Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Petrologie

Bc. Šárka Kubínová

VARISKÝ MAGMATISMUS NA STYKU BOHEMIKA A MOLDANUBIKA V OBLASTI SV. VÝBĚŽKŮ STŘEDOČESKÉHO PLUTONICKÉHO KOMPLEXU

Variscan igneous activity at the Bohemicum/moldanubicum boundary

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: **Doc. RNDr. František Holub, CSc.**

Praha, 2015

Prohlášení:

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

V Praze, dne 30. 4. 2015

.....

Šárka Kubínová

Poděkování

Touto cestou bych ráda poděkovala především Doc. RNDr. Františku Holubi, CSc. za věnovaný čas, poskytnuté cenné rady a odborné vedení při zpracování této diplomové práce. Děkuji také RNDr. Kryštofu Vernerovi, Ph.D. za poskytnuté konzultace a pomoc při terénním výzkumu. Dále bych chtěla poděkovat všem osobám podílejícím se na získávání dat. V neposlední řadě děkuji svým rodičům a blízkým za podporu při studiu.

Abstrakt

Žilné roje asociované se středočeským plutonickým komplexem (SPK) variského stáří na rozhraní tepelsko-barrandienské a moldanubické jednotky Českého masivu představují jeden z velmi zajímavých geologických jevů. Svou četností a látkovou variabilitou nemají srovnatelnou obdobu v celých evropských variscidách.

Předkládaná práce je zaměřena na studium žilných hornin v oblasti severovýchodních výběžků SPK v geologicky komplikovaném území s často deformovanými granitoidy, kontaktně metamorfovanými sedimenty i magmatity tzv. metamorfovaných ostrovů (reliktů stropu SPK) s různým stářím protolitů, deformovanými bazickými horninami nejasného původu a stáří, západně od hranice nejsevernější části moldanubika, která je sama o sobě tektonicky problematická.

Studované lokality jsou roztroušeny v území východně od Senohrab (jv. od Prahy) na pravém (severním) břehu řeky Sázavy po jv. okolí Stříbrné Skalice. V tomto území vystupují početné žilné horniny s převahou gabrových až tonalitových porfyrů, doprovázené lamprofyry a ojediněle se vyskytujícími nesporně mladšími porfyry syenitovými, kterým byla pro odlišné stáří věnována jen okrajová pozornost.

Specifickým rysem gabrových až tonalitových porfyrů je přítomnost rozmanitých druhů amfibolů, které byly proto studovány velmi podrobně. Na základě mikroskopického pozorování a detailního studia chemického složení jednotlivých druhů amfibolů byla sestavena krystalizační sukcese skládající se ze dvou vývojových trendů zahrnujících fázi (i) magmatickou, (ii) subsolidovou s prvními projevy rekrystalizačních pochodů a (iii) postmagmatickou/metamorfní s četnými rekrystalizačními znaky. Metodou amfibolové termobarometrie byly těmto trendům přiřazeny přibližné teplotně-tlakové podmínky, přestože možnosti aplikace publikovaných metod a rovnic jsou pro většinu studovaných vzorků značně limitované. Pro první vývojový trend amfibolů, týkající se gabrových porfyrů, jsou charakteristické vyšší počáteční podmínky krystalizace s teplotou ~900°C a tlakem ~3,5 kbar. Druhý vývojový trend, zahrnující hlavně amfiboly tonalitových porfyrů, je charakterizován počátečními krystalizačními podmínkami při ~800°C a ~1,5 kbar.

Gabrové až tonalitové porfyry jsou vápenatoalkalické povahy (přestože v některých diagramech spadají i mezi tholeiitické). Látkově jsou do vysoké míry paralelou k bazickým i intermediálním až acidním plutonitům sázavské suity, přestože geologickým vystupováním jsou o něco mladší než tyto plutonity a celkové variace plutonitů jsou na rozdíl od těchto žil komplikovanější díky přítomnosti kumulátových hornin.

Ve svém geochemickém záznamu nesou žíly gabrových až tonalitových porfyrů a asociovaných hornin spíše lamprofyrických velmi silné znaky magmat, spjatých se suprasubdukčním prostředím (typické vysoké poměry LILE/HFSE, zejména však velmi vysoké poměry Th/Ta, které nelze jinak interpretovat).

Omezený počet celkových horninových analýz z různých žil neumožňuje jednoznačné interpretace magmatického vývoje, který zřejmě nebyl ve všech porcích magmat jednotný. Zdá se však, že tonalitové porfyry nejsou přímým výsledkem frakcionace magmat gabrových porfyrů a že mafický spessartit přes řadu podobných geochemických rysů s gabrovými porfyry představuje samostatnou porci mafičtějšího magmatu, které vzniklo a vyvíjelo se samostatně.

V celé oblasti a v celém spektru vápenatoalkalických žilných hornin je patrno deformační postižení a znaky částečné metamorfní rekrystalizace, dříve dokumentované hlavně na plutonitech.

V gabrových i tonalitových porfyrech lze vrcholové podmínky částečné metamorfní rekrystalizace (která jen doplňuje a modifikuje převážně zachovalé magmatické minerální asociace) řadit k amfibolitové facii, čemuž teplotně odpovídají i projevy krystaloplastické deformace, zaznamenané na plagioklasu a křemeni. V magmatických horninách (na rozdíl od horninových komplexů kontaktně metamorfovaných „ostrovů“) naproti tomu prakticky chybí projevy vzniku typických minerálních asociací facie zelených břidlic nebo srovnatelně nízkých podmínek kontaktní metamorfózy za dostatku vody. Možným vysvětlením deformací a metamorfózy magmatických hornin celé oblasti přilehlé k západní hranici moldanubika může být variská exhumace horkých, ale již do značné míry dehydratovaných horninových komplexů moldanubika v čase po intruzích plutonitů sázavské suity, která je v rámci SPK nejstarší.

Abstract

Variscan dike swarms associated with the Central Bohemian Plutonic Complex (CBPC) at the boundary between the Teplá-Barrandian and Moldanubian Units of the Bohemian Massif represent one of the most interesting geological phenomena. Frequency of dykes and their chemical variability do not have any comparable analogy in the whole European Variscides.

This work is focused on the study of dyke rocks in the NE periphery of CBPC in geologically very complicated area with intrusions of predominantly deformed granitoids, contact metamorphosed sediments and magmatic rocks of „Islet Zone“ with different protolith ages (forming remnants of the original roof of CBPC), deformed basic rocks of uncertain origin and age. The area extends up to the western boundary of the northernmost part of the Moldanubian high-grade metamorphic complex, the boundary itself being also tectonically problematic.

Several localities with dyke rocks under study are situated in the area east of Senohraby (SE of Prague), on the northern side (right coast) of the Sázava river, and extend up to the area of Stříbrná Skalice. This area is rich in dykes of gabbro to diorite porphyry accompanied in some places with tonalite (rarely quartz diorite) porphyry and more rarely with amphibole lamprophyres (spessartite). Significantly younger dykes of syenite porphyry (microsyenite) were studied only marginally.

The specific feature of both gabbro and tonalite porphyries is presence of many types of amphiboles, which have been studied in detail. On the base of both microscopic and detail microprobe study origin of various amphibole compositions were attributed to conditions of (i) magmatic crystallization (early for amphibole phenocrysts to late for some amphibole in the groundmass), (ii) early subsolidus stage with the first occurrence of recrystallization processes, and (iii) post-magmatic to metamorphic overprint or partial recrystallization.

On the base of amphibole thermobarometry we have found approximately pressure-temperature conditions for some types of amphiboles. Application to all varieties is impossible due to the whole-rock chemistry, too specific compositions of some amphibole varieties, and other restrictions given by the authors of individual methods. Nevertheless, two trends of amphibole evolution were established, the first from temperatures about 900°C and pressure about 3,5 kbar in gabbro porphyries, the second from about 800°C and pressure about 1,5 kbar in tonalite porphyries.

Gabbro to tonalite porphyries are calc-alkaline (though transitional to tholeiitic in some old discrimination diagrams). These rocks are generally similar to mafic to intermediate to acid plutonic rocks of the calc-alkaline Sázava Suite (the oldest member of CBPC), geologically being somewhat younger as the dykes intruded rocks including the plutonic members of the Sázava Suite itself.

The geochemical record of these dikes shows very strong affinity to the supra-subduction conditions and their origin cannot be interpreted in any other ways. The most strong arguments are high ratios of some LILE/HFSE trace and minor elements and unusually high Th/Ta ratios typical both for gabbro and tonalite porphyries and rather extreme in spessartite.

A limited number of whole-rock analyses from different and scattered dykes does not allow unambiguous interpretations of magmatic evolution of individual pulses. However, it is quite clear that tonalite porphyries are not any direct results of the magma fractionation of gabbro porphyry magma, and mafic spessartite represents some different portion the more mafic and primitive magma that originated and evolved quite separately. Gabbroic and tonalitic magmas of the dykes under study originated from different sources and their evolution (fractionation, perhaps accompanied by mixing) took place separately.

The signs of deformation and partly metamorphic recrystallization, earlier documented mainly in plutonic rocks of the area, are observable also in the calc-alkaline dyke rocks rea but are rather weak.

The peak conditions of partial metamorphic recrystallization of gabbro and tonalite porphyries (which only accompanies and modifies largely preserved igneous mineral assemblages) may be assigned to conditions of the amphibolite facies, which corresponds with the temperature scale of recorded deformation of plagioclase and quartz. No signs of formation of typical mineral associations of the greenschist facies, or comparatively low contact-metamorphic conditions with relatively significant amounts of water, were observed. A possible but still uncertified cause of the weak deformation and weak but relatively high-temperature overprint of igneous rocks in the whole area adjacent to the western boundary of the high-grade Moldanubian metamorphic complex could be the Variscan exhumation of hot, already to significant degree dehydrated rocks complexes of the Moldanubian Unit after intrusions of plutonic rocks of the Sázava Suite.

OBSAH

1 ÚVOD 12
1.1 Širší geologický rámec studované problematiky 12
1.2 Lokalizace a geologická stavba studovaného území 16
1.3 Přehled dosavadních výzkumů studované oblasti 18
1.4 Shrnutí aktuálního stupně poznání a cíle této práce 22
2 CHARAKTERISTIKA HLAVNÍCH STUDOVANÝCH LOKALIT 23
2.1 Dálniční zářez jv. od Senohrab 23
2.2 Cikánské (Seradovské) údolí 27
2.3 Činný lom Marjánka a jeho těsné v. okolí 27
2.4 Ostrá Hůra u osady Třemblat 29
2.5 Ondřejov 30
2.6 Zvánovice 30
3 PETROGRAFIE ŽILNÝCH HORNIN A CHEMISMUS JEJICH MINERÁLŮ 31
3.1 Úvod a metody 31
3.2 Gabrové, gabrodioritové a dioritové porfyry 33
3.3 Diorit SK 38 43
3.4 Gabrový porfyr SK 39 45
3.5 Kvarcdioritivé, tonalitové a granodioritové porfyry 48
3.6 Afanitická hornina SK 34 56
3.7 Malchity 59
3.8 Spessartit FH 2 62
3.9 Afanitický mikrotonalit SK 5 64
3.10 Křemenný syenitový porfyr SK 32 66
4 CHEMICKÉ SLOŽENÍ AMFIBOLŮ A JEHO VYUŽITÍ PRO STANOVENÍ PODMÍNEK KRYSTALIZACE 68
4.1 Systematický popis variací chemismu amfibolových zrn 68
4.2 Amfibolová termobarometrie 86
4.2.1 Teorietické základy užitých termobarometrických rovnic 86
4.2.2 Výsledky amfibolové termobarometrie a jejich problémy 89
4.3 Variace chemismu amfibolů jako důsledek krystalizační sukcese 92
5 GEOCHEMIE ŽILNÝCH HORNIN 97
5.1 Metodika analýz a jejich zpracování 97
5.2 Základní charakteristiky chemismu podle hlavních prvků 98
5.3 Základní charakteristiky chemismu podle obsahů stopových prvků 102
6 PROJEVY DEFORMACE A METAMORFÓZY 107
6.1 Deformační mikrostruktury 107

