et al., 1977; Ghazi et al., 2004).

Dále se plagiogranity vyskytují v ostrovních vulkanických obloucích. Tvoří zde drobná žilná tělesa i několik kilometrů velké intruze v amfibolitech a gabrech (Malpas, 1979). Fosilní ostrovní oblouky s plagiogranity jsou často zabudovány do struktury ofiolitů (Alabaster et al., 1982; Malpas, 1979; Nguyen et al., 2019). Recentní ostrovní oblouky často obsahují polohy plagiogranitů, nebo jsou předpokládány pod povrchem (Ishizaka and Yanagi, 1977). Plagiogranity mohou vznikat na středooceánských hřbetech či nad subdukčními zónami těmito procesy (Koepke et al., 2007):

1. Pozdní diferenciaci magmat středooceánských hřbetů (MORB).
2. Parciální tavení gabrového či amfibolitového protolitu.
3. V důsledku nemísivosti ve vyvinutém tholeitickém magmatu.
4. Asimilace a parciální tavení dříve alterovaných bazaltických žil.

Geochemický záznam těchto procesů je však často velmi podobný, proto je vznik plagiogranitů předmětem četných diskusí. Na druhou stranu, v poslední době se v tomto tématu podařilo znatelně pokročit (Brophy, 2009, 2008; Frost et al., 2016; Pu et al., 2014).



Obrázek 6. Spider diagram REE trondhjemitů různých lokalit normalizovaný chondritem. Lokality Scourie reprezentuje subdukční adakity, Cornucopia reprezentuje orogenní adakity a Troodos a Wainwalu reprezentují oceánské plagiogranity. (Upraveno podle Frost et al., 2016)



#### 4. IZOTOPICKÝ SYSTÉM SR-ND

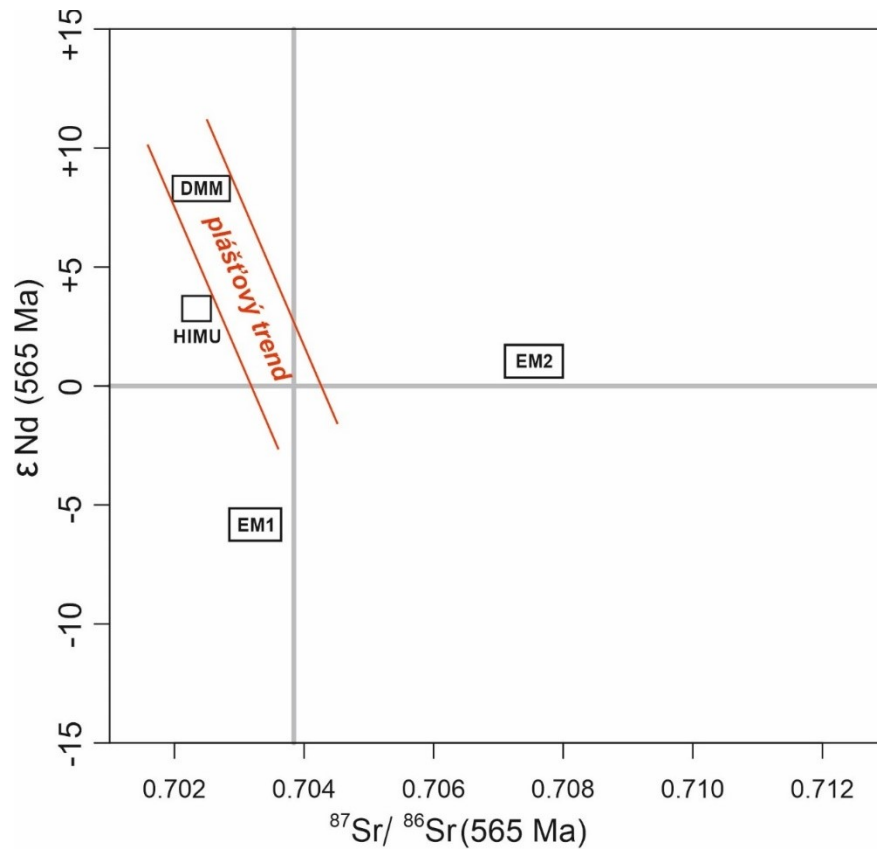
Pomocí izotopových poměrů Sr a Nd získáváme představu o zdroji magmatu, ze kterého krystalovaly studované horniny. Zakládá se na principu radioaktivního rozpadu  $^{87}\text{Rb}$  na  $^{87}\text{Sr}$  a  $^{147}\text{Sm}$  na  $^{143}\text{Nd}$ .  $^{87}\text{Rb}$  se rozpadá na  $^{87}\text{Sr}$  s poločasem rozpadu  $4,9 \cdot 10^{10}$  let a  $^{147}\text{Sm}$  se rozpadá na  $^{143}\text{Nd}$  s poločasem rozpadu  $1,6 \cdot 10^{10}$  let. Podíl dceřiných radio-  
genních izotopů tedy stále stoupá, čehož se využívá zejména v geochronologii a horninové geochemii. Koncentrace izotopů se zpravidla uvádí v poměrech se stabilními izotopy stejného prvku, jejichž množství zůstává na Zemi v čase konstantní ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) (White, 2013).

Rubidium, Sr, Sm i Nd jsou prvky nekompatibilní, tzn. při parciálním tavení či frakční krystalizaci vstupují, resp. zůstávají v tavenině. Rubidium je však více nekompatibilní než Sr, proto je Rb a  $^{87}\text{Sr}$  v důsledku rozpadu  $^{87}\text{Rb}$ , více obohacené v taveninách. Tzn. že i v zemské kůře, která vznikla parciálním tavením svrchního pláště, nebo v obohacném plášti, který je obohacen o nekompatibilní prvky. Poměr  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  je tedy vyšší v magmatech vzniklých tavením kůry či obohacného pláště, a naopak nižší v magmatech vzniklých tavením ochuzeného pláště, který je zdrojem bazaltů středoocéánských hřbetů. Podobně funguje i systém Sm-Nd. Neodym je více nekompatibilní než Sm, proto Sm vstupuje spíše do taveniny, poměr  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  je tedy vyšší v ochuzeném plášti a nižší v obohacném plášti či zemské kůře. Pro zjednodušení byl zaveden parametr  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , který udává odchylku o tzv. chondritického uniformního rezervoáru (CHUR) a jehož pozitivní hodnoty znamenají ochuzený zdroj magmatu a negativní obohacený zdroj magmatu (vždy pro dané stáří hornin) (White, 2013). Parametr  $\epsilon_{\text{Nd}}$  spočítáme následující rovnicí:

$$\epsilon_{\text{Nd}}^t = \left[ \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{vzorek}}^t}{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t} - 1 \right] * 10000$$

Následně můžeme parametr  $\epsilon_{\text{Nd}}$  a poměr  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vynést do grafu, který jasně určuje zdroj magmatu anebo příp. jeho modifikaci např. asimilací materiálu kontinentální kůry (viz Obrázek 7). V magmatech derivovaných z pláště jsou  $\epsilon_{\text{Nd}}$  a poměr  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na sobě závislé a sledují tzv. plášťový trend. Jakákoliv odchylka od tohoto trendu se nazývá decoupling (rozpojení) a znamená pozdější ovlivnění tohoto systému selektivním přínosem daných izotopů např.  $^{87}\text{Sr}$  z mořské vody, subdukčních fluid aj. Na grafu  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  můžeme též vyčlenit několik hypotetických rezervoárů, ke kterým je možné dané magma anebo horninu vztáhnout. Rezervoár DMM (depleted MORB mantle) představuje ochuzený plášť, ze kterého jsou derivovány typicky bazalty středoocéánských hřbetů. Rezervoár EM1 (enriched mantle 1) představuje plášť obohacený o nekompatibilní prvky, ze kterého jsou derivovány typicky bazalty oceánských ostrovů. Rezervoár EM2 (enriched mantle 2) reprezentuje plášť obohacený subdukčními fluidy. Je obohacen o nekompatibilní prvky kromě HFSE (prvky se silným iontovým nábojem jako např. Zr, Hf, Nb a Ta). Posledním zmiňovaným rezervoárem je HIMU, tedy rezer-

voár s vysokým podílem U/Pb. Pro jeho vznik existuje mnoho různých vysvětlení, kterými se nebudeme dále zabývat (Rollinson, 1993).



Obrázek 7. Graf  $\epsilon Nd$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  znázorňující různé rezervoáry, ze kterých je magma derivováno. DMM (depleted MORB mantle) = ochuzený plášť. EM1 (enriched mantle 1) = obohacený plášť 1. EM2 (enriched mantle 2) = obohacený plášť 2. HIMU = rezervoár s vysokým podílem U/Pb.

## 5. METODIKA PRÁCE

### 5.1. Odběr a příprava vzorků

Analyzované vzorky plagiogranitů jílovského pásma (5 ks) byly odebrány doc. Lukášem Ackermanem a doc. Václavem Kachlíkem v roce 2017 na dobře odkrytých skalních výchozech, nicméně v rámci této práce byly tyto výchozy znovu navštíveny za účelem dokonalého obeznámení z geologií JP a studovaných hornin (viz Obrázek 8). Dva vzorky pochází ze skalních výchozů na pravém břehu řeky Sázavy v okolí obce Luka pod Medníkem (P1, P2). Dva vzorky byly odebrány na pravém břehu řeky Vltavy v údolí Svatojánských proudů mezi obcemi Třeбенice a Štěchovice (P3, P4). A jeden vzorek pochází z výchozu v zářezu silnice západně od Živohoště (P5). Z těchto vzorků byly zhotoveny leštěné kryté výbrusy v brusírně na PřF UK určené na optickou mikroskopii. Kromě toho byly vzorky homogenizovány v čelistových drtičích a v achátových miskách v drtírně na PřF UK na analytickou jemnost pro chemické analýzy.



Obrázek 8. Plagiogranitová skála na pravém břehu Sázavy nedaleko obce Luka pod Medníkem.  
FOTO: autor práce.

### 5.2. Optická mikroskopie

Pro mikroskopické studium byl použit mikroskop Nikon eclipse LV 100 POL na Ústavu geologie a paleontologie PřF UK. Mikroskop je vybavený kamerou Canon EOS 500D. Práce s mikroskopem a interpretace výsledků pozorování byla konzultována s doc. Václavem Kachlíkem.

### 5.3. Analýza hlavních prvků a stopových prvků

Obsahy hlavních prvků byly určeny v laboratořích Geologických ústavů PřF UK (odborný referent Ing. Věra Vonásková) tzv. mokrou cestou. Obsahy stopových prvků byly určeny v laboratořích Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů PřF UK (odborný referent doc. RNDr. Ladislav Strnad) na kvadrupolovém hmotnostním spektrometru s indukčně vázanou plazmou ICP MS X Series II Thermo Scientific.

### 5.4. Stanovení izotopových poměrů Rb–Sr a Sm–Nd

Izotopové poměry Sr a Nd a vysoce přesné stanovení koncentrací Sm a Nd metodou izotopového ředění tří vzorků plagiogranitů byly provedeny v laboratořích Geologického ústavu AV ČR. Rozklad vzorku v kyselinách a separaci Sr, resp. vzácných zemin prováděl autor práce za pomoci doc. Lukáše Ackermana a Mgr. Evy Haluzové. Následné měření na termálním ionizačním hmotnostním spektrometru (TIMS) prováděl RNDr. Jan Rejšek.

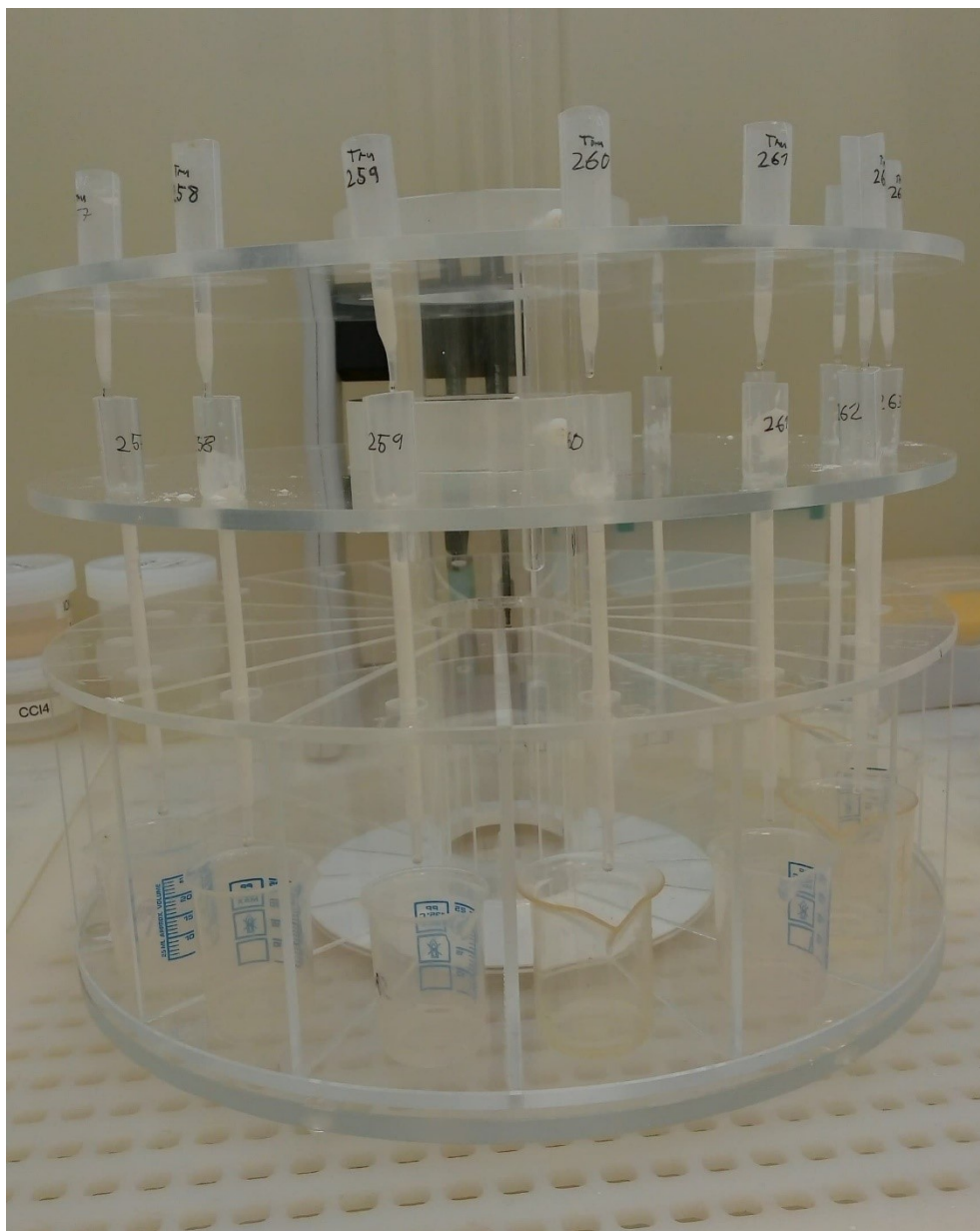
#### 5.4.1. Laboratorní část

Příprava vzorků byla provedena v čisté laboratoři Geologického ústavu AV ČR následujícím postupem.

Nejdříve bylo nutné připravit čisté teflonové kelímky a kolony pro iontovou chromatografii. Pro tento účel byly teflonové kelímky (TB) louženy ve směsi 50% lučavky královské (*aqua regia*) a 50% ultračisté deionizované (Milli-Q, dále MQ) vody, poté vymyty v MQ a opět důkladně vyvařeny v MQ. Kolony jsou běžně naloženy v 6 M HCl, před použitím byly opláchnuty v MQ. Následně se navážka cca 150 mg vzorku nechala rozpustit v TB v 7 M HNO<sub>3</sub> a v koncentrované HF (40 %) při teplotě 140 °C po dobu tří dnů. Pak byly vzorky opakovaně rozpouštěny v koncentrované HNO<sub>3</sub> a HCl kvůli odstranění všech vzniklých fluoridů. Po vysušení roztoku se odparek rozpustil v 1 M HNO<sub>3</sub> a před separací na kolonách se do vzorku přidalo 100–200 µg kyseliny askorbové pro navázání přebytečného Fe<sup>3+</sup> a vzorky se ponořily do ultrazvukové lázně. Po vyndání z lázně měly světle nažloutlou barvu a byly připraveny na iontovou chromatografii.

Před samotnou iontovou chromatografií bylo kolony nutné ve spodní části ucpat křemennou vatou, popsat čísla vzorků a dát do držáku nad sebe do tandemu. Do horních kolon (Sr.kolony) se přidalo 250 µl ionexu Sr.Spec (Triskem) a spodních kolon se přidalo 250 µl ionexu Tru.Spec (Triskem). Poté se vzorek centrifugoval a napipetoval 1 ml do horní Sr.kolony. Pomocí prolévání směsí 1 M HNO<sub>3</sub>–0.28 M C<sub>6</sub>H<sub>8</sub>O<sub>6</sub> se v Sr.koloně zachytne Ba, Sr a Pb, kdežto do Tru.kolony jsou vymyty LREE. Následně se kolony rozdělí a s každou se pracuje samostatně. Tru.kolony se musí vymýt a ekvilibrovat pomocí HNO<sub>3</sub> a dát na horní pozici do tandemu s Ln.kolonami (viz Obrázek 9). Ln.kolony byly připraveny podobným procesem jako předešlé kolony, jen s tím rozdílem, že byl použit cca. 1 ml ionexu Ln.Spec (Triskem). Pomocí 0.05 M HNO<sub>3</sub> se LREE přenesou do Ln.kolon, Tru.kolony se mohou odstranit a dále separace probíhá jen v Ln.kolonách. Pomocí 2,5 ml 0,25 M HCl se vymývají z Ln.kolon La, Ce a Pr, pak se pod kolony dají TB a opět pomocí 2.2 ml 0,25 M HCl se z Ln.kolon uvolňuje nejdříve Nd a potom (do dalších TB) i Sm s použitím 1.5 ml 0.75 M HCl. Souběžně s tímto procesem se separovalo na Sr.kolonách i Sr. Nejprve je třeba pomocí 7 M HNO<sub>3</sub> vymýt z kolon Ba a další nežádoucí prvky. Pak se pod kolony umístí TB a pomocí 2 ml 0,05 M HNO<sub>3</sub> se do nich

vypláchne Sr frakce. Zachycené frakce Nd, Sm a Sr je pak ještě nutno vysušit při teplotě 80 °C a jsou připraveny na měření na TIMS (Pin et al., 2014).



Obrázek 9. Separace REE na Tru a Ln kolonách v tandemu.  
Foto: autor práce.

#### 5.4.2. Měření na TIMS

Termální ionizační hmotnostní spektrometr (TIMS) byl pro účely této práce použit ke stanovení izotopových poměrů Sr, Sm a Nd a následnému výpočtu koncentrací Sm a Nd metodou izotopového ředění. Vzorek se nejprve nanese na rheniové (Nd, Sm) nebo wolframové (Sr) vlákno. To se pak umístí do ionizační komory, kde je vzorek díky procházejícímu elektrickému proudu ionizován a atomizován. Z ionizační komory putuje vzorek do magnetového sektoru s elektromagnetickým polem, v němž jsou izotopy na základě různé hmotnosti vychýleny ze svých trajektorií a původně jeden svazek atomů se tak rozdělí na několik menších dle jejich hmotností. Ty jsou zachyceny pomocí několika Faradayových detektorů a softwarově zpracovány (Makishima, 2016).