6.2 Projevy částečné metamorfní rekrystalizace ... 111
7 STUDIUM MAGNETICKÝCH VLASTNOSTÍ ... 117
7.1 Magnetická anizotropie ... 117
7.1.1 Teoretické základy metody AMS ... 117
7.1.2 Výsledky měření anizotropie magnetické susceptibility ... 118
7.2 Výsledky termomagnetické analýzy ... 121
7.2.1 Teorie a princip měření ... 121
7.2.2 Interpretace termomagnetické křivky ... 122
8 DISKUZE VÝSLEDKŮ ... 123
8.1 Časové zařazení a posloupnost intruzí ... 123
8.2 Podmínky krystalizace, deformační a metamorfní postižení intruzí ... 123
8.3 Chemismus amfibolů gabrových až tonalitových porfyrů a jejich paralela s amfiboly vybraných plutonitů SPK ... 126
8.4 Interpretace geochemického charakteru žilných hornin (kromě syenitového porfyru) a jejich paralela s plutonity sázavské suity ... 129
8.5 Vývoj magmat ... 131
9 ZÁVĚRY ... 135
Seznam použité literatury ... 136
PŘÍLOHY ... 143
Příloha A: Seznam horninových vzorků ... 143
Příloha B: Vybrané chemické analýzy horninotvorných minerálů ... 144
Příloha C: Výsledky měření anizotropie magnetické susceptibility ... 173

Použité zkratky

Ab	albitová komponenta
Al#	Al^{vi}/Al_{tot}, Al-hodnota
Al_{tot}	celkový obsah Al v atomech na vzorcovou jednotku
An	anortitová komponenta
apfu	atomů na vzorcovou jednotku (atoms per formula unit)
ASI	aluminium saturation index, $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ v molárních hodnotách, míra nasycenosti hliníkem
Cn	celsianová komponenta
En	enstatitová komponenta
Fs	ferrosilitová komponenta
hmot. %	hmotnostní procento
K_m	$(k_1 + k_2 + k_3)/3$, celková průměrná susceptibilita
mg	$100\ Mg/(Mg + Fe_{tot})$, míra relativní hořečnatosti v atomových hodnotách
Na_B	obsah sodíku na pozici B ve vzorci amfibolu
$(Na+K)_A$	obsah sodíku a drsalíku na pozici A ve vzorci amfibolu
Or	ortoklasová komponenta
P	K_1/K_3, stupeň anizotropie
p_s	$100 \times Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$, teoretická pistacitová komponenta
T	$(2n_2 - n_1 - n_3)/(n_1 - n_3)$, tvarový parametr
Wo	wollastonitová komponenta
XFe	Fe/(Fe+Mg), Fe-hodnota
XMg	Mg/(Mg+Fe), Mg-hodnota, v případě klasifikace pyroxenů, slíd a chloritů
XMg	$Mg/(Mg+Fe^{2+})$, Mg-hodnota, v případě klasifikace amfibolů

1 ÚVOD

1.1 Širší geologický rámec studované problematiky

Evropské Variscidy jsou součástí mohutného orogenního pásma, které vzniklo během devonu a karbonu složitou kolizí mezi Gondwanou na jihu a Laurussií na severu. Docházelo při tom řadou dílčích subdukcí a následných kolizí k akreci mikrokontinentů, dříve oddělených od severního okraje Gondwany, takže celková rekonstrukce vývoje orogénu je velmi komplikovaná a v mnoha dílčích otázkách dosud nejasná.

Český masiv je největší výchozovou oblastí evropských Variscid a má proto klíčovou roli pro poznání tektonického vývoje celého variského orogenního pásma. Skládá se z většího počtu lithotektonických jednotek, z nichž základními jsou jednotky (resp. podle různých autorů domény, terány, oblasti) saxothuringická, tepelsko-barrandienská (TBU), moldanubická (MU) a brunovistulická (shrnutí viz např. Franke 2000; Schulmann et al. 2009; Žák et al. 2014). Podle tohoto pojetí mají MU a TBU samostatné postavení, zatímco podle některých názorů jsou moldanubická a tepelsko-barrandienská jednotka společně součástí moldanubické zóny variského orogénu (např. Dallmeyer et al. 1995).

Moldanubická jednotka sestává ze silně regionálně metamorfovaných a z velké části i migmatitizovaných horninových komplexů, jejichž sedimentární a magmatické protolity mají různé stáří od paleoproterozoika po spodní paleozoikum.

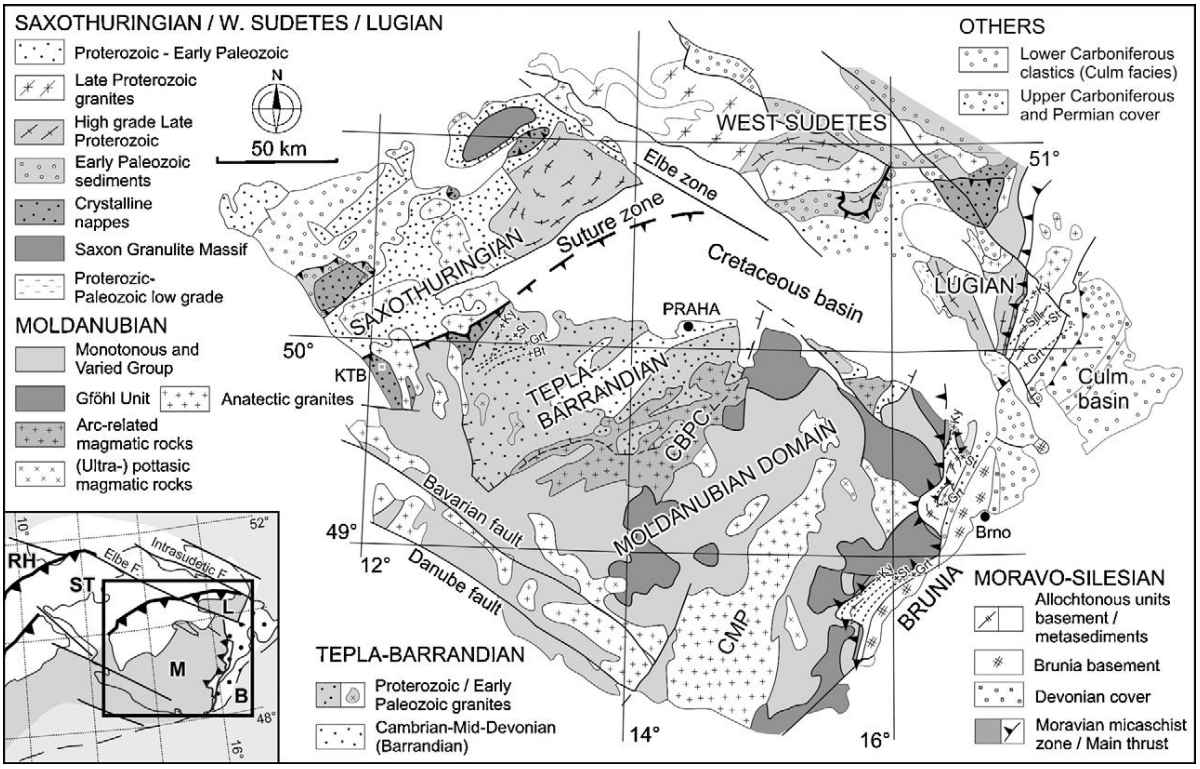
TBU zahrnuje převážně proti MU méně metamorfované vulkanosedimentární komplexy neoproterozoického stáří, pronikané na některých místech granitoidními intruzemi (stáří od svrchního kambria po devon) a řadou drobných bazických intruzí nedatovaných. Na neoproterozoiku leží zvrásněné, ale nemetamorfované sedimentární horniny a také vulkanity spodního paleozoika v barrandienské synklinále a dílčích reliktech v okolí (obr. 1-1).

Přestože se problematikou variského sestavení a vývoje Českého masivu už zabývala dlouhá řada autorů, je zde stále řada nevyřešených problémů a kontroverzních názorů. Mezi nedořešené kritické problémy patří např. lokalizace a orientace zóny či zón devonsko-karbonské subdukce, ale také povaha a role tektonické hranice mezi TBU a MU.

Toto rozhraní mezi tepelsko-barrandienskou a moldanubickou jednotkou, vyznačující se strmým gravimetrickým gradientem, je v literatuře různě označováno jako středočeská střižná zóna (Rajlich 1988), středočeská sutura, nebo dokonce dosti problematicky jako gföhlská sutura (Franke 2006); zároveň se tomuto rozhraní přičítá dosti rozmanitá role a kinematický charakter (srov. např. Rajlich 1988; Pitra et al. 1999). Nesporný je ale fakt, že toto významné tektonické rozhraní během variské orogeneze využily k intruzím objemné porce granitoidních a v menší míře i mafických

magmat, z nichž byl v několika hlavních a řadě dílčích magmatických pulzů vytvořen středočeský plutonický komplex (SPK; např. Holub et al. 1997a, b; Žák et al. 2014).

Plutonity SPK, doprovázené velmi hojnými žilnými horninami, svým geochemickým charakterem převážně odpovídají intruzivním členům magmatických oblouků nad subdukčními zónami (Holub et al. 1997a; Schulmann et al. 2009; Žák et al. 2005, 2012, 2014).



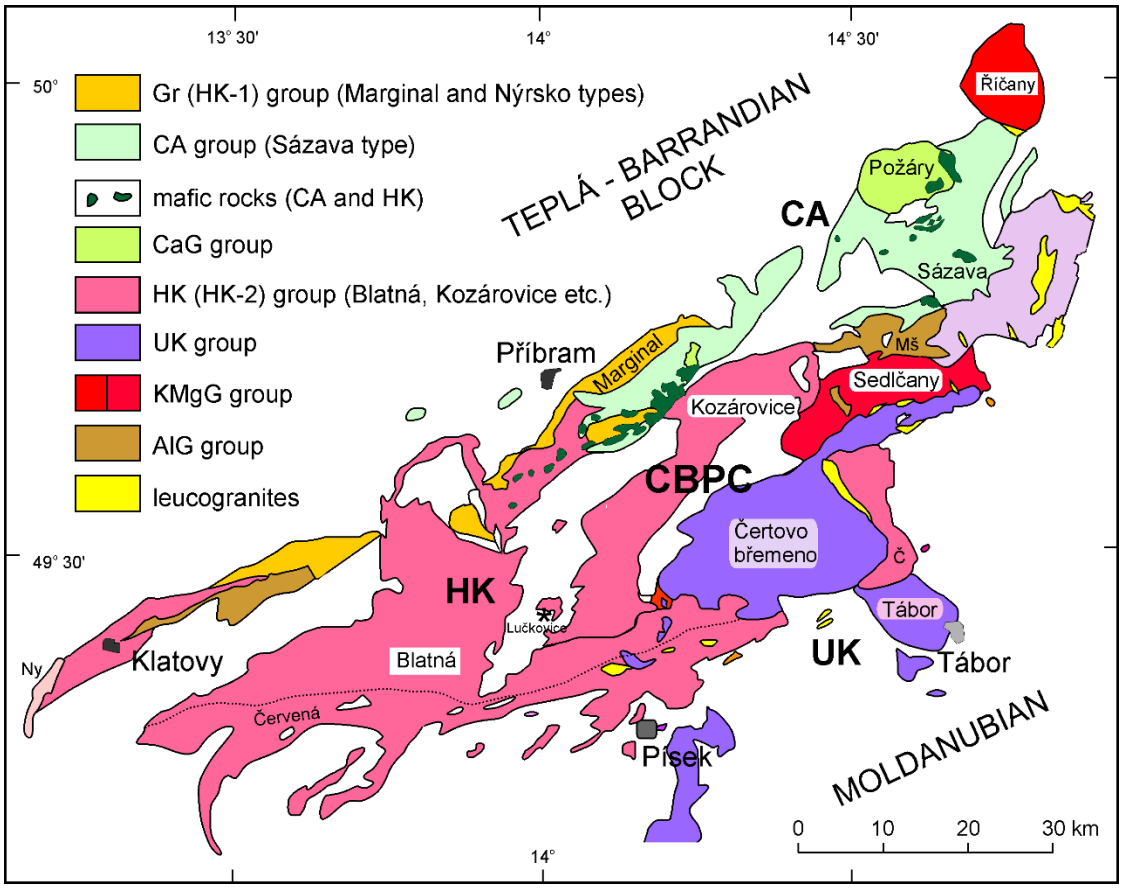
Obr. 1-1 Zjednodušená geologická mapa Českého masivu (upraveno podle Frankeho 2000).