Naše připravené vzorky Sr byly naneseny na W vlákno, pokryty Ta aktivátorem a analyzovány ve statickém módu pomocí čtyř Faradayových detektorů, korekce na izotopickou frakcionaci byla provedena pomocí  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,3752$ . Pro vzorky Nd a Sm bylo použito Re vlákno, dvojitý konfigurační mód (Re-Re vlákna pro Nd, Ta-Re vlákna pro Sm), korekce pro Nd pomocí  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  a pro Sm pomocí  $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm} = 0,56081$ . Reprodukovatelnost Sr a Nd analýz byla monitorována pomocí Sr standardu NIST SRM 987, který měl poměr  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  na  $0,710247 \pm 0,000013$  ( $2\sigma$ ,  $n=34$ ) a JNd-1 standardu  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  s poměrem  $0,512100 \pm 0,000008$  ( $2\sigma$ ,  $n=24$ ). Na celkovou kontrolu správnosti analýz byl použit referenční materiál BCR-2 (USGS), který prokázal minimální odchylku od správných výsledků (Jochum and Nohl, 2008).

## 6. VÝSLEDKY

### 6.1. Petrografie plagiogranitů Jílovského pásma

Podrobný petrografický výzkum plagiogranitů JP provedl již Röhlich (1972), na nějž navazují Vysvětlivky ke geologické mapě 1:25000 (1994) a další autoři – Waldhauserová (1984), Röhlich (1998) Fediuk (2004). Následující petrografický popis vychází z těchto publikací a z výbrusů nově odebraných vzorků.

Plagiogranity mají holokrystalickou, ekvigranulární, středně zrnitou až jemnozrnnou texturu. Zpravidla je neuspořádaná, náhodná, ale v některých výbrusech (P1) vidíme velmi slabé usměrnění.

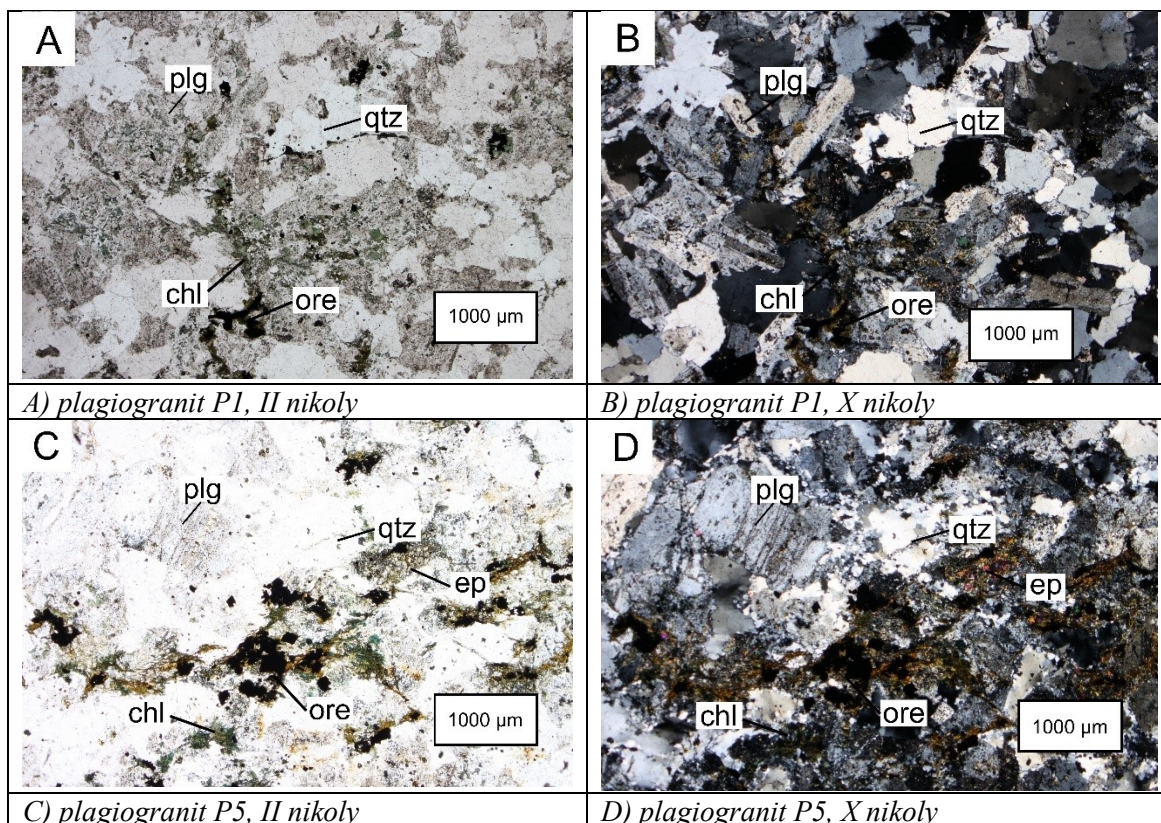
Hlavními minerály jsou křemen a albit, vedlejšími chlorit a rudní minerály, někdy amfibol (P4, P5) a epidot (P5), akcesorickými opět amfibol a epidot, dále apatit, rutil a titanit. Číslo tmavosti se pohybuje mezi 5 a 10, ale některé partie mohou být hololeukokratické nebo naopak velmi tmavé (Röhlich, 1972).

Křemen je v plagiogranitech nejběžnějším minerálem. Velikost zrn se pohybuje okolo 2 mm, maximálně 4 mm. Mají hypidiomorfní až allotriomorfní omezení, často jsou popraskaná a výplň v prasklinách tvoří živec či velmi jemnozrnná směs ostatních minerálů. Vykazuje undulózni zhášení. Uzavřeniny jsou někdy častější, někdy méně a vyskytuje se v nich albit, rudní minerály a výjimečně chlorit.

Albit je dalším hlavním minerálem. Zrna albitu mají velikost okolo 2 mm, v některých výbrusech až 4 mm (P3, P4, P5). Omezení krystalů je hypidiomorfní až allotriomorfní. V uzavřeninách vidíme rudní minerály a častou sekundární sericitizaci. Ve zkřížených nikolech jsou zrna jen zřídka lamelovaná a ještě výjimečněji jsou zonální.

Nejběžnějším vedlejším minerálem jsou blíže neurčené rudní minerály. Některá zrna jsou allotriomorfní, některá až idiomorfní a jejich velikost je maximálně 1 mm. Tvoří větší shluky i drobné vtoušeniny v křemeni a albitu.

Chlorit (vedlejší minerál) tvoří v plagiogranitech drobné šupinkovité agregáty do 0,5 mm vyplňující prostor mezi zrny živce a křemene. Má allotriomorfní omezení, je omezen zejména tvarem živců. Občas tvoří větší shluky s amfibolem a epidotem (P5) nebo s aktinolitom (P4). Vykazuje proměnlivé optické vlastnosti i v mezích jednoho vzorku – rozdílný pleochroismus i interferenční barvy (Röhlich, 1972).



Obrázek 10. Mikroskopické vzorky plagiogranitů P1 a P5. Plg = plagioklas, qtz = křemen, chl = chlorit, ore = rudní minerály, ep = epidot.

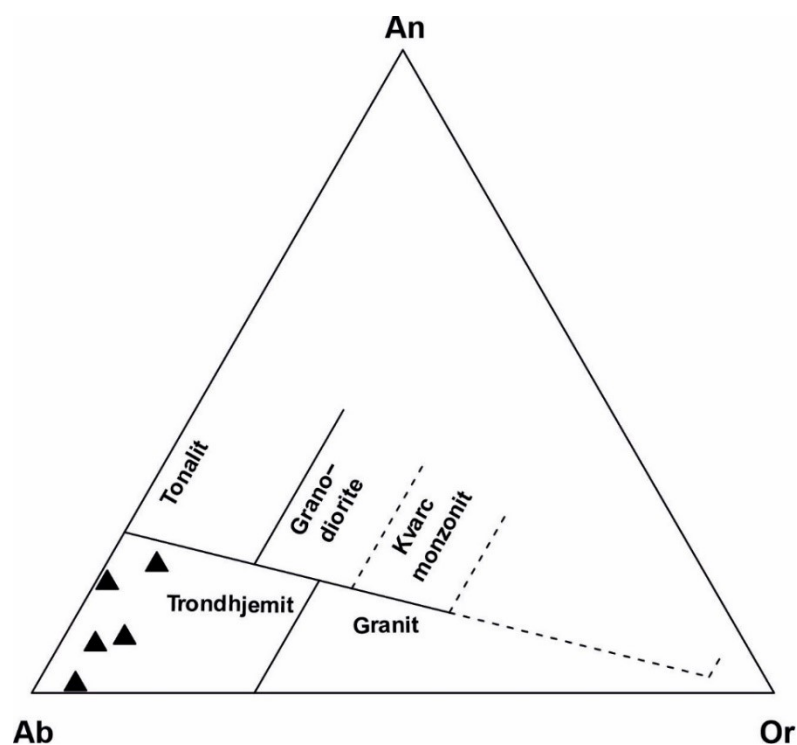
## 6.2. Geochemie hlavních prvků

Všechny analýzy hlavních a stopových prvků a izotopů byly zpracovávány v programu GCDkit (Janoušek et al., 2006), ve kterém byly vytvořeny i všechny zde prezentované grafy. Obsahy hlavních prvků studovaných vzorků jsou uvedeny v Tab. 1. Plagiogranity jílovského pásma obsahují 67–76 hm% SiO<sub>2</sub> s aritmetickým průměrem 73 hm%. Zároveň obsahují průměrně 13,2 hm% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a 5,1 hm% Na<sub>2</sub>O. Naopak obsahují velmi málo CaO (1,5 hm%), K<sub>2</sub>O (0,4 hm%), MgO (1,2 hm%) a Fe<sub>TOT</sub> (3,7 hm%). Díky tomuto složení se nedají horniny klasifikovat pomocí tradičních TAS (Total Silica-Alkali) diagramů (Cox et al., 1979), ale musíme použít ternární živcový diagram (O'Connor, 1965) určený pro klasifikaci leukokratických granitoidů, který používá normativní hodnoty Ab (albit), An (anortit) a Or (ortoklas). V tomto diagramu spadají všechny vzorky jednoznačně do pole trondhjemitů (viz Obrázek 11). Dále můžeme na základě AFM diagramu (Irvine and Baragar, 1971) určit jasný alkalicko-vápenatý trend (viz Obrázek 12). V binárních diagramech SiO<sub>2</sub> vs. ostatní oxidy (Obr. 13) můžeme jen výjimečně sledovat nějaké korelace. TiO<sub>2</sub> vykazuje jednoznačnou negativní korelaci s SiO<sub>2</sub>. Naopak MgO a Fe<sub>TOT</sub> vykazují méně výrazné negativní korelace. Jedině CaO vykazuje pozitivní korelaci s SiO<sub>2</sub> a v distribuci ostatních prvků pak už nevidíme žádnou souvislost s obsahem SiO<sub>2</sub> (viz Obrázek 13).

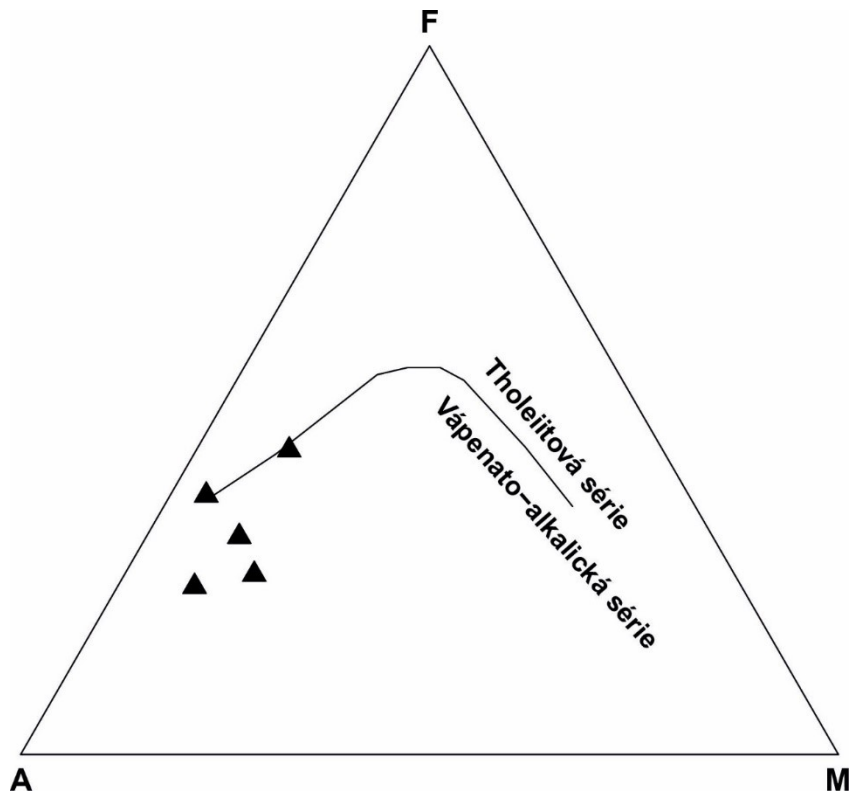


Tabulka 1. Silikátová analýza hlavní prvků.

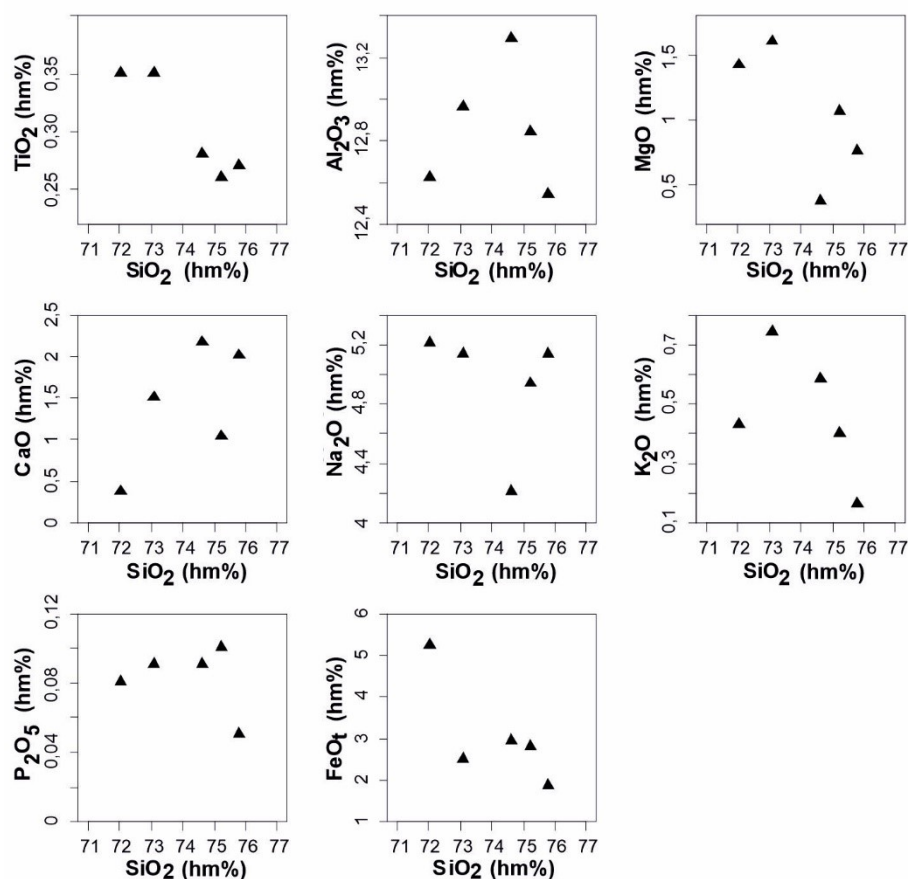
Vzorek	P1	P2	P3	P4	P5
Lokalita	Žampach	Luka pod Medníkem	Třeбенice	Třeбенice	Křeničná
SiO <sub>2</sub> (hm%)	73,10	72,04	75,22	75,78	74,62
TiO <sub>2</sub>	0,35	0,35	0,26	0,27	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,96	12,62	12,84	12,54	13,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	5,63	2,01	1,55	2,37
FeO	1,37	0,19	0,99	0,46	0,81
MnO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05
MgO	1,6	1,42	1,06	0,76	0,37
CaO	1,5	0,37	1,03	2,01	2,16
Na <sub>2</sub> O	5,14	5,22	4,94	5,16	4,22
K <sub>2</sub> O	0,74	0,43	0,40	0,16	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,08	0,10	0,05	0,09
H <sub>2</sub> O-	0,04	0,08	0,12	0,08	0,14
CO <sub>2</sub>	0,40	0,13	0,16	0,10	0,09
H <sub>2</sub> O+	1,06	1,12	0,59	0,58	0,56
Suma	99,65	99,72	99,75	99,53	99,63



Obrázek 11. Ternární živcový diagram (O'Connor, 1965). Ab = normativní albit, An = normativní anortit, Or = normativní ortoklas. Plagiogranity JP spadají do pole trondhjemitů.



Obrázek 12. AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971):  $A=Na_2O+K_2O$ ;  $M=MgO$ ;  $F=FeO+0,9xFe_2O_3$ . Vzorok plagiogranitů JP spadají do série vápenato-alkalické.



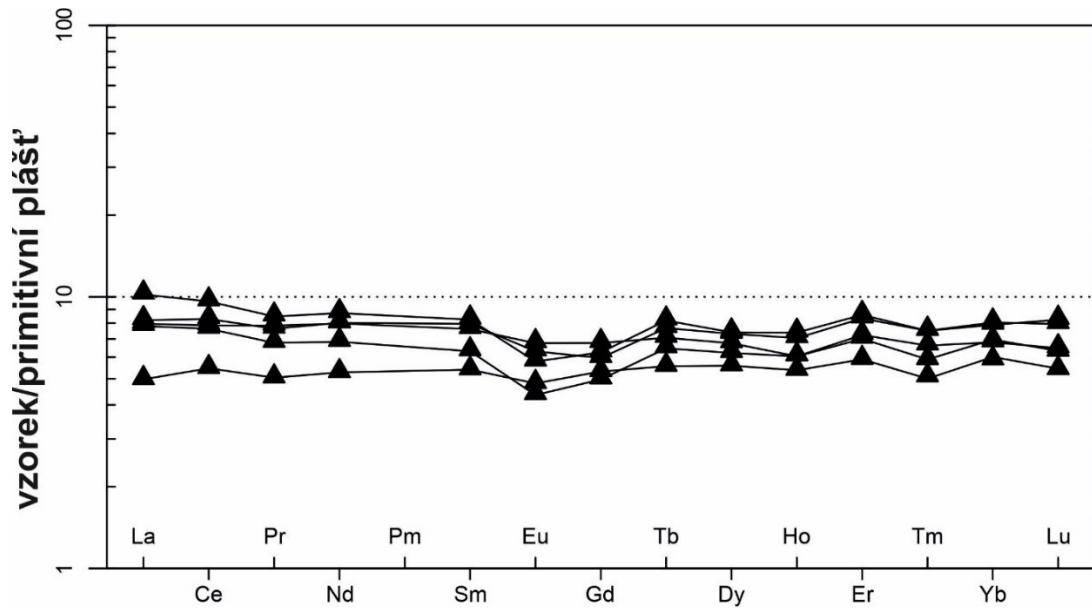
Obrázek 13. Diagramy hl. oxidů:  $\text{SiO}_2$  vs. ostatní oxidy v hmotnostních procentech. Vidíme negativní korelace u  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  a  $\text{FeO}$ , a pozitivní korelaci u  $\text{CaO}$ .