Granitoidy a další plutonity SPK představují několik přirozených skupin (obr. 1-2), lišících se navzájem geochemickými charakteristikami a stářím (např. Holub 1991, Holub et al. 1997a, b; Janoušek et al. 1995). Nejdůležitější jsou v pořadí podle rostoucích obsahů draslíku a zároveň klesajícího stáří tyto:

(1) skupina biotit-amfibolického tonalitu až amfibol-biotitického granodioritu sázavského typu a sdružených mafických hornin (gaber až kvarcdioritů), s charakterem vápenatoalkalických až mírně K-bohatých vápenatoalkalických magmat, tvořící dohromady skupinu CA podle Holuba (1991, 1997a) nebo tzv. sázavskou suitu podle Janouška et al. (1995, 2004). Granitoidy sázavského typu reprezentují nejstarší datovanou intruzi SPK (cca 354 mil. let, Janoušek a Gerdes 2003), nepočítáme-li k SPK deformované a rekrystalizované ortoruly ve zbytcích jeho stropu.

(2) skupina amfibol-biotitických granodioritů (podružně až granitů) tradičně rozlišovaných typů blatenského, červenského, kozárovického atd. s chemismem K-bohatých vápenatoalkalických až šošonitických granitoidů, sdružená s podružně zastoupenými monzonitickými mafickými

plutonity výrazně šošonitického (K-bohatého) složení (skupina HK podle Holuba 1991, blatenská suita podle Janouška et al. 1995). Blatenská suita je mladší než sázavská a typické stáří, stanovené na blatenském granodioritu, je zhruba 346 Ma (Holub et al. 1997b; Janoušek et al. 2010). Horniny této suity při jv. kontaktu SPK (hlavně červenský granodiorit) krystalizovaly v době exhumace moldanubika (Janoušek et al. 2010; Žák et al. 2011, 2014).



Obr. 1-2 Plošné rozšíření plutonických hornin různých geochemických skupin v rámci středočeského plutonického komplexu. Upraveno podle Holuba et al. (1997a).

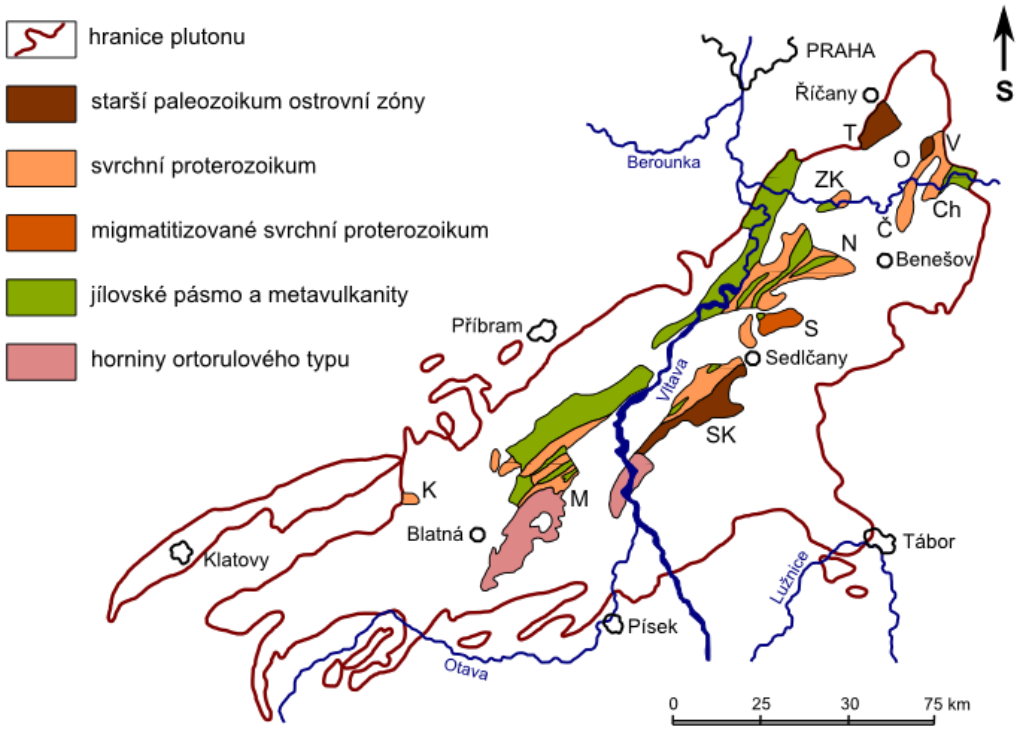
(3) skupina durbachitických a dalších silně draselných až ultradraselných plutonitů (melasyenitů až melagranitů) abnormálně bohatých hořčíkem, mezi něž patří amfibol-biotitické horniny typu Čertovo břemeno, dvoupyroxen-biotitické horniny typu táborského „syenitu“ a drobná vysoce mafická tělesa; tyto horniny tvoří skupinu UK podle Holuba (1991, 1997a, b) či suitu Čertova břemene podle Janouška et al. (1995). Intruze magmat této skupiny jsou mladší než významná etapa exhumace moldanubika v exokontaktu SPK (Žák et al. 2012, 2014) a jejich stáří se pohybuje od cca 343–340 Ma (Holub et al. 1997b) až po cca 335 Ma (táborský „syenit“, Janoušek a Gerdes 2003).

Další skupiny představují K a Mg bohaté granity (MgG - sedlčanský, říčanský), granitoidy bohaté Al (AlG - maršovický, kozlovický) a také leukogranity drobných masivků a žil. Některé horninové typy však nelze bez problémů zařadit. Tradičně vyčleňovaný „benešovský typ“ zahrnuje

granitoidy velmi variabilní, podle geochemických kritérií patřící k různým skupinám, vedle leukogranitů a podružně i granitoidů CA s významným zastoupením skupiny HK a také UK (např. Holub 2005). Tzv. benešovský typ či granodiorit tak vlastně není svou podstatou definován a jeho rozlišování bylo omylem.

Plutonity jsou v prostoru SPK doprovázené a pronikané obrovským počtem horninových žil a celých žilných rojů velmi variabilního petrografického i geochemického složení. Jejich velmi rozmanitý geochemický charakter svědčící o variabilitě plášťových i korových zdrojů těchto porcí magmat (stručný přehled viz např. Holub 1999, 2007).

Na horninách středočeského plutonického komplexu (SPK) jsou v tzv. „ostrovní zóně“ (Kettner 1930) významně zachovány zbytky stropu variských plutonitů. Dílčí „metamorfované ostrovy“ (obr. 1-3) představují soubory kontaktně a většinou před tím i regionálně metamorfovaných sedimentů a ve významné míře i vulkanitů a subvulkanitů neoproterozoika včetně tzv. jílovského pásma, kontaktně metamorfovaných sedimentů spodního paleozoika (např. Chlupáč 1989; Kachlík 1992) a také deformovaných granitoidů (netypických ortorul) devonského stáří (Košler et al. 1994; Žák et al. 2012).



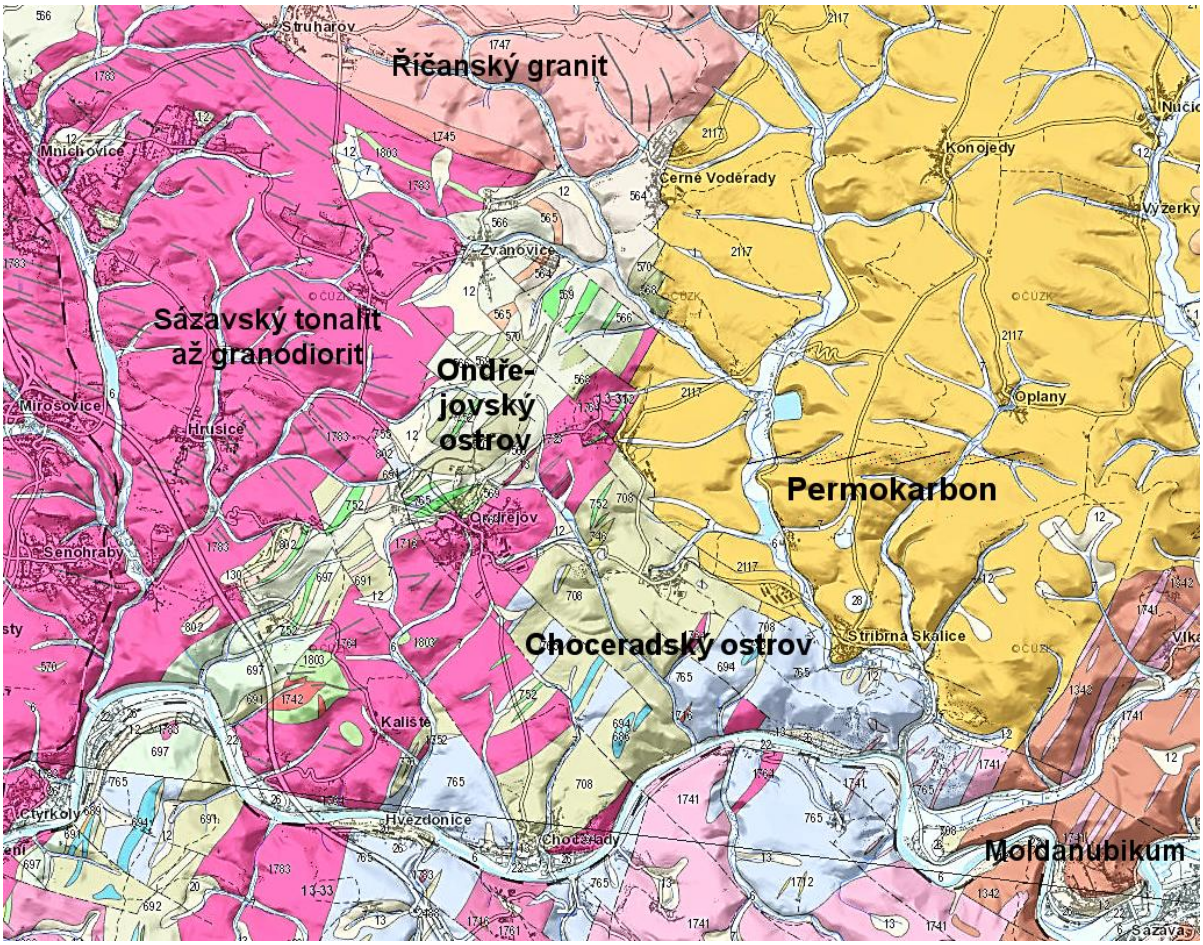
Obr. 1-3 Geologická mapa metamorfovaných ostrovů na středočeském plutonu (upraveno podle Dudek in Mísař et al. 1983). Metamorfované ostrovy: T - tehovský, V - voděradsko-zvánovický, O - ondřejovský, Ch - choceradský, Č - čerčanský, N - netvořicko-neveklovský, S - suchdolský, SK - sedlčansko-krásnohorský, M - mirovický, K-kasejovický.

1.2 Lokalizace a geologická stavba studovaného území

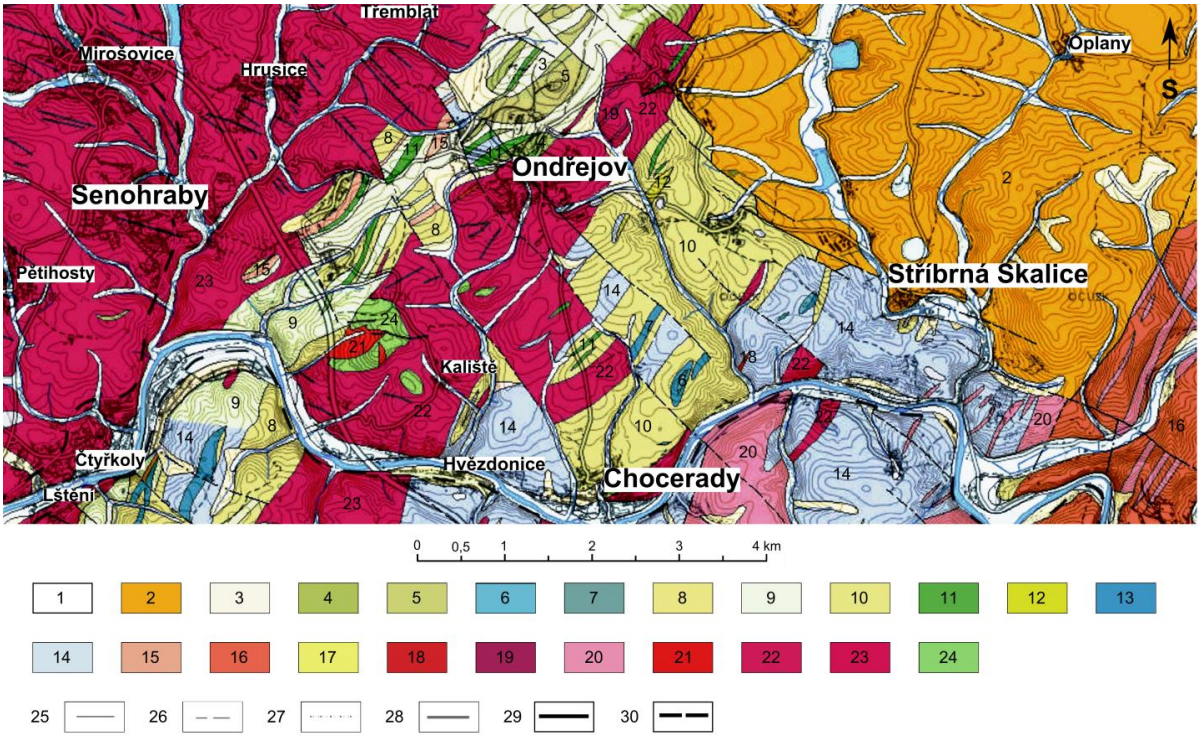
Studovaná oblast se nachází jihovýchodně od Prahy na pravém (severním) břehu řeky Sázavy mezi obcemi Senohraby na západě, Zvánovice na severu, Stříbrná Skalice včetně osady Marjánka na východě a Chocerady na jihu. Významnou obcí v tomto typicky rekreačním území je Ondřejov s nejvyšším počtem stálých obyvatel.