### 6.3. Geochemie stopových prvků

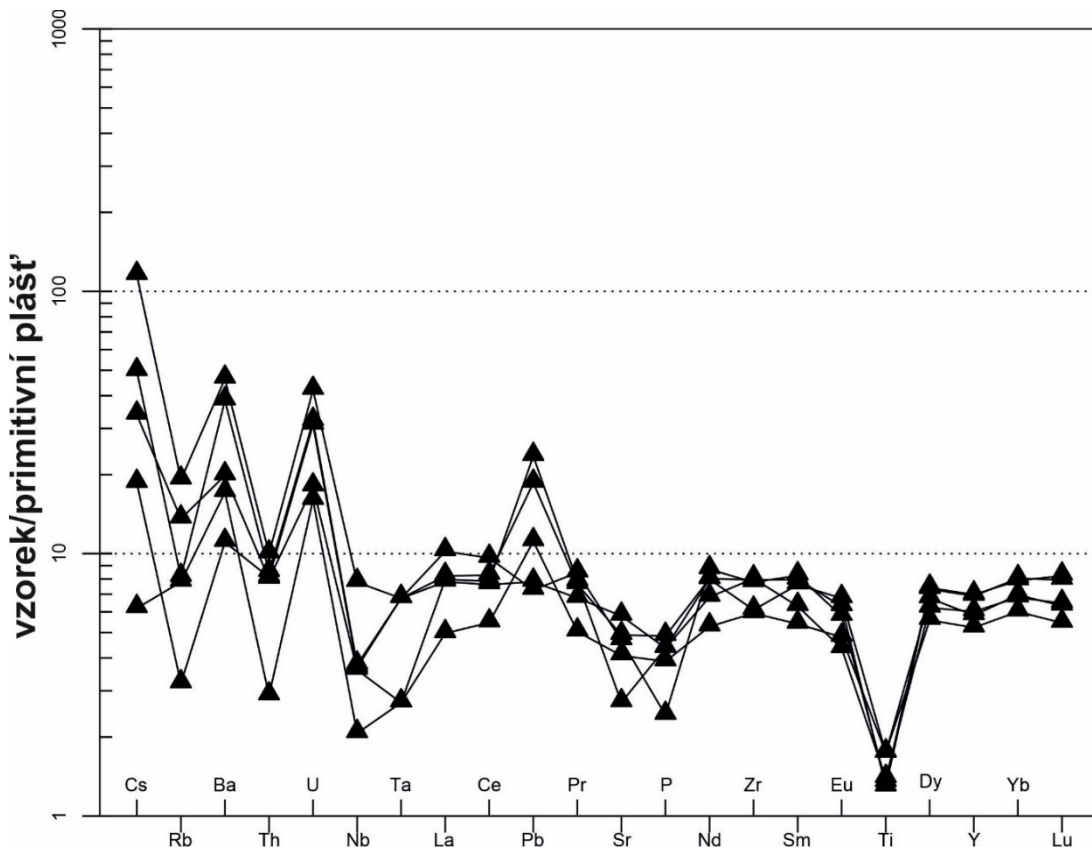
Obsahy stopových prvků plagiogranitů JP jsou uvedeny v Tab. 2. Stopové prvky se zobrazují v diagramech normalizovaných nějakým referenčním materiálem (pro potlačení vlivu tzv. Oddo-Harkinsova pravidla), v našem případě budeme používat jak v případě REE tak ostatních stopových prvků normalizaci primitivním pláštěm (McDonough and Sun, 1995). Plagiogranity JP jsou vzácnými zeminami (REE) oproti primitivnímu plášti obohacené cca 6x. Na distribuci REE vidíme poměrně ploché linie s nepatrným obohacením o lehké vzácné zeminy ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0,8-1,3$ ). Dále vidíme mírnou negativní europiovou anomálii ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8-0,9$ ) a rovněž mírné ochuzení o Gd a Tm ( $\text{Gd}_N/\text{Tb}_N = 0,8-1,0$ ;  $\text{Tm}_N/\text{Yb}_N = 0,8-1,0$ ; viz Obrázek 14). Na rozšířeném diagramu stopových prvků si všimneme poměrně silných frakcionací oproti primitivnímu plášti a rovněž některých prvků vůči sobě. Více nekompatibilní prvky (např. Cs, Rb, Ba) jsou 2x – 100x nabohacené oproti primitivnímu plášti, ale vykazují zřetelnou frakcionaci. Pozitivní anomálii pozorujeme u Pb ( $\text{Ce}_N/\text{Pb}_N = 0,3-1,3$ ). Naopak výrazné ochuzení oproti prvkům s podobným distribučním koeficientem vidíme u Nb, Ta a Ti ( $\text{Nb}_N/\text{La}_N = 0,4-0,1$ ;  $\text{Ta}_N/\text{La}_N = 0,3-0,9$ ;  $\text{Eu}_N/\text{Ti}_N = 2,8-4,9$ ), tedy u prvků s vysokým iontovým nábojem (HFSE) a také prvků jako např. Sr a P (viz Obrázek 15). V grafu  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  vs.  $\text{Yb}_N$  vzorky padají do pole běžných granitoidů (viz Obrázek 16). V grafech znázorňujících prostředí vzniku granitoidů (Pearce et al., 1984) padají všechna data do pole vulkanických oblouků (viz Obrázek 17).

Tabulka 2. Koncentrace stopových prvků v ppm.

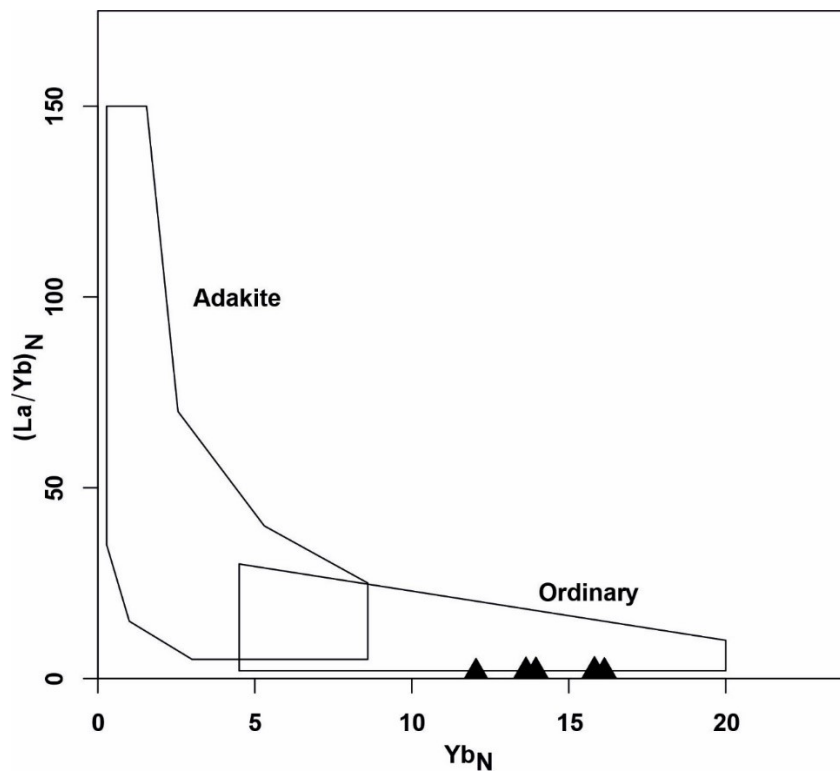
Vzorek	P1	P2	P3	P4	P5
Lokalita	Žampach	Luka pod Medníkem	Třeбенice	Třeбенice	Křeničná
Sc (ppm)	9,4	13	15	15	9,3
V	8,3	23	4,5	7,9	13
Cr	77	20	6,5	1,9	4,8
Co	3,3	4,6	1,6	0,85	3,1
Ni	38	6,3	4,7	<1	<1
Cu	0,84	0,4	5,3	6,8	5,8
Zn	21	28	25	14	25
Rb	8,2	4,7	4,9	1,9	12
Sr	54	81	97	93	115
Y	25	23	30	30	26
Zr	64	62	84	82	84
Nb	2,4	1,4	2,5	2,4	5,1
Cs	0,71	0,13	1,0	0,39	2,4
Ba	130	113	250	73	305
La	5,2	3,2	5,3	6,6	5,1
Ce	13	9,1	14	16	13
Pr	2,0	1,3	1,9	2,2	1,7
Nd	10	6,6	10,0	11	8,5
Sm	3,1	2,2	3,2	3,3	2,6
Eu	1,0	0,74	0,97	0,89	0,67
Gd	3,7	2,9	3,2	3,4	2,7
Tb	0,64	0,55	0,76	0,81	0,64
Dy	4,6	3,8	4,9	5,0	4,2
Ho	0,90	0,80	1,0	1,1	0,90
Er	3,1	2,6	3,6	3,8	3,2
Tm	0,4	0,34	0,51	0,51	0,45
Yb	3,1	2,7	3,6	3,5	3,0
Lu	0,40	0,37	0,54	0,56	0,44
Hf	2,3	2,1	2,7	2,6	2,6
Ta	<0.20	<0.20	<0.5	<0.5	<0.5
Pb	3,5	1,7	2,8	1,1	1,2
Th	0,64	0,23	0,68	0,65	0,80
U	0,36	0,32	0,64	0,62	0,84



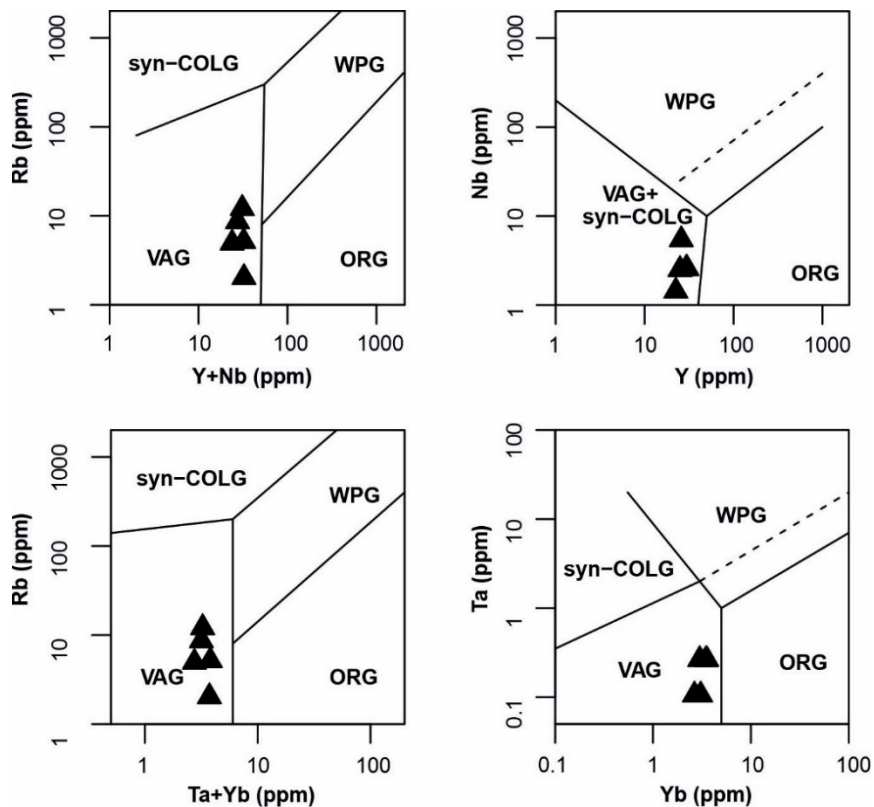
Obrázek 14. Spider diagram REE normalizovaný primitivním pláštěm (McDonough and Sun, 1995). Vidíme plochou distribuci REE s mírnou negativní europiovou anomálií.