Vymezené území leží v severovýchodním cípu Geologické mapy ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XXI Tábor a spadá do jižní části mapového listu Geologické mapy 1 : 50 000 13-31 (Říčany) s nepatrným přesahem do severního okraje listu 13-33 (Benešov).

V tomto území (viz obr. 1-4) se plutonické horniny sv. okraje středočeského plutonického komplexu - hlavně tonalit až granodiorit sázavského typu s méně zastoupenými gabroidy - stýkají s kontaktně metamorfovanými metasedimenty a metavulkanity neoproterozoického a spodněpaleozoického stáří ostrovní zóny, tj. reliktů stropu variských intruzí SPK.



Obr. 1-4 Schéma geologické stavby území se studovanými horninami. Názvy jednotek doplněny do online mapového podkladu v mapových aplikacích České geologické služby.



Obr. 1-5 Geologická mapa hlavní části zájmové oblasti, vycházející z map 1 : 50 000, listy 13-31 a 13-33 (zdroj: mapové aplikace České geologické služby). Vysvětlivky: pokryvné útvary: 1 - kvarterní sedimenty, 2 - pískovec, prachovec a slepenec, vložky vápence, jílovce, rohovce, pelokarbonátu, uhelná slojka (svrchní karbon a perm; blanická brázda); bohemikum, ostrovní zóna středočeského plutonu: 3 - břidlice a metadroby s polohami oligomiktních konglomerátů, 4 - metadroby a metakonglomeráty s amfibolem, 5 - slepence, pískovce, kvarcity, 6 - krystalický vápenec, 7 - erlan, 8 - muskovit-biotitické břidlice, rohovce, metadroby, 9 - metabazalt, metaandezit, 10 - kvarcitické biotiticko-muskovitické fylity, 11 - světlé kvarcity a kvarcitické fylity; barrandien, proterozoikum barrandienu: 12 - hrubozrnné droby, 13 - vápence, 14 - bazalt, andezitobazalt, tufy, 15 - jemnozrnné biotitické ortoruly; moldanubikum, metamofrní jednotky: 16 - pararula; středočeský plutonický komplex: 17 - aplit, aplit s pegmatitovými hnízdy, 18 - žilný granit, 19 - granitový a syenitový porfyr, 20 - drobnozrnný dvojslídný až biotitický granit, 21 - drobnozrnný biotitický až amfibol-biotitický granit, biotit-amfibolický granodiorit, 22 - granodiorit (benešovský typ), 23 - granodiorit, tonalit, křemenný diorit (sázavský typ), 24 - gabro; hranice geologických jednotek: 25 - hranice zjištěná, 26 - hranice pravděpodobná, 27 - přechod litologický, 28 - žíly žilné horniny; tektonická linie: 29 - zlom zjištěný, 30 - zlom pravděpodobný.

Tyto kontaktně metamorfované horninové soubory se počítají k tzv. ostrovu ondřejovskému, který propojuje často samostatně uváděné „ostrovy“ voděradsko-zvánovický na SV a čerčanský na JZ, jednak ostrovu choceradskému, oddělenému pruhem kataklastických granitoidů a podružných gabroidů. Podstata choceradského ostrova je zčásti sporná, protože k němu byly v minulosti počítány i velké objemy mafických až intermediálních hornin, které ve skutečnosti mohou patřit k SPK.

Severně od Zvánovic (obr. 1-4), jsou granitoidy i „ostrovní“ metamorfity omezeny jižním intruzivním kontaktem tělesa říčanského granitu, který patří k vůbec nejmladším granitoidním členům variského SPK.

Na severovýchodě se plutonity i kontaktní metamorfity noří pod sekvenci českobrodského a černokosteleckého permokarbonu, představujícímu zakleslou sedimentární výplň severní části blanické brázdy.

Na západě se pás kontaktně metamorfovaných hornin stýká s typickým granodioritem sázavského typu, jižní omezení je podle dosavadních map dáno kontaktem s převážně kataklastickými granitoidy severních okrajů tělesa tzv. „benešovského granodioritu“, jehož podstata je však velmi sporná (viz výše).

Příslušnost nejen některých granitoidních, ale zejména mafických hornin k určité jednotce a „typu“ při různých stupních deformačního postižení je v tomto území tradičním problémem. Mnoho otázek je zcela nevyřešených včetně stáří rozlišit, které horniny jsou variské, patřící k magmatismu SPK, a co jsou metamorfované horniny předvariské, považované často za neoproterozoické. Toto pojetí se pro větší část bazických hornin objevuje v geologické mapě na obr. 1-5, kde jsou tělesa hornin problematické příslušnosti dokonce označeny názvy vulkanitů (položka 14 v legendě).

Na východní straně zájmového území se horniny SPK a bazika nejistého stáří stýkají s pararulami a dalšími silně metamorfovanými horninami moldanubika. V jihovýchodních částech území jsou moldanubické metamorfity i bazické horniny problematického stáří a plutonity SPK pronikány drobnými intruzemi leukogranitů.

S výjimkou rul moldanubika, leukogranitů a sedimentů permokarbonu jsou všechny horninové komplexy zájmového území intrudovány žilnými horninami převážně bazického, z menší části intermediálního až acidního složení, jimiž se zabývá tato práce.

1.3 Přehled dosavadních výzkumů studované oblasti

Severovýchodní výběžky středočeského plutonického komplexu a geologické jednotky v jeho exokontaktní zóně patří v Českém masivu k dosud velmi nedostatečně prozkoumaným, přestože se geologií a petrologií této oblasti v minulosti zabývala řada autorů. Jednalo se však buď o ryze petrografické práce, zabývající se jednotlivými lokalitami (např. Rosický a Šplíchal 1921) či malým územím, nebo o práce širšího záběru, řešící petrografii i geologickou stavbu a vývoj většího území (např. Krupička 1948; Vajner 1963), avšak obvykle bez jakýchkoli kvantitativních údajů a s řadou spekulací.

Rosický a Šplíchal (1921) popsali petrografii a chemické složení žíly „dioritového porfyru“, pronikající hrubozrnným biotitickým granitem na lokalitě Ostrá Hůra vjv. od obce Třemblat. Autoři tuto žílu interpretovali jako smíšenou, ve středových partiích složenou z „dioritického porfyritu“ a lemovaného bazičtější „jemnozrnou dioritickou facií“, při jihozápadním kontaktu doprovázenou také spessartitem. Práce obsahuje chemické analýzy všech tří žilných hornin a také vyseparovaných

vyrostlic amfibolu, poměrně bohatého TiO_2, analýzy jsou však podle dnešních nároků nepoužitelné a mají pouze historickou hodnotu. Autoři všechny zúčastněné horninové typy považovali za diferenciáty společného výchozího magmatu.

Kratochvíl a Veselý (1922) se zabývali gabrodioritem z Klokočné s. od Mnichovic (těsně mimo studované území), který tvoří žilná tělesa v horninách voděradsko-zvánovického metamorfovaného ostrova a sám podle nich jeví známky kontaktní metamorfózy. Podle popisu i chemické analýzy se jedná o horninu typu gabrovému porfyru. Reisinger (1926) petrograficky a chemicky popsal amfibolické gabro z okolí Stříbrné Skalice a tzv. „porfyrické gabro“ (vlastně gabrový porfyr) z údolí Sázavy. Jednalo se o intruze do „ostrovních“ metamorfitů a autor je interpretoval jako „předžulové“.

Jelínek (1947) podal zprávu o metamorfovaných horninách z oblasti mezi Voděrady, Zvánovicemi a Sázavou. Petrograficky popsal paleozoické metasedimenty a dynamicky metamorfované magmatické horniny, zahrnující mimo jiné zbřidličnatělé „gabrodioritové porfyrity“ a žilné horniny o složení gabrodioritových, granodioritových a granitových porfyrů. Jelínek (1948) podrobněji popsal žilné horniny v okolí Ondřejova a dospěl k závěru, že intruze navzájem velmi podobných bazických magmat, patřících k magmatismu středočeského plutonu, se v tomto území opakovaly a zatímco starší z nich jsou postiženy silnou deformací a zbřidličnatěním, mladší jsou deformací postiženy jen málo (hlavně gabrodioritové porfyry).

Rozsáhlá a v mnoha ohledech velmi detailní byla petrografická práce Krupičky (1948), zabývající se celou škálou metamorfitů choceradského a ondřejovského ostrova a plutonickými i žilnými horninami přilehlých výběžků středočeského „plutonu“. Krupička poukázal na význačné specifické rysy oblasti - částečně odchylný vývoj a nehomogenitu plutonických hornin proti jiným částem středočeského „plutonu“, velké množství žilných hornin - obzvláště gabrodioritových porfyritů, pokročilá stadia deformace a rekrystalizace těchto magmatických hornin apod. Přes velké množství výborných petrografických postřehů i velmi logické interpretace a závěry však toto dílo postrádá kvantitativní data a samozřejmě nemůže odpovídat na geologické problémy dané oblasti na úrovni dnešních požadavků.

Geologická mapa v příloze Krupičkovy práce má velmi hrubou kresbu s naznačením mnoha petrografických přechodů a kombinací přítomných horninových typů prostřednictvím prolínajících se typů šrafování, což ztěžuje její četbu. Důležité je v ní to, že pás granitoidů od Sázavy z. od Hvězdonic přes Ondřejov ke Kostelním Střimelicům (až po kótu Skalka, viz Vrána a Cháb 1981), tj. mezi ondřejovským a choceradským ostrovem, je vyznačen jako sázavský granodiorit, v jeho jižní části zahrnující také amfibolické gabrodiority, porfyrity a malchity. Do mapy zasahuje nejzápadnější část komplexu bazických hornin u Stříbrné Skalice, která je zde vyznačena jako kombinace

amfibolického křemenného dioritu s faciemi dioritovými a gabrodioritovými a také tělesy amfibolického gabrodioritu, porfyritu a malchitu. Jednotlivé žíly však mapa nezachycuje.

Pro řešení tématiky této diplomové práce je významný Krupičkův poznatek, že mafické žíly gabrodioritového složení jsou stejné, ať vystupují v granitoidech nebo kontaktně metamorfovovaných horninách, i když se může lišit stupeň deformace. Krupička došel k závěru, že extrémně početné zastoupení bazických žil nikoli lamprofyrové povahy a jejich pronikání do všech horninových typů plutonických i metamorfovaných svědčí o tom, že se jedná o žíly a místy i větší apofýzy z hlubšího magmatického tělesa v podloží tohoto terénu. Ojedinělé žíly syenitových porfyrů jsou podle něj výrazně mladší.

Ondřejovským metamorfovaným ostrovem v západním sousedství terénu zpracovaného Krupičkou (s určitým přesahem do tohoto terénu) se zabývala práce Vajnera (1963), který se spíše jen okrajově dotkl i problematiky magmatických hornin. Popsal však vedle plutonitů také „lamprofyry“, hojné zejména v území budovaném granodioritem sázavského typu a dosahující mocnosti od několika cm do 20 m; do skupiny lamprofyrů bohužel opět kromě vzácných malchitů a spessartitů řadil také vysoce převažující porfyrické horniny typu dioritových porfyritů (podle dnešního stavu poznání převážně gabrových porfyrů). V mapě mají tyto žíly v sázavském granodioritu z. od ondřejovského ostrova směry 100–130°, v metamorfitech ondřejvského ostrova a hlavně v tzv. kataklastických granodioritech pruho odělujícího ondřejovský a choceradský ostrov jsou však směrově variabilní mezi zhruba 120° na jihu u Sázavy až po směry kolem 45° (SV-JZ), převažující v okolí Ondřejova. Vajner rovněž petrograficky charakterizoval dvě žíly „syenodioritového porfyritu“ (podle mapky směru SV-JZ) v blízkém okolí Ondřejova; jedná se o horniny s drobnými vyrostličkami albitu a K-živce a s převahou albitu v základní hmotě, které Krupička (1948) popsal jako syenitový porfyr. Vajnerova mapa zahrnuje na severním okraji také jižní část tělesa říčanského granitu, v němž žilné horniny obou skupin zcela chybí.

Na rozdíl od Krupičkova (1948) názoru, že granitoidy v pruhu mezi ondřejovským a choceradským ostrovem patří k sázavskému typu, Vajner (1963) tyto kataklastické granodiority odlišil jako samostatnou jednotku a domníval se, že jejich tektonické porušení svědčí o předpaleozoickém stáří. Ve Vajnerově rukopisné geologické mapě 1 : 25 000, listu M-33-78-B-c Ondřejov z r. 1967 jsou tyto kataklastické granitoidy označeny přímo jako benešovský typ, ale zařazeny jsou už do karbonu společně s dalšími horninami SPK. Tato mapa zobrazuje výrazně větší území a zahrnuje i komplex bazických hornin v j. okolí Stříbrné Skalice (včetně Marjánky), který je vyznačen jako „amfibolické fylitické břidlice, amfibolity a amfibolické porfyrity silně migmatitizované (migmatity dioritového vzhledu)“, v jižnějších částech jako tytéž horniny „částečně až výrazně migmatitizované“. Mafické žilné horniny jsou zde stále souhrnně řazeny mezi lamprofyry.

Tomas (1968) stručně petrograficky charakterizoval jednotlivé horninové typy (kontaktně metamorfované biotitické břidlice, rohovce, kvarcity, pararuly, diority, granodiority, gabra a gabrodiority), zastižené štolami 05 až 11 během budování vodárenského přivaděče „Želivka“; toto dílo je vedeno v blízkém jižním sousedství studovaného území. Poukázal na hojnou přítomnost žilných hornin, zejména „mikrodioritů“, ale i lamprofyrů, „porfyritů“, pegmatitů a aplitů, které pronikají metasedimenty i plutonity. Všiml si rovněž intenzity deformace (kataklasa, mylonitizace), tektonického porušení a projevů hydrotermálních alterací.

Vejnar et al. (1975) se podrobněji zabývali granitoidními horninami v úseku, kde vodní přivaděč Želivka protíná severovýchodní výběžek středočeského „plutonu“. Dílo zahrnuje petrografický popis požárského, sázavského a „benešovského“ typu granitoidů, jejich vzájemné vztahy, deformační postižení a detailní studium plagioklasů v těchto třech horninových typech, mezi nimiž jsou údajně přechody. Pro poznání skutečných geologických vztahů práce mnoho nepřináší.

Žilnými horninami (gabrovými až dioritovými porfyry, granodioritovými porfyry, metaporfyrity, spesssartity, minetou a kersantitem) z tohoto vodovodního přivaděče se zabývala nepublikovaná zpráva Žežulkové (1978), která zde popsala i petrografický charakter a makrochemismus gabrových porfyrů z hlubokého dálničního zářezu východně od Senohrab. Žíly podle jejího nákresu situace v zářezu pronikají sázavským granodioritem a jejich směry se pohybují v rozpětí cca 70–120°. Práce je deskriptivní a pokus o korelaci makrochemismu zdejších žilných hornin s jinými oblastmi se jeví jako značně problematický (např. gabrové porfyry údajně chemicky odpovídají příbramským diabasům). Dokonce ani geologická dokumentace, přestože byl zářez v době zpracování perfektně odkrytý a zcela čerstvý, neodpovídá v řadě důležitých detailů skutečnosti (povaha hlavní hostitelské horniny, chybějící tektonika) a geologické i petrografické zpracování je až překvapivě slabé.

Palivcová (1966) se zabývala petrografií a chemickým složením variabilních mafických hornin (s velmi různou strukturou a mírou zbřidličnatění) z okolí lomu Marjánka u Stříbrné Skalice. Předložila velmi svéráznou, ale důkazy nepodloženou transformistickou interpretaci jejich vzniku „dioritizací metabazitů“ z hornin svrchního proterozoika. Žežulková (1971) publikovala transformistické představy také o vzniku tzv. benešovského granodioritu, který do zájmového území částečně zasahuje z jihu, ale nezabývala se přímo vzorky z tohoto území.

Diplomová práce Kučerové (1982) byla zaměřena podobně jako článek Palivcové (1966) na mafické horniny z jižního okolí Stříbrné Skalice, domněle představující východní část choceradského ostrova. Zpracování však bylo velmi chudé a závěry ryze spekulativní až nepochopitelné. Autorka např. považovala (patrně pod vlivem Vajnerových názorů) mafické intruzivní horniny s jemnozrnnými mafickými enklávami a krami kontaktních rohovců za „divoké migmatity“ s relikty metabazitů. Existenci mafických žilných hornin v tomto terénu nezaznamenala a

jen podle značně nedokonalých petrografických popisů lze některé z chemicky analyzovaných vzorků k žilným intruzím přiřadit.

Vrána a Cháb (1981) na lokalitě Skalka u Kostelních Střimelic interpretovali výběžek tělesa tonalitu, petrograficky blízkého sázavskému typu SPK a pronikaného amfibolickými mafickými žilami, jako údajný metatonalit v podloží domněle svrchnoproterozoického polymiktního konglomerátu s valouny leukotonalitu, granitu a acidních vulkanitů. Všechny horniny na lokalitě včetně mafických žil v „metatonalitu“ i „metakonglomerátu“ jsou podle těchto autorů postiženy výraznou deformací a polymetamorfózou za vzniku metamorfního Al- a Fe-bohatého amfibolu II a biotitu II na úkor magmatického amfibolu a biotitu, při mladší metamorfní události vznikl ještě cummingtonit a chlorit spolu s malým množstvím biotitu III. Práce se však neopírala o žádné stanovení stáří radiometrickými metodami a geologické interpretace jsou značně spekulativní, dokonce se jako problematická jeví i existence samotného metakonglomerátu (Kachlík, ústní sdělení). Autory zdůrazňovaé projevy polymetamorfismu se v současné době ukazují jako z větší části běžné v širší oblasti a nejsou relevatní k názoru o stáří tzv. „metatonalitu“.

Z novější doby se zájmového území a částečně i studované problematiky týká obsáhlá studie Kachlíka (1992), zabývající se litologií hornin severovýchodní části ostrovní zóny a jejich stratigrafickou příslušností i metamorfózou. Kachlík (1999) se později ještě velmi obsáhle věnoval látkovým, metamorfním a tektonickým vztahům hornin moldanubika, kutnohorského krystalinika a bohemika v těsném východním sousedství zájmového území této práce. Horninový komplex převážně bazického složení v j. okolí Stříbrné Skalice, interpretovaný Palivcovou nebo Kučerovou jako přepracované starší horniny, je zde letmo řazen ke středočeskému plutonickému komplexu, ale dílo se jím s výjimkou několika tabelovaných litogeochemických analýz blíže nezabývá.

1.4 Shrnutí aktuálního stupně poznání a cíle této práce

Z přehledu dosavadních výzkumů jasně vyplývá, že studované území je z geologického hlediska velice problematické a publikované názory na povahu, původ a stáří řady hornin jsou kontroverzní. Mezi původní cíle nového zpracování proto patřilo vyřešení řady dílčích problémů klasifikačního i časového zařazení a geneze horninových typů granitoidních, gabroidních a žilných včetně tzv. metatonalitu ze Skalky u Kostelních Střimelic, velmi variabilních bazických hornin z Marjánky apod. Protože se však nepodařilo získat potřebné grantové prostředky, musely být cíle této práce zúženy a podrobněji jsou zpracovány jen žilné horniny, u nichž je geologická pozice jasnější, a které jsou při tom schopné poskytnout množství důležitých informací pro širší diskuzi a interpretaci geologického vývoje této oblasti i při omezených finančních prostředcích.

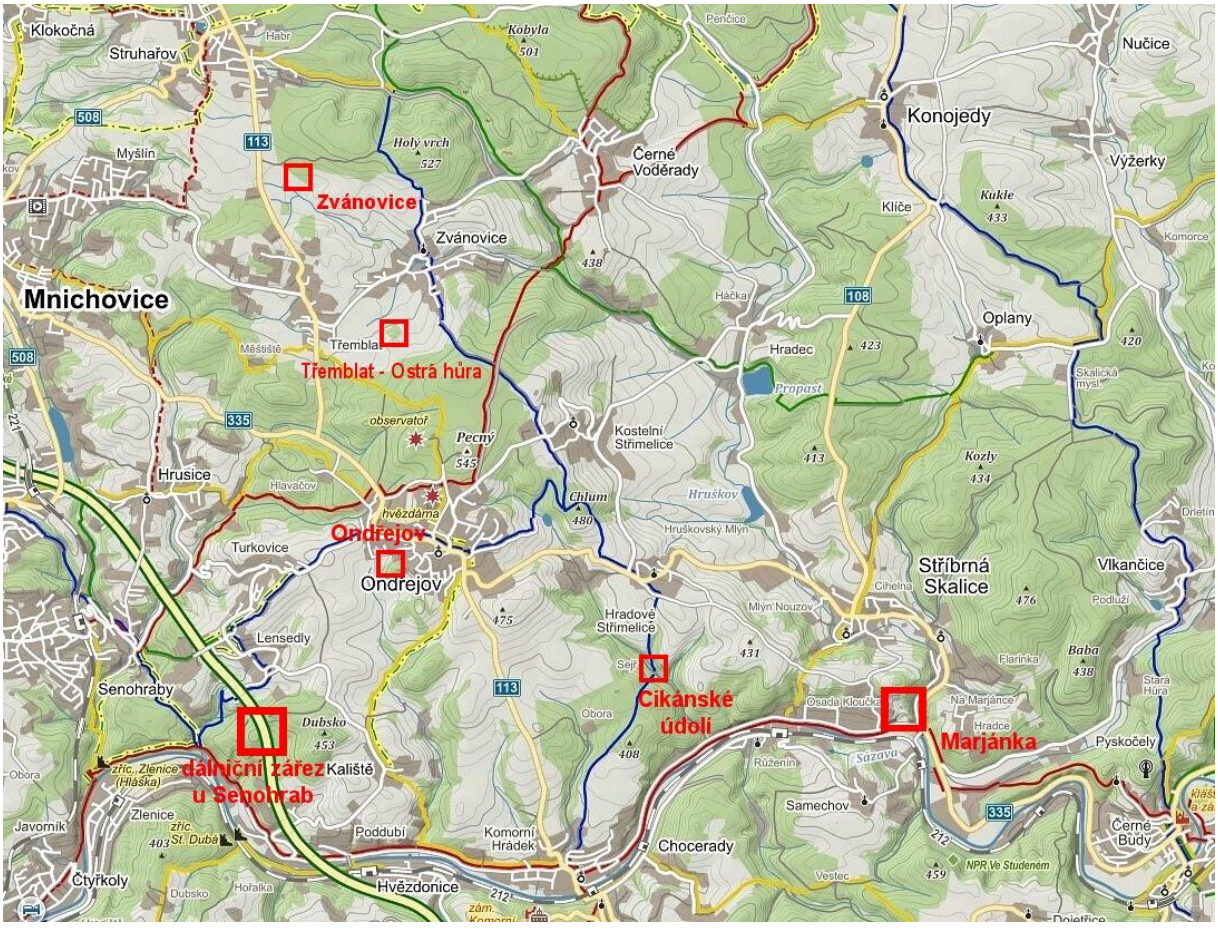
2 CHARAKTERISTIKA HLAVNÍCH STUDOVANÝCH LOKALIT

2.1 Dálniční zářez jv. od Senohrab

Jihovýchodně od Senohrab nedaleko obcí Lensedly a Kaliště (obr. 2-1) se nachází hluboký zářez dálnice D1, který poskytuje dobře odkrytý profil vhodný studiu. V zářezu o celkové délce přibližně 300 m dominují žilné horniny nad hostitelskými metasedimentárními a metavulkanickými horninami ondřejovského ostrova. Byly zde zastiženy žíly gabrových až gabrodioritových porfyrů, tonalitových až kvarc-dioritových porfyrů, malchitů a spessartitu.