Obrázek 15. Spider diagram stopových prvků normalizovaný primitivním pláštěm (McDonough and Sun, 1995). Vidíme mírné obohacení o nekompatibilní prvky a zejména výrazné ochuzení o HFSE prvky jako např. Nb, Ta a Ti.



Obrázek 16. Diagram  $(La/Yb)_N$  vs  $Yb_N$  rozlišující adakity od běžných granitoidů (Martin, 1986). Plagiogranity JP spadají do pole běžných granitoidů.



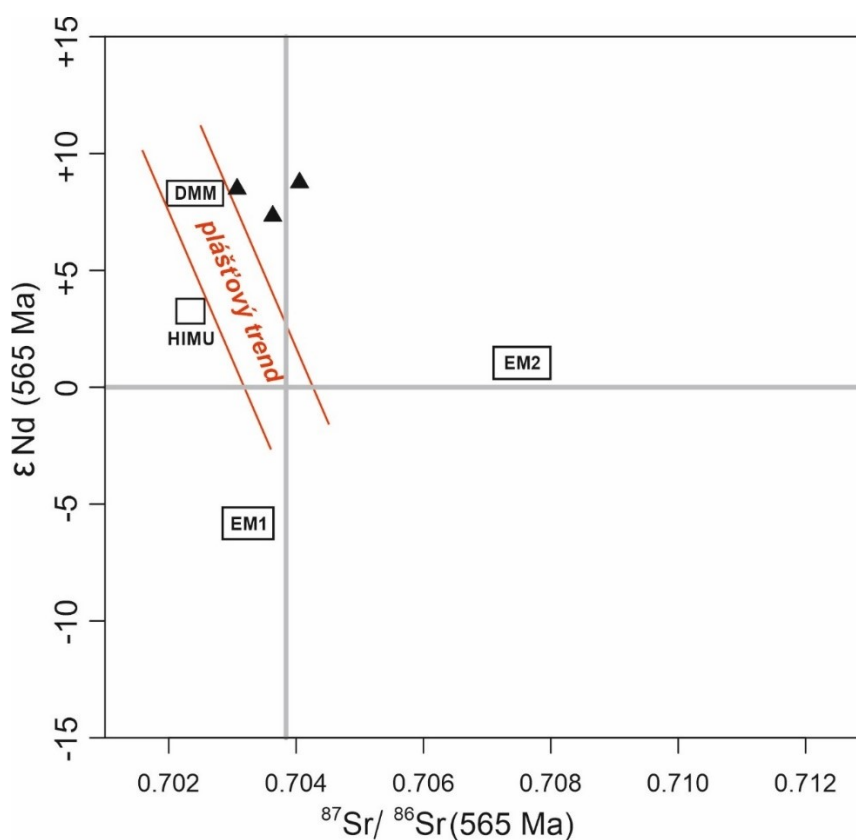
Obrázek 17. Diagram určující geotektonické prostředí (Pearce et al., 1984): syn-COLG = granity kolizních orogenů; WPG = intradeskové granity; VAG = granity vulkanických oblouků; ORG = granity oceánských hřbetů. Vzorky plagiogranitů JP spadají do pole granitů vulkanických oblouků.

#### 6.4. Geochemie izotopů Sr-Nd

Izotopické poměry Sr a Nd (uvedené v Tab. 3) nám dobře dokumentují charakter zdroje, ze kterého bylo magma derivováno. Uvažované stáří hornin pro výpočet izotopických poměrů je 565 Ma. Plagiogranity JP sice nejsou přesně datované, ale podle paleogeografických rekonstrukcí se toto jeví jako reálná možnost (Hajná et al., 2018). Tři studované vzorky plagiogranitů mají velmi nízký iniciální poměr  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mezi 0,70307 a 0,70406, zatímco jejich  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vykazuje hodnoty 0,512281 až 0,512354 a  $\epsilon\text{Nd}$  tudíž v rozmezí +7,2 až +8,7. (viz Obrázek 18).

Tabulka 3. Izotopové poměry Sr a Nd, jejich iniciální (i) hodnoty přepočtené na stáří 565 Ma a hodnoty  $\epsilon\text{Nd}$ .

Vzorek	P1	P4	P5
Lokalita	Žampach	Třebenice	Křeničná
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.145	0.438	0.167
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$0,705223 \pm 0,000009$	$0,707159 \pm 0,000006$	$0,704415 \pm 0,000006$
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (i)	0.70406	0.70363	0.70307
$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$	0.1947	0.1872	0.2009
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$0,513075 \pm 0,000012$	$0,512974 \pm 0,000022$	$0,513084 \pm 0,000012$
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (i)	0.512354	0.512281	0.512340
$\epsilon\text{Nd}_i$	+8,7	+7,3	+8,4



Obrázek 18. Graf  $\epsilon\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (565 Ma). Vzorky plagiogranitů JP vykazují trend ochuzeného pláště s mírným efektem zvýšeného  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  při daném  $\epsilon\text{Nd}$  (tzv. „decoupling“).

## 7. DISKUZE

Na základě mikroskopie a geochemie hlavních prvků, které jsou ve shodě s dříve publikovanými daty (Fediuk, 2004; Röhlich, 1972; Waldhausrová, 1984) víme, že plagiogranity JP představují subvulkanickou facii ostrovního oblouku. Na základě mikroskopie není zcela jasné, které minerály jsou primární a které vznikly až v důsledku kadomské či variské metamorfózy, ale zdá se, že hlavními primárními minerály jsou křemen a albit, neboť nepozorujeme žádné důkazy o pozdější silicifikaci nebo albitizaci.

Geochemie hlavních a stopových prvků ukazuje na zřetelný vápenato-alkalický trend plagiogranitů a další rysy, které jsou typické pro magma vázané na subdukční zóny. V AFM diagramu (Irvine and Baragar, 1971) spadají studované vzorky do vápenato-alkalického trendu, jenž je typický pro vulkanické oblouky (Obrázek 12). Stejně tak v diagramech určujících geotektonické prostředí vzniku granitoidů (Pearce et al., 1984) spadají plagiogranity JP do pole vulkanických oblouků (Obrázek 17). Také signatura rozšířeného spider diagramu (McDonough and Sun, 1995), např. obohacení o Cs a Ba, které jsou mobilní v subdukčních fluidech, a ochuzení o Nb, Ta a Ti, které nejsou příliš mobilní v subdukčních fluidech, poukazuje jednoznačně na subdukční prostředí (Obrázek 15). Pro jednoznačnou interpretaci korelace hlavních oxidů s  $\text{SiO}_2$  bychom potřebovali větší množství dat, ale můžeme pozorovat např. negativní korelaci  $\text{TiO}_2$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Obrázek 13), pravděpodobně v důsledku frakcionace magmatu spojené s krystalizací Ti-bohatých minerálů jako např. Ti-magnetit anebo ilmenit. Na spider diagramu REE (McDonough and Sun, 1995) je patrná mírná negativní Eu anomálie, která souvisí s nízkým obsahem vápenatého plagioklasu (Obrázek 14). Velmi nízký stupeň frakcionace vzácných zemin dokumentovaná rovněž na diagramu  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  vs.  $\text{Yb}_N$  (Martin, 1986) (Obr. 16) jasně dokládá, že se v případě plagiogranitů JP nejedná o adakity, tedy že magma nevznikalo v prostředí stabilního granátu, nýbrž v nižších hloubkách.

Nová izotopická data Sr–Nd poukazují na poměrně silně ochuzený plášťový zdroj plagiogranitů JP, který je však charakterizován vyšším  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  při daném  $\epsilon\text{Nd}$  (tzv. „decoupling“) (Obrázek 18). Toto odchýlení od plášťového trendu může mít mnoho různých příčin, může například indikovat pozdější alteraci hornin mořskou vodou anebo metasomatózu (obohacení) plášťového zdroje fluidy, která vznikla tavením subdukující oceánské desky a měla vysoký poměr Rb/Sr. Vzhledem k tomu, že plagiogranity tvoří subvulkanická tělesa, která se nevylévala přímo na dno moře, nemůžeme hovořit o přímé kontaminaci mořskou vodou, nicméně voda mohla pronikat podél zlomů i hluboko do horninového masivu a kontaminovat magmatický krb.

Horniny složení plagiogranitů podobné těm z Jílovského pásma jsou v tomto geotektonickém prostředí z celosvětového měřítka velmi výjimečné. Geotektonická pozice v oblasti vulkanického oblouku, velké objemy vnitřně nediferenciovaných magmat, mineralogické složení a složení hlavních prvků by hovořilo pro adakity HSA, ale záznam stopových prvků tuto hypotézu jasně vyvrací. Celková geochemie hornin včetně stopových prvků a izotopů Sr–Nd odpovídá plagiogranitům, jenže v typických plagiogranitech se neobjevuje albit, nýbrž vápenatější formy plagioklasu, a plagiogranity obvykle



nevytváří subvulkanické lakolity v ostrovních obloucích, ale menší tělesa vznikající extrémní diferenciací plášťového magmatu na středoocéánských hřbetech. Silně radiogenní signatura  $\epsilon\text{Nd}$  jasně prokazuje, že taveniny plagiogranitů nebyly silně ovlivněny případnou kontaminací kontinentální kůrou a k jejich extrémnímu nabožení o  $\text{SiO}_2$  tak muselo nejpravděpodobněji dojít velmi intenzivní diferenciací původních magmat, nejspíše v rámci vulkanické série vulkanického oblouku (např. Nguyen et al., 2019).