Mezi hostitelskými horninami jsou silně zastoupeny brekciovité vulkanoklastity, nejspíše neoproterozoického stáří, lokálně jsou zastoupeny ale také velmi tmavé a rozpadavé tence břidličnaté metapelity. Žežulkovou (1978) uváděný granodiorit sázavského typu nebyl vůbec nalezen.

V současné době je velká část stěn zářezu zakryta silnou drátěnou ochrannou sítí proti spadu úlomků hornin a práci také ztěžuje velmi hustý provoz na dálnici. Značný problém rovněž činí znečistění povrchu jinak dosud čerstvých hornin pod sítí (tmavé povlaky znesnadňující určení hornin) a zvětrání hornin v horních nezakrytých partiích zářezu.



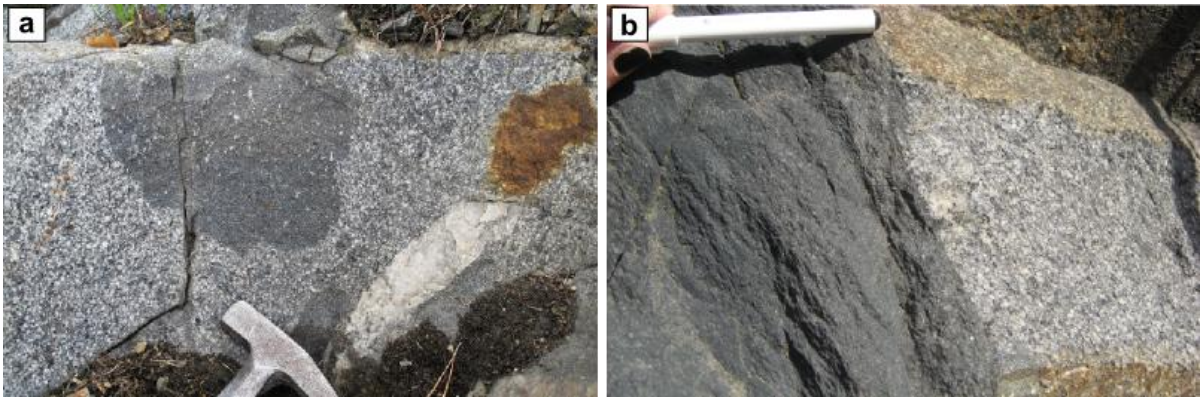
Obr. 2-1 Topografická mapa s vyznačenými zájmovými lokalitami (podklad převzat z mapy.cz).

Tonalitové až kvarcdioritové porfyry tvoří žíly o mocnosti 8–30 m V-Z průběhu. Jedná se o horninu šedé barvy s nápadnými vyrostlicemi plagioklasu, křemene a sloupečky nebo jehlicemi amfibolu. Hornina místy obsahuje mafické enklávy o velikosti většinou několika cm, maximálně až do 30 cm (obr. 2-2 a). Jejich protažení, společně s orientací tabulkovitých vyrostlic plagioklasů, definuje magmatickou foliaci směru přibližně S-J. Kontakt s metasedimenty je ostrý, bez známek asimilace okolních hornin.

Mafické žilné horniny vytvářejí oproti tonalitovým porfyrům méně mocné žíly, dosahující mocnosti od 0,5 do 8 m. Orientace žil je blízká tonalitovým porfyrům, ale průběh je často komplikován nerovnostmi kontaktních ploch.

Lze rozlišit dva typy gabrových až gabrodioritových porfyrů. Prvním typem je hornina tmavě šedé barvy s navzájem zhruba srovnatelným množstvím vyrostlic amfibolů a plagioklasů. Druhý typ představuje trochu hrubozrnnější a světleší varietu s převahou vyrostlic plagioklasů nad amfiboly.

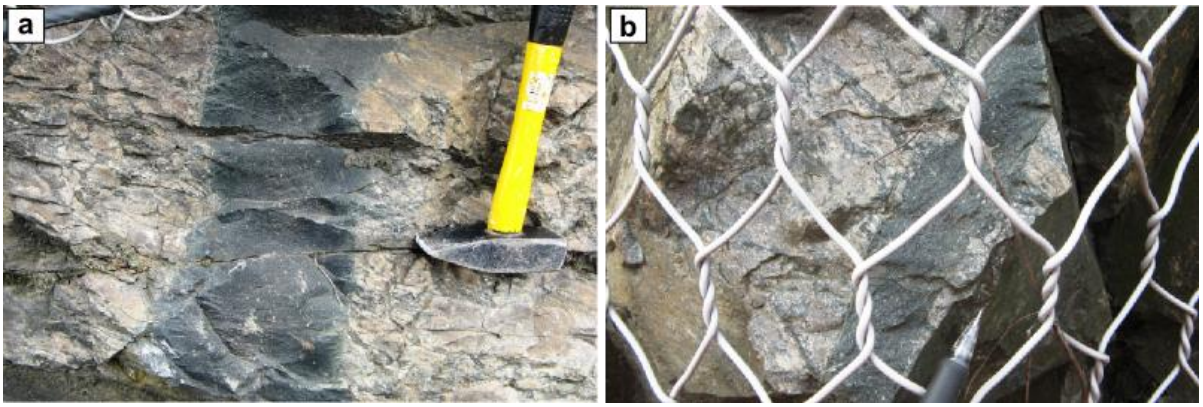
Kontakt s metasedimenty je vždy ostrý a objevuje se i prstovité pronikání žil do metasedimentárních hornin, místy uzavírání nepravidelných xenolitů o rozměrech od několika cm až po 2 m. Žíly gabrových porfyrů pronikají také do tonalitových porfyrů. Jejich vzájemný kontakt je ostrý, bez známek míšení magmat (obr. 2-2 b).



Obr. 2-2 a - kontakt tonalitového a gabrového porfyru, b - tonalitový porfyr s mafickou enklávou.

Malchity se v zářezu vyskytují v podobně drobných žil a jsou rovněž orientované ve směru zhruba V-Z. Zjištěné mocnosti jsou od několika cm po maximum přibližně 30 cm. Vzhledem k malým mocnostem a současnému stavu zářezu jich ve skutečnosti může být přítomno mnohem více. Jedná se o velmi jemnozrnnou horninu černé barvy, která proniká metasedimenty. Vzájemný kontakt s metasedimetárními horninami je ostrý, ojediněle lze pozorovat prstovité pronikání malchitu do metasedimentu (obr. 2-3). Vzájemné vztahy s tonalitovými a gabrovými porfyry nemohly být pozorovány.

Velmi podobného vzhledu jako malchit je afanitická hornina, které ale svým složením odpovídá mikrotonalitu (SK 5). Její tenká žíla byla zastižena při jižním konci zářezu.



Obr. 2-3 a - ostrý kontakt malchitu s kontaktně metamorfovanými hrubými vulkanoklastity, b - prstovité pronikání malchitu do vulkanoklastitů.

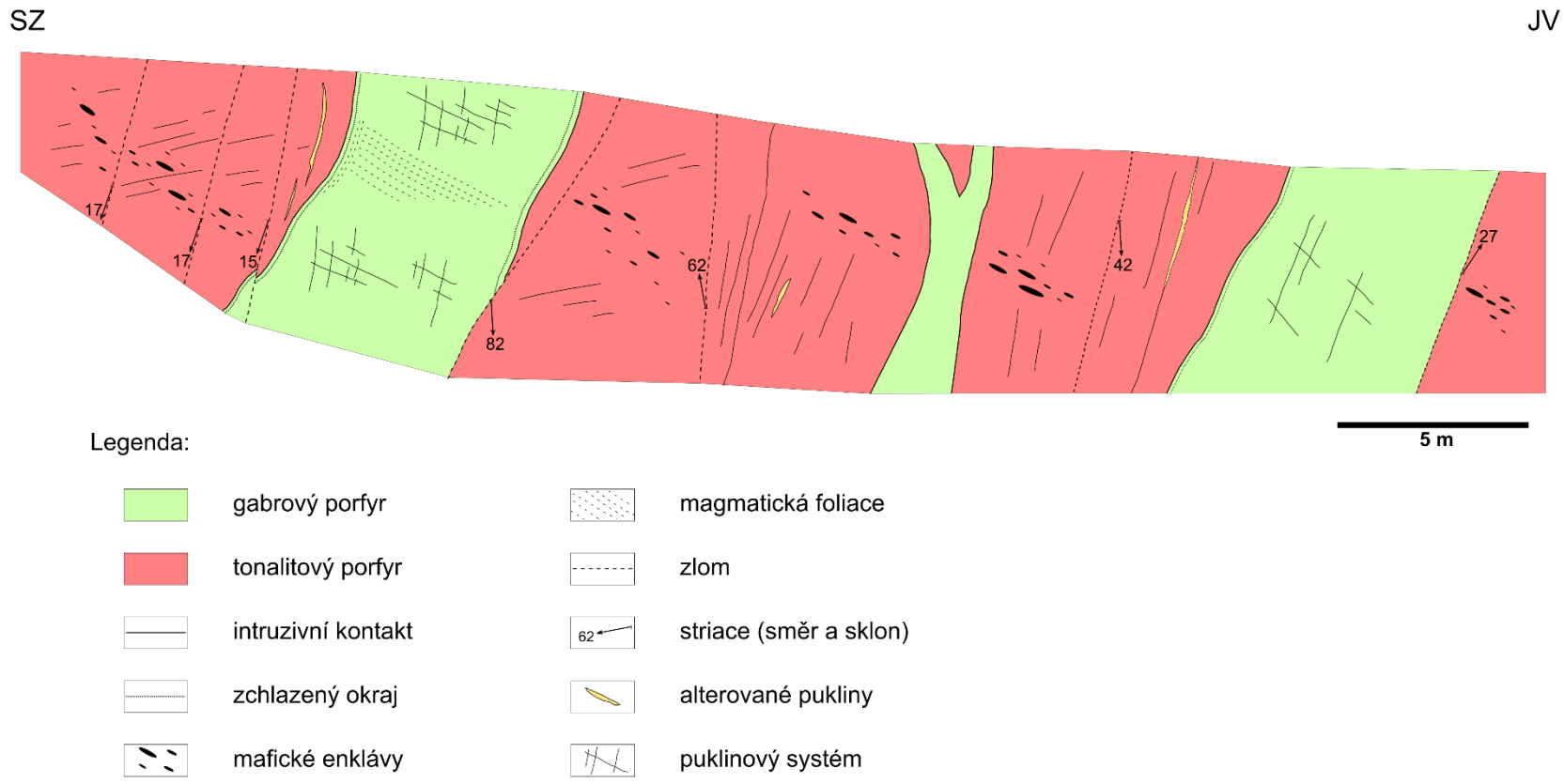
Na lokalitě byla také zastižena žíla spessartitu (FH 2). Makroskopicky se jedná o jemnozrnnou horninu tmavě šedé barvy s drobnými vyrostlicemi amfibolů. Geologické vztahy k ostatním žilným horninám se nepodařilo zjistit.

Žíly jsou porušeny hlavně dvěma význačnými systémy strmě orientovaných puklin. První systém je V-Z orientace, druhý systém představují pukliny S-J směru. Některé pukliny jsou vyhojeny křemenem, epidotem a chloritem. Celé území je porušeno zlomy orientovanými hlavně ve směru V-Z.

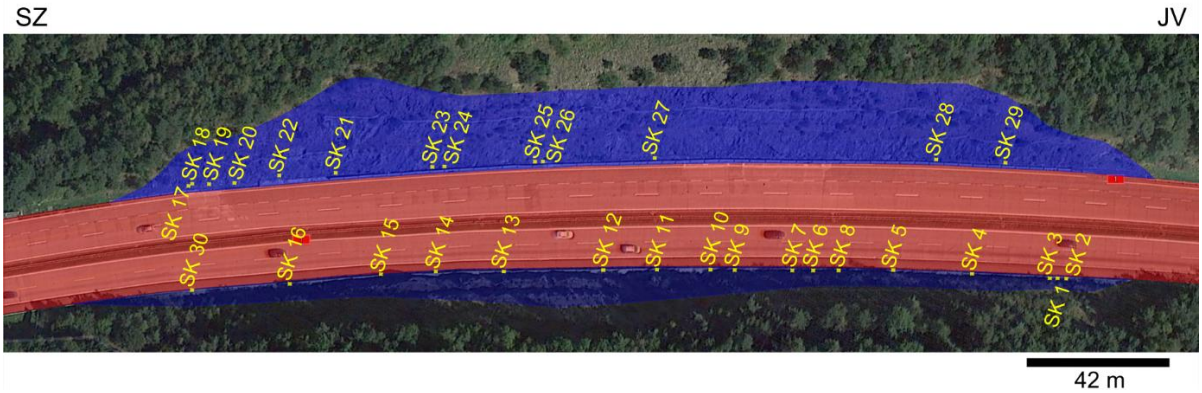
Při sz. konci dálničního zářezu byl podrobně zdokumentován úsek jeho ssv. boku v celkové délce 42 m, který není zakryt pletivem (viz obr. 2-4). Jsou zde odkryty tři žíly gabrového porfyru, pronikající tonalitovým porfyrem. Na obrázku je vyznačena orientace mafických enkláv, paralelní s magmatickou stavbou tonalitových porfyrů. Uvnitř žíly gabrového porfyru je magmatická foliace definovaná uspořádáním vyrostlic plagioklasů. Při severním intruzivním kontaktu je stavba téměř paralelní s kontaktem, směrem k j. intruzivnímu kontaktu se stavba mění a nabývá směru téměř kolmého ke kontaktu.