## 8. ZÁVĚR

Davelský vulkanický komplex, jehož součástí je i jílovské pásmo (JP), obsahuje celou sérii extruzivních vulkanických hornin od bazaltů po ryolity s doprovodem vulkanose-dimentárních tufů a intruzivních ortorul a plagiogranitů. Vznikl v oblasti ostrovního oblouku, o čemž svědčí předoblouková a zaoblouková sedimentační pánev a geochemické rysy jako vápenato-alkalický trend, geotektonická pozice nebo subdukční signatura patrná z distribuce stopových prvků.

Izotopická charakteristika Sr-Nd plagiogranitů JP, poprvé prezentovaná v této práci, ukazuje na zdroj magmatu v ochuzeném plášti, který ovšem vykazuje vyšší hodnoty  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  při daném  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . To bylo pravděpodobně způsobeno metasomatózou (obohacením plášťového zdroje subdukčními fluidy) nebo pozdní alterací mořskou vodou.

Na základě geochemických dat nemůžeme tyto horniny klasifikovat jako adakity, nýbrž jako plagiogranity, vzniklé v prostředí vulkanického oblouku. Důkazem o tom je zejména nízký stupeň frakcionace lehkých vzácných zemin. Plagiogranity JP tedy pravděpodobně vznikly extrémní frakcionací bazického magmatu v podmínkách plášťového klínu.

Otázkou zůstává způsob vzniku ostatních hornin davelského vulkanického komplexu. Následující výzkum ukáže genetický vztah jednotlivých horninových druhů, např. zda jsou vulkanické a subvulkanické horniny produkty jedné diferenciační série, nebo pochází z různých zdrojů.

## 9. LITERATURA

- Alabaster, T., Pearce, J.A., Malpas, J., 1982. The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 81, 168–183. <https://doi.org/10.1007/BF00371294>
- Arth, J.G., 1979. Some Trace Elements in Trondhjemites-Their Implications to Magma Genesis and Paleotectonic Setting. *Dev. Petrol.* 6, 123–132. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50008-3>
- Atherton, M.P., Petford, N., 1993. Generation of sodium rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nat.* 333, 816–824.
- Bao, Z., Bai, Z.H., Wang, Q., Xiong, X.L., Qiao, Y.L., Wyman, D.A., Zhao, Z.H., 2007. Underplating-related adakites in Xinjiang Tianshan, China. *Lithos* 102, 374–391. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.008>
- Barker, F., 1979. Trondhjemite: Definition, Environment and Hypotheses of Origin. *Dev. Petrol.* 6, 1–12. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50006-X>
- Beard, J.S., 1998. Polygenetic tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) magmatism in the Smartville Complex, Northern California with a note on LILE depletion in plagiogranites. *Mineral. Petrol.* 64, 15–45.
- Beccaluva, L., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Venturelli, G., 1977. The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 64, 11–31. <https://doi.org/10.1007/BF00375283>
- Borsi, L., Schärer, U., Gaggero, L., Crispini, L., 1996. Age, origin and geodynamic significance of plagiogranites in lherzolites and gabbros of the Piedmont-Ligurian ocean basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 227–241. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(96\)00034-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(96)00034-9)
- Brophy, J.G., 2009. La-SiO<sub>2</sub> and Yb-SiO<sub>2</sub> systematics in mid-ocean ridge magmas: Implications for the origin of oceanic plagiogranite. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 158, 99–111. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0372-3>
- Brophy, J.G., 2008. A study of rare earth element (REE)-SiO<sub>2</sub> variations in felsic liquids generated by basalt fractionation and amphibolite melting: A potential test for discriminating between the two different processes. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 156, 337–357. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0289-x>
- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos* 134–135, 304–316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.09.013>
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Sci. Bull.* 51, 257–268. <https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7>
- Cháb, J., 1993. General problems of the TB (Teplá-Barrandian) Precambrian, Bohemian Massif, the Czech Republic. *Věstník českého Geol. ústavu* 68, 1–6.
- Cháb, J., Pelc, Z., 1968. Lithology of Upper Proterozoic in the NW limb of the Barrandian area. *Krystalinikum* 6, 141–167.
- Chlupáč, I., 1992. Regionální geologické dělení Českého masívu na území České republiky. *Časopis pro Mineral. a Geol.* 257–275.

- Coleman, R.G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Res.* 76, 1212–1222.
- Coleman, R.G., Donato, M.M., 1979. Oceanic plagiogranite revisited. *Dev. Petrol.* 6, 149–168.
- Coleman, R.G., Peterman, Z.E., 1975. Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.* 80, 1099–1108.
- Cox, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks.
- Davies, H.L., 1971. Peridotite-gabbro-basalt complex in Eastern Papua : an overthrust plate of oceanic mantle and crust. *Bull. Bur. Min. Res. Geol. Geophys.* 128, 48.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662–665.  
<https://doi.org/10.1038/347662a0>
- Drost, K., 2008. Sources and geotectonic setting of Late Neoproterozoic – Early Palaeozoic volcano-sedimentary successions of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): Evidence from petrographical, geochemical, and isotope analyses *Petrographische., Geol. Saxonica* 54, 1–168.
- Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C., 2011. Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): Evidence from U-Pb detrital zircon ages. *Gondwana Res.* 19, 213–231. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.05.003>
- Drummond, M.S., Defant, M.J., Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite / adakite magmas. *Earth Sci.* 87, 205–215.
- Fediuk, F., 2004. Alaskites and related rocks in the Proterozoic Jílové elt of Central Bohemia. *Krystalinikum* 30, 27–50.
- Fediukova, E., Fediuk, F., 2000. Assemblages and chemical composition of amphiboles in rocks of the Jilove Belt, Central Bohemia. *J. Czech Geol. Soc.*
- Fiala, F., 1976. Calc-alkaline trends of the Proterozoic volcanics of the Barrandian. *Čas.Min.Geol.* 21, 31-54 ST-*Calc-alkaline trends of the Proterozoi.*
- Fiala, F., 1948. Algonkian conglomerates in central Bohemia. *Bull. Cent. Geol. Surv.* 15, 399–612.
- Franke, W., 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe-current ideas and open questions. *Tectonophysics* 169, 221–228. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90088-7)
- Franke, W., Stein, E., 2000. Exhumation of high-grade rocks in the Saxo-Thuringian Belt: geological constraints and geodynamic concepts. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 179, 337–354. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.20>
- Frost, C.D., Frost, B.R., Beard, J.S., 2016. On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents. *Am. Mineral.* 101, 1268–1284. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5307>
- Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J., Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran. *Tectonophysics*

393, 175–196. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.07.035>

- Hajná, J., Žák, J., Ackerman, L., Svojtka, M., Pašava, J., 2019. A giant late Precambrian chert-bearing olistostrome discovered in the Bohemian Massif: a record of Oceanic Plate Stratigraphy (OPS) disrupted by mass-wasting along an outer trench slope. *Gondwana Res.* in print. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.010>
- Hajná, J., Žák, J., Dörr, W., 2017. Time scales and mechanisms of growth of active margins of Gondwana: A model based on detrital zircon ages from the Neoproterozoic to Cambrian Blovice accretionary complex, Bohemian Massif. *Gondwana Res.* 42, 63–83. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.10.004>
- Hajná, J., Žák, J., Dörr, W., Kachlík, V., Sláma, J., 2018. New constraints from detrital zircon ages on prolonged, multiphase transition from the Cadomian accretionary orogen to a passive margin of Gondwana. *Precambrian Res.* 317, 159–178. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.08.013>
- Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., 2014. Growth of accretionary wedges and pulsed ophiolitic mélange formation by successive subduction of trench-parallel volcanic elevations. *Terra Nov.* 26, 322–329. <https://doi.org/10.1111/ter.12103>
- Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., 2011. Structure and stratigraphy of the Teplá-Barrandian Neoproterozoic, Bohemian Massif: A new plate-tectonic reinterpretation. *Gondwana Res.* 19, 495–508. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.08.003>
- Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., Chadima, M., 2012. Deciphering the Variscan tectonothermal overprint and deformation partitioning in the Cadomian basement of the Teplá -Barrandian unit, Bohemian Massif. *Int. J. Earth Sci.* 101, 1855–1873. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0753-8>
- Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., Chadima, M., 2010. Subduction-driven shortening and differential exhumation in a Cadomian accretionary wedge: The Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif. *Precambrian Res.* 176, 27–45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.10.009>
- Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., Dörr, W., Gerdes, A., 2013. Neoproterozoic to early Cambrian Franciscan-type mélanges in the Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif: Evidence of modern-style accretionary processes along the Cadomian active margin of Gondwana? *Precambrian Res.* 224, 653–670. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.11.007>
- Havlíček, V., 1982. Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. *Sborník Geol. věd Geologie* 3, 103–136.
- Havlíček, V., 1963. Tektonogenetické porušení parrandienského paleozoika. *Sborník Geol. věd Geologie* 1, 77–102.
- Holub, F. V., Cocherie, A., Rossi, P., 1997a. Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex ( Czech Republic ): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary des granitoides du complexe de Bohême thermique e. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 325, 19–26.
- Holub, F. V., Machart, J., Manová, M., 1997b. The Central Bohemian Plutonic Complex: geology, chemical composition and genetic interpretation. *J. Geol. Sciences* 31, 27–