V tomto úseku byly mimo jiné odebrány také vzorky pro měření anizotropie magnetické susceptibility v dobře odkryté žíle gabrového porfyru (poblíž odběrových míst SK18 a SK19, viz kapitola 7).

Z této lokality pochází výrazná většina vzorků studovaných žilných hornin, a to SK 1 až SK 30, MV 1, MV 3 až MV 28, FH 1 až FH 4. Jednotlivé vzorky byly odebrány po celé délce a na obou stranách zářezu (obr. 2-5). Z nich SK 2 a 11 reprezentují malchity, FH 2 je spessartit, vzorky SK 7, 8 a MV 15 jsou kvarcdioritové porfyry; SK 6, 17, 19, 22, 23, 25, 27, MV 7, 9, FH 1, 4 představují tonalitové porfyry, jediný vzorek SK 5 reprezentuje afanitický mikrotonalit; všechny ostatní vzorky patří gabrovým (až gabrodioritovým) porfyrům.



Obr. 2-4 Nákres dolní části skalní stěny při severozápadním konci dálničního zářezu u Senohrab, jižně od Lensedel.



Obr. 2-5 Schéma dálničního zářezu na D1 jv. od Senohrab (skutečná orientace je zářezu je zhruba SSZ-JJV) s vyznačenými místy odběru a čísly hlavních vzorků.

2.2 Cikánské (Seradovské) údolí

Cikánské údolí je část údolí Seradovského potoka, tekoucího z východního okolí Ondřejova směrem k JV a vlévajícího se ze severní strany do Sázavy (obr. 2-1).

Mezi údolím Seradovského potoka a potůčku přitékajícího od SV (levostranného přítoku) přibližně 3 km J-V od centra Ondřejova se v prudké stráni nachází drobný skalní výchoz. Vyskytuje se zde žíla gabrového porfyru orientace SZ-JV pronikající drobnozrnný metabazit choceradského ostrova. Porfyr je tmavě šedé barvy s makroskopicky pozorovatelnými vyrostlicemi plagioklasu o velikosti 2–4 mm. Žíla má 2–3 cm mocnou okrajovou zónu bez vyrostlic plagioklasu, která má malchitický charakter.

Další žíla gabrového porfyru byla nalezena v sv. boku údolí Seradovského potoka 350 m sz. od ústí potoka do Sázavy pod strmým svahem pokrytým velkým množstvím horninových bloků.

Z Cikánského údolí pochází studované vzorky FH 7 (dioritový porfyr), FH 8, MV 2, SK 36, SK 37 (gabrové porfyry).

2.3 Činný lom Marjánka a jeho těsné v. okolí

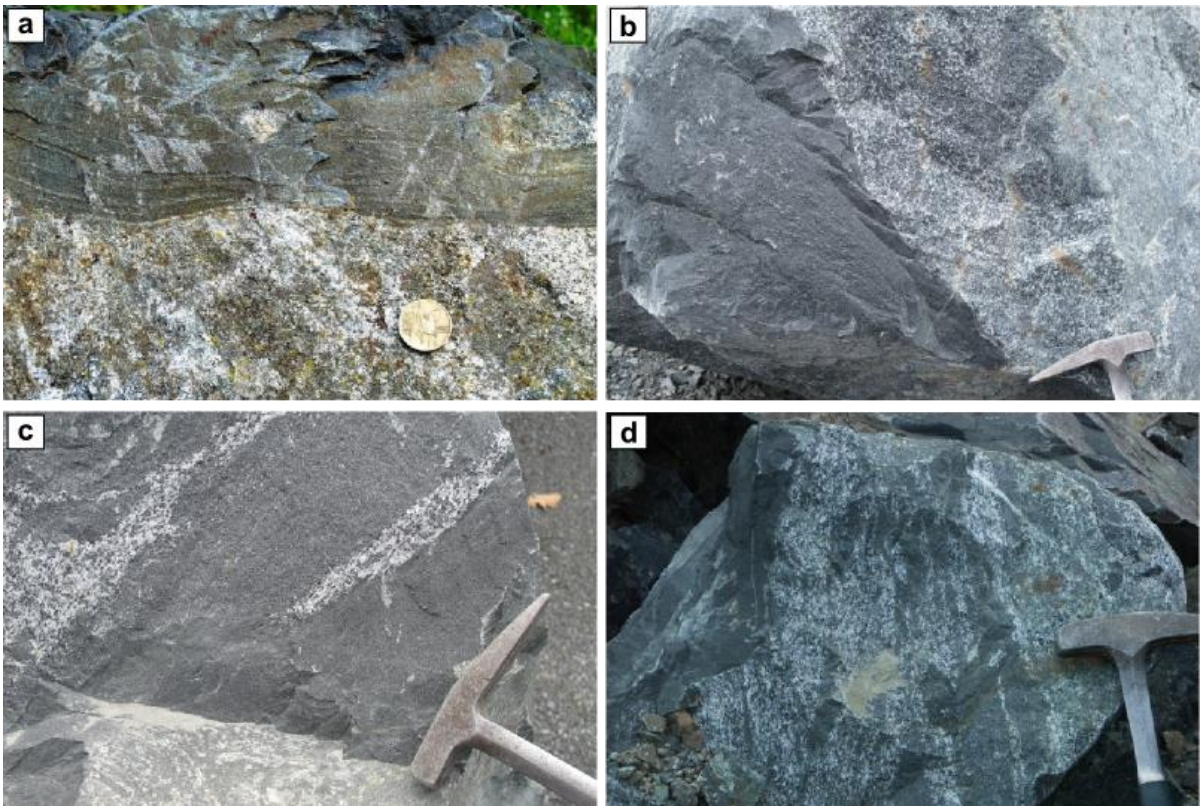
Lom Marjánka (tradiční označení, oficiálně je to lom Stříbrná Skalice) je situován 0,87–1,3 km jv. až jjv. od centra Stříbrné Skalice, západně od osady Marjánka, která se táhne podél silnice k mostu přes Sázavu. Lom je rozsáhlý a v prudkém svahu severního boku údolí Sázavy zahrnuje šest těžebních etáží.

V lomu jsou odkryty převážně mafické horninové typy plutonického (gabrového či dioritického) vzhledu, ale také břidličnaté horniny povahy spíše metabazitu a utopené kry

erlanovitých hornin. Kvůli stavu a nebezpečnosti stěn i velké prašnosti jsou geologické vztahy těchto hornin v lomu obtížně sledovatelné.

Kromě uvedených převládajících hornin byly v příznivějších úsecích zastiženy žíly gabrových porfyrů, místy zjemňováním zrnitosti nabývající až malchitického charakteru, které intrudovaly do plutonické horniny dioritického typu. Žíly mají variabilní mocnost, pohybující se v průměru od 10 cm do několika metrů (maximálně bylo pozorováno cca 10 m) a jsou orientovány zhruba V-Z. Velmi hojné drobné žilky a lokální odžilky (mocnosti 5–20 cm) mohou mít ale značně nepravidelný průběh. Hornina je tmavě šedé barvy a oproti gabrovým porfyrům z dálničního zářezu je jemnozrnnější, spíše jen s ojedinělým výskytem makroskopicky viditelných vyrostlic plagioklasu. Vyrostlice amfibolu nejsou pro drobné rozměry pouhým okem pozorovatelné. Na některých žilách je možné pozorovat submagmatickou tokovou stavbu (obr. 2-7 a). Kontakt dioritového porfyru až malchitu s okolním dioritem je vždy zcela ostrý (obr. 2-7 b).

Dioritická hornina je drobně až středně zrnitá, makroskopicky středně šedé barvy s rozlišitelnými zrny plagioklasu a amfibolu. Velmi často uzavírá tmavší a jemněji zrnité enklávy mikrogabrového složení, které jsou nepravidelně zploštělé a zhruba subparalelně uspořádané (obr. 2-7 c, d).



Obr. 2-7 Geologické vystupování různých typů bazických hornin v lomu Marjánka u Stříbrné Skalice.

Východně od lomu Marjánka poblíž autobusové zastávky u silnice ve směru na Stříbrnou Skalici (přibližně 1,5 km jv. od jejího centra) se nacházejí menší skalní výchozy (o délce 5–25 m), kde byly v silně variabilních mafických horninách zastiženy žíly gabrového porfyru a malchitu. Žíly jsou podobné žilám vyskytujícím se v lomu. Gabrový porfyr je tmavé barvy a jemnozrnné textury, místy se v něm vyskytují partie s vyrostlicemi plagioklasu dosahujícími velikosti až 5 mm. Malchit představuje afanitickou tmavou horninu s ostrým kontaktem vůči gabrovému porfyru. Mocnost žíly je 0,3 m a orientace V-Z.

Všechny horninové typy jsou místy pronikány žilami aplitických leukogranitů o mocnosti 0,5–3 m, které jsou v této části území hojné a vyskytují se i v přilehlé části moldanubika. Tato hornina světle růžové barvy ostře kontrastuje se svým okolím a je místy deformována do tvaru vrás. V této práci nebyla sledována, protože k ostatním žilným horninám nemá žádný zjevný vztah.

Z lokality Marjánka byly studovány vzorky SK 31 (malchit), FH 5 a 6 (gabrový porfyr) a SK 38 (diorit).

2.4 Ostrá Hůra u osady Třemblat

Uprostřed pastvin jv. od osady Třemblat (patřící k Ondřejovu), 2,33 km severně od kostela v Ondřejově (obr. 2-1), se nachází lesíkem porostlá elevace Ostrá hůra. V lesíku jsou nakupené velmi hojné horninové bloky a ve vrcholové části (kóta 492) jsou i nízké skalní výchozy. Vystupuje zde složená žíla, popsaná již Rosickým a Šplíchalem (1921). Tvoří ji převažující granodioritový porfyr a podél obou kontaktů zóny afanitické hornina o složení tonalitového porfyru. Žíla proniká granitoidem sázavského typu, který je však silně eluviálně zvětralý a netvoří žádný výchoz. Celková mocnost žíly dosahuje 28 m a její orientace je ZSZ-VJV.

Granodioritový porfyr je světlé šedé barvy a zdálky připomíná granitoid, k čemuž přispívají i hojné mafické enklávy o velikosti 8–30 cm. Makroskopicky jsou v porfyru dobře pozorovatelné vyrostlice plagioklasu velikosti až 4 mm.

Afanitická hornina je tmavší šedé barvy, makroskopicky v ní lze rozlišit jen ojediněle roztroušené sloupečkovité vyrostlice amfibolu délky 2 až vzácně 10 mm. Povahu hranice mezi porfyrem a afanitickou horninou se nepodařilo zjistit, v extrémně hojném blokovém materiálu ale chybí přechodná hornina a hranice proto musí být dosti náhlá nebo dokonce ostrá.

Z lokality Ostrá hůra u Třemblatu byly studovány vzorky FH 9 (kvarcdioritový porfyr), SK 33 a 35 (granodioritový porfyr), SK 34 (afanitická hornina).

2.5 Ondřejov

Při jz. okraji obce Ondřejov na zalesněném návrší Horka (obr. 2-1) se ve svahu jz. od fotbalového hřiště nachází starý chodbový lom délky přibližně 60 m, ve kterém je odkryta žíla syenitového porfyru (mikrosyenitu) mocná přibližně 6 m, směru zhruba ZJZ-VSV (65°), strmě upadající k SZ. Žíla je světle šedorůžové barvy a proniká jemnozrnnou rohovcovitou metasedimentární horninu ondřejovského ostrova. Z čela lomu na zjz. konci byl odebrán vzorek SK 32.