- Irvine, T.N.J., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- Ishizaka, K., Yanagi, T., 1977. K, Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks, Japan: Low-potash island arc plutonic complex. *Earth Planet. Sci. Lett.* 33, 345–352.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *J. Petrol.* 47, 1255–1259. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Janoušek, V., Gerdes, A., 2003. Timing the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: Conventional U-Pb ages for the Sázava and Tábor intrusions and their geotectonic significance. *J. Czech Geol. Soc.* 48, 70–71.
- Janoušek, V., Rogers, G., Bowes, D.R., 1995. Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Geol. Rundschau.* <https://doi.org/10.1007/BF00284518>
- Jochum, K.P., Nohl, U., 2008. Reference materials in geochemistry and environmental research and the GeoReM database. *Chem. Geol.* 253, 50–53. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.04.002>
- Kachlík, V., 1992. Litostratigraphy, paleogeography, and metamorphism of roof pendants in the NE part of the Central Bohemian Pluton. Charles University in Prague.
- Kettner, R., 1937. Tektonický vývoj barrandienu. *Časopis národního Muz.* 111, 81–109.
- Klomínský, J., Jarchovský, T., Govind, S.R., 2010. Atlas of plutonic rocks and orthogneises in the Bohemian Massif.
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S.T., Holtz, F., 2007. The formation of SiO<sub>2</sub>-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 153, 67–84. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0135-y>
- Kohút, M., Poller, U., Todt, W., Nabelek, P., Janák, M., 1999. Na-rich and high-Al granitoid magmain the Tatra mts. (Western Carpathians, Slovakia) - melting of the amphibolitic lower crust? *Geol. CARPATHICA* 50, 107–109.
- Kopecký, L., Chlupáčová, M., Klomínský, J., Sokol, A., 1997. The Čistá-Jesenice pluton in western Bohemia: Geochemistry, geology, petrophysics and ore potential. *Sborník Geol. věd* 97–127.
- Kříbek, B., Pouba, Z., Skoček, V., Waldhausrová, J., 2000. Neoproterozoic of the Teplá-Barrandian unit as a part of the cadomian orogenic belt: A review and correlation aspects. *Věstník českého Geol. ústavu* 75, 175–196.
- Kroner, U., Romer, R.L., 2013. Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Res.* 24, 298–329. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.001>
- Makishima, A., 2016. Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS): Silicate Digestion, Separation, and Measurement. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA. <https://doi.org/10.1002/9783527696413>

- Malkovský, M., 1987. The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. *Tectonophysics* 137, 31–42. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90311-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90311-8)
- Malpas, J., 1979. Two contrasting trondhjemite associations from transported ophiolites in Western Newfoundland: initial report, in: *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. pp. 465–487.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<753](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<753)
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329–.
- McDonough, W., Sun, S.-S., Ringwood, A., Jagoutz, E., Hofmann, A., 1992. Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1001–1012. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90043-I](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90043-I)
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253.
- Morávek, P., Pouba, Z., Janatka, J., Malec, J., Novák, F., Litochleb, J., Váňa, T., Veselý, J., Vaněček, M., Kalenda, Z., Aichler, J., 1992. Gold in the Bohemian Massif, Czech Geological Survey.
- Morávek, P., Röhlich, P., 1971. Geology of the northern part of the Jílové zone. *Sborník Geol. věd* 20, 101–141.
- Morávek, P., Röhlich, P., Fediuk, F., Váňa, T., 1994. Vysvětlivky k odkryté geologické mapě jílovského pásma 1:25000.
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature.” *Lithos* 112, 556–574. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.001>
- Moyen, J.F., Martin, H., 2012. Forty years of TTG research. *Lithos* 148, 312–336. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.010>
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D., Keppie, J.D., 2004. Neoproterozoic - Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: Implications for Laurentia-Gondwana connections. *Int. J. Earth Sci.* 93, 659–682. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0412-9>
- Nance, R.D., Linnemann, U., 2008. The Rheic Ocean: Origin, evolution, and significance. *GSA Today* 18, 4–12. <https://doi.org/10.1130/GSATG24A.1>
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., D’Lemos, R.S., Taylor, G.K., 1991. Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Res.* 53, 41–78. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90005-U](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90005-U)
- Nguyen, Q.M., Feng, Q., Zi, J.-W., Zhao, T., Tran, H.T., Ngo, T.X., Tran, D.M., Nguyen,

- H.Q., 2019. Cambrian intra–oceanic arc trondhjemite and tonalite in the Tam Ky–Phuoc Son Suture Zone, central Vietnam: Implications for the early Paleozoic assembly of the Indochina Block. *Gondwana Res.* 70, 151–170.  
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.002>
- O’Connor, J., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geol. Surv. Prof. Pap. B 525*, 79–84.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrol.* 25, 956–983.
- Phelps, D.A.V.I.D., Avé Lallemand, H.G., 1980. The Sparta ophiolite complex, northeast Oregon: a plutonic equivalent to low K<sub>2</sub>O island-arc volcanism. *Am. J. Sci.* 345–358.
- Pin, C., Gannoun, A., Dupont, A., 2014. Rapid, simultaneous separation of Sr, Pb, and Nd by extraction chromatography prior to isotope ratios determination by TIMS and MC-ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.* 29, 1858–1870.  
<https://doi.org/10.1039/c4ja00169a>
- Pin, C., Waldhausrová, J., 2007. Sm-Nd isotope and trace element study of Late Proterozoic metabasalts (“spilites”) from the Central Barrandian domain (Bohemian Massif, Czech Republic). *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 423, 231–247.  
[https://doi.org/10.1130/2007.2423\(10\)](https://doi.org/10.1130/2007.2423(10))
- Pu, X., Brophy, J.G., Tsujimori, T., 2014. Rare earth element–SiO<sub>2</sub> systematics of island arc crustal amphibolite migmatites from the Asago body of the Yakuno Ophiolite, Japan: a field evaluation of some model predictions. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 168, 1–12. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1060-0>
- Rajlich, P., Schulmann, K., Synek, J., 1988. Strain analysis on conglomerates from the Central Bohemian Shear Zone. *Krystalinikum* 19, 119–134.
- Röhlich, P., 1998. The jílové belt: A neoproterozoic volcanic rift zone in Central Bohemia. *Acta Univ. Carolinae, Geol.* 42, 489–493.
- Röhlich, P., 1972. Petrografické poměry v severní části jílovského pásma. *Sborník Geol. věd* 22, 7–64.
- Röhlich, P., 1964. Submarine slides and mudflows in the youngest Algonkian of Central Bohemia. *Sborník Geol. věd Geology* 6, 89–121.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation.*
- Samson, S.D., Inglis, J.D., D’Lemos, R.S., Admou, H., Blichert-Toft, J., Hefferan, K., 2004. Geochronological, geochemical, and Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogen, Morocco. *Precambrian Res.* 135, 133–147.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.08.003>
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., Štípská, P., Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus - Geosci.* 341, 266–286.  
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.006>
- Siebel, W., Breiter, K., Wendt, I., Höhndorf, A., Henjes-Kunst, F., René, M., 1999.



- Petrogenesis of contrasting granitoid plutons in western Bohemia (Czech Republic). *Mineral. Petrol.* 65, 207–235.
- Sláma, J., Dunkley, D.J., Kachlík, V., Kusiak, M.A., 2008. Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U-Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif. *Tectonophysics* 461, 44–59. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.03.005>
- Stern, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 123, 263–281. <https://doi.org/10.1007/s004100050155>
- Streckeisen, A.L., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Rev.* 12, 1–33.
- Suk, M., 1973. Reconstruction of the mantle of the Central Bohemian Pluton. *Časopis pro Mineral. a Geol.* 18, 345–364.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Soffel, H.C., Franke, W., 1997. Palaeomagnetic constraints on the evolution of the {European} variscan {Foldbelt}. *Geol. Bavarica in press*, 139–150.
- Ulrych, J., Krmíček, L., Tomek, Č., Lloyd, F.E., Ladenberger, A., Ackerman, L., Balogh, K., 2016. Petrogenesis of Miocene alkaline volcanic suites from western Bohemia: Whole rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic signatures. *Chemie der Erde - Geochemistry* 76, 77–93. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2015.11.003>
- Vlašimský, P., 1982. Geochemie hornin a otázka možných zdrojů hydrotermální mineralizace v příbramské rudní oblasti (The Příbram ore district: rock geochemistry and potential sources of hydrothermal mineralization). *Sborník Geol. věd, Ložisková Geol.* 24, 49–99.
- von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents - The constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics* 365, 7–22. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00015-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00015-5)
- Waldhausrová, J., 1997. Proterozoic volcanics geochemistry and mineral chemistry: A contribution to the Barrandian upper Proterozoic stratigraphy (Bohemian massif, Czech Republic). *Krystalinikum* 23, 151–180.
- Waldhausrová, J., 1984. Proterozoic volcanics and intrusive rocks of the Jílové zone in Central Bohemia. *Krystalinikum* 17, 77–97.
- Wang, Q., Rapp, R.P., Shinjo, R., Xu, J.-F., Defant, M.J., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology* 30, 1111. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1111:oomair>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1111:oomair>2.0.co;2)
- White, W.M., 2013. *Geochemistry*.
- Wilson, R.A.M., Ingham, F.T., 1959. The geology of the Xeros-Troodos area. *Cyprus Geol. Surv.* 1, 1–184.
- Winter, J.D., 2010. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*.
- Zachariáš, J., Morávek, P., Gadas, P., Pertoldová, J., 2014. The Mokrsko-West gold

deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: Mineralogy, deposit setting and classification. *Ore Geol. Rev.* 58, 238–263.  
<https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2013.11.005>

Zachariáš, J., Žák, K., Pudilová, M., Snee, L.W., 2013. Multiple fluid sources/pathways and severe thermal gradients during formation of the Jílové orogenic gold deposit, Bohemian Massif, Czech Republic. *Ore Geol. Rev.* 54, 81–109.  
<https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2013.02.012>

Žák, J., Dragoun, F., Verner, K., Chlupáčová, M., Holub, F. V., Kachlík, V., 2009. Forearc deformation and strain partitioning during growth of a continental magmatic arc: The northwestern margin of the Central Bohemian Plutonic Complex, Bohemian Massif. *Tectonophysics* 469, 93–111. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.035>

Žák, J., Schulmann, K., Hrouda, F., 2005. Multiple magmatic fabrics in the Sázava pluton (Bohemian Massif, Czech Republic): A result of superposition of wrench-dominated regional transpression on final emplacement. *J. Struct. Geol.* 27, 805–822.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.01.012>

Žebera, K., 1964. Kvartér Českého masívu, in: *Regionální Geologie ČSSR*.

Zulauf, G., Bues, C., Dörr, W., Vejnar, Z., 2002. 10 km minimum throw along the West Bohemian shear zone: Evidence for dramatic crustal thickening and high topography in Bohemian Massif (European Variscides). *Int. J. Earth Sci.* 91, 850–864.  
<https://doi.org/10.1007/s00531-001-0250-y>