Dále k JZ žíla pokračuje kose přes zalesněný hřbet a po jeho přechodu se lomí do směru téměř S-J. V okolí se vyskytují roztroušené úlomky gabrového porfyru a hojné drobné bloky rohovců a drobnozrnné gabroidní horniny.

2.6 Zvánovice

Lokalita se nachází 1,5 až 1,8 km sz. od rybníčku v centru Zvánovic, 4,5 – 4,3 km ssz. od kostela v Ondřejově, podél jz. hranice lesního komplexu s Holým vrchem. Tvoří ji žíla gabrového porfyru, projevující se na povrchu pásmem hojných bloků 0,5–1 m velkých a místy hromadami drobnějšího ostrohranného skeletu. Kolem je eluviálně zvětralý tonalit až granodiorit sázavského typu, tvořící na povrchu jen ojedinělé vyvětralé menší balvany.

Žíla gabrového porfyru má orientaci ZSZ-VJV a je situována ve vzdálenosti cca 330 m jz. od subparalelně orientované jjz. hranice tělesa říčanského granitu.

Z lokality byl zkoumán vzorek SK 39 (gabrový porfyr).

3 PETROGRAFIE ŽILNÝCH HORNIN A CHEMISMUS JEJICH MINERÁLŮ

3.1 Úvod a metody

Pro mikroskopický popis horninových vzorků bylo zhotoveno 78 výbrusů (seznam vzorků je uveden v příloze), kromě nich byly studovány také starší výbrusy z tohoto území, uložené v Ústavu petrologie a strukturní geologie (ÚPSG) Univerzity Karlovy. Mikrofotografie byly pořízeny polarizačním mikroskopem Nikon Eclipse v Laboratoři optické mikroskopie ÚPSG. V případě obrázků, na nichž jsou zobrazeny mikrofotografie, byly pro rozslišení snímků s jedním nikolem a snímků se zkříženými nikoly pužity symoboly IPL a XPL.

Chemické složení horninotvorných minerálů bylo sledováno ve 31 výbrusech. Analýzy byly provedeny v Laboratoři skenovací elektronové mikroskopie ÚPSG. Laboratoř je vybavena skenovacím elektronovým mikroskopem značky Tescan Vega s detektorem umožňujícím chemickou mikroanalýzu (energiově disperzní spektroskopie, EDS). Detekční limit u většiny prvků nepřesahuje 0,1 hmot. %. Ve výsledku bylo získáno 526 analýz amfibolu, 353 analýz plagioklasu, 53 analýz draselného živce, 94 analýz biotitu, 7 analýz klinopyroxenu, 25 analýz titanitu, 10 analýz ilmenitu, 20 analýz apatitu, 4 analýzy zirkonu, 61 analýz chloritu, 58 analýz minerálů epidotové skupiny, 7 analýz sericitu, 16 analýz karbonátu a 9 analýz prehnitu. Reprezentativní analýzy jsou uvedeny v příloze B.

Postup přepočtu získaných silikátových analýz jednotlivých horninotvorných minerálů a klasifikace těchto minerálů byly provedeny následovně. Chemické složení amfibolů bylo přepočítáno a poté klasifikačně zařazeno podle doporučení Leakea et al. (1997). Jelikož nebyl analyticky stanoven obsah vody, byly chemické analýzy jednotlivých amfibolových zrn přepočítány na 23 kyslíkových atomů na bezvodou vzorcovou jednotku. Protože suma všech kationtů s výjimkou vápníku, sodíku a draslíku nepřesahovala stechiometrický limit 13 kationtů na vzorcovou jednotku, byly analýzy normalizovanány na 13 kationtů (tato metoda vylučuje přítomnost Mn, Fe^{2+} a Mg na pozici B strukturního vzorce amfibolu uvedeného níže a obsah Na je v závislosti na obsahu Ca rozdělen do pozic A a B). Po normalizaci na zvolený počet kationtů, musí počet přidružených kyslíků a počet kationtů dát v součtu neutrální náboj, tj. musí být zachován chemický limit, kdy všechno železo je v dvojmocné formě (Fe^{2+}). Celkový počet kyslíků by tak měl být menší než 23 a kladný náboj by měl být menší než 46. Pokud není toto zachováno, nemůžeme uvažovat, že veškeré železo je ve formě Fe^{2+} a užití této metody není vhodné. Je nutné tedy přiřadit kyslík tak, aby byl celkový počet kyslíků 23 nebo kladný náboj tak, aby byl celkový kladný náboj 46. Z rozdílu celkového náboje s veškerým Fe jako Fe^{2+} proti teoretickému náboji o hodnotě 46 lze dopočítat teoretické množství Fe^{3+}. Nakonec může být přepočítané chemické složení amfibolů rozděleno do krystalografických pozic obecného vzorce amfibolu $AB_2^{vi}C_5^{iv}T_8O_{22}(OH, F, Cl, O)_2$. Jednotlivé prvky obsazují určité pozice ve vzorci na základě krystalochemických limitů zaručujících stabilitu

krystalové struktury (posloupnost prvků obsazujících určité pozice ve vzorci je uvedena v publikaci Leakea et al. (1997)). Pro klasifikaci amfibolů byla podle Leakea et al. (1997) použita Mg-hodnota představující poměr mezi množstvím hořčíku a sumou obsaženého dvojmocného železa a hořčíku ($XMg = Mg/(Mg + Fe^{2+})$).

Chemické složení živců bylo přepočítáno na 32 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku. Pro klasifikaci byl vypočítán procentuální podíl jednotlivých koncových členů (albitová komponenta Ab, anortitová komponenta An, ortoklasová komponenta Or, celsianová komponenta Cn).

Pyroxeny byly na základě doporučení Morimotoa (1989) přepočteny na 6 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku a poté normalizovány na 4 kationty na vzorcovou jednotku. Z veškerého obsaženého železa uvažovaného ve dvojmocné formě byl určen podíl trojmocného železa zachováním balance 6 kyslíkových atomů. Poté byly přepočítané obsahy jednotlivých prvků rozděleny do krystalografických pozic obecného vzorce pyroxenu $M2M1T_2O_6$ na základě posloupnosti uvedené Morimotou (1989) a dále klasifikovány pomocí procentuálního zastoupení jednotlivých koncových členů (enstatitová komponenta En, wollastonitová komponenta Wo, ferrosilitová komponenta Fs). Pro popis chemismu pyroxenu byla také využita Mg-hodnota, která v tomoto případě vyjadřije poměr mezi množstvím hořčíku a sumou hořčíku a celkového železa ($XMg = Mg/(Mg + Fe)$).

Chemické složení slíd bylo podle Riedera et al. (1998) přepočítáno na 22 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku. Podíl trojmocného železa byl počítán z celkového obsahu Fe uvažovaného jako Fe^{2+} zachováním balance 22 kyslíkových atomů. Ukázalo se však, že pro zachování balance nelze teoretické Fe^{3+} uvažovat (v tabulce s reprezentativními analýzami v příloze B je veškeré železo uváděno jako Fe^{2+}; Fe^{3+} představuje nulovou hodnotu a není tedy v tabulce zahrnuto). Přepočítané množství jednotlivých prvků bylo poté rozděleno do krystalografických pozic obecného vzorce slíd $IM_{2-3}\square_{1-0}T_4O_{10}A_2$. Pro klasifikaci slíd byla použita Mg-hodnota představující poměr mezi množstvím hořčíku a sumou celkového obsahu železa a hořčíku ($XMg = Mg/(Fe+Mg)$).

Analýzy chloritu byly přepočítány na 28 kyslíkových atomů. Trojmocné železo bylo vypočteno z celkového železa uvažovaného jako Fe^{2+} zachováním neutrálního náboje 28 kyslíkových atomů. Klasifikace byla provedena podle Heye (1954) a Zanea a Weisse (1998). Pro klasifikační zařazení chloritů podle Heye (1954) byla využita Fe-hodnota představující poměr mezi celkovým obsahem železa a sumou hořčíku a celkového obsahu železa ($XFe=Fe/(Mg+Fe)$).

Chemické analýzy minerálů epidotové skupiny byly přepočítány na bezvodém základě 12,5 kyslíkových atomů na vzorcovou jednotku a normalizovány na 8 kationtů. Veškeré železo je považováno za trojmocné. Vypočtené množství jednotlivých prvků bylo rozděleno do krystalografických pozic obecného vzorce minerálů skupiny epidotu $A_2M_3T_3O_{12}(OH, F)$. Klasifikace minerálů epidotové skupiny byla provedena podle Armbrustera et al. (2006). K popisu jejich

chemismu byla využita teoretická pistacitová komponenta představující poměr mezi množstvím trojmocného železa a sumou trojmocného železa a hliníku ($p_s = 100 \times Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$).

Variační diagramy byly vynášeny pomocí programu Geochemical Data Toolkit (GCDkit) verze 3.0 (základní informace viz Janoušek et al. 2006).

V této kapitole jsou uváděny pouze základní charakteristiky chemiského složení amfibolů. Podrobněji je chemismus amfibolů rozveden ve speciální kapitole (kapitola 4-1). Rovněž deformace a případné metamorfní přeměny jsou předmětem samostatné kapitoly (kapitola 6).

3.2 Gabrové, gabrodioritové a dioritové porfyry

Struktura hornin typu gabrového, gabrodioritového a dioritového porfyru je všesměrná, hypautomorfní. Horninové vzorky obsahují variabilní množství vyrostlic plagioklasu a amfibolu. Plagioklasové vyrostlice však většinou převažují, případně je množství obou minerálů srovnatelné. Jemnozrnná základní hmota je složená z plagioklasu, amfibolu a biotitu, kde plagioklas představuje převažující minerální fázi. Akcesoricky se vyskytuje draselný živec, křemen, apatit, titanit, allanit, zirkon a rudní minerály (ilmenit, pyrit). Sekundárními minerály jsou epidot, sericit, biotit, titanit, amfibol aktinolitického typu (aktinolit, hliníkem chudý magnesiohornblend), chlorit, kalcit a prehnit.

Vyrostlice **plagioklasu** jsou hypautomorfní o průměrné velikosti 0,5–3 mm, ojediněle se vyskytují zrna dosahujcí rozměru až 5 mm. Zrna jsou bezbarvá s různou intenzitou zakalení. Vykazují zonálnost, v některých jedincích je možné pozorovat i zonálnost oscilační. Bazická jádra zonálních zrn odpovídají převážně labradoritu, méně častý je bytownit a vzácně se vyskytuje i kyselý anortit (vzorek SK 30 a SK 20), okraje korespondují se složením andezínu až labradoritu, méně hojný je oligoklas, v případě vzorků s anortitem byl v okrajové zóně analyzován bytownit (obr. 3-1). Zonálnost se projevuje kontinuálním snížením bazicity od jádra k okraji. Její pozorovatelné projevy jsou však často zastřeny epidotizací nebo sericitizací. V případě vzorků MV 5, MV 4, SK 1 a SK 14 lze pozorovat některá méně proměněná zrna s oscilační zonálností, která se projevuje pravidelným střídáním bazičtější zón s méně bazickými, jejichž šířka se pohybuje v řádu prvních desítek mikrometrů (například u vzorku SK 14 byla v rámci jednoho zrna u méně bazických zón zaznamenána šířka 25–40 μm a 8–11 μm pro bazičtější zóny, u vzorku MV 5 se šířka méně bazické zóny pohybuje do 23 μm do 90 μm a bazičtější zóna dosahuje mocnosti 11–70 μm). Běžné je polysyntetické lamelování podle albitového zákona. Ojediněle lze pozorovat dvojčatné srůsty podle karlovarského zákona.

Vyrostlice plagioklasu, zejména bazičtější typy, obsahují četné inkluze opakních minerálů. Některé vyrostlice v sobě uzavírají zrna amfibolu. Ta jsou reprezentována drobnými sloupečky s hnědým středem (tschermakit) a modrozeleným okrajem, častější je však výskyt sloupečků zeleného amfibolu (ferrohornblend a magnesionhornblend). Amfibolová zrna jsou nahodile

rozmístěna uvnitř plagioklasu nebo se shlukují do drobných paprsčitých útvarů. Rovněž byly ve vyrostlicích plagioklasu pozorovány malé hnědé tabulky biotitu. Některé vyrostlice plagioklasu uzavírají agregáty chloritu, pravděpodobně vzniklého chloritizací amfibolu či biotitu. Drobné trhlinky ve vyrostlicích plagioklasu bývají vyhojeny kyselejším plagioklasem (oligoklas nebo andezín, obr. 3-1), rovněž lze v prasklinách pozorovat jehličky zeleného patrně metamorfního amfibolu.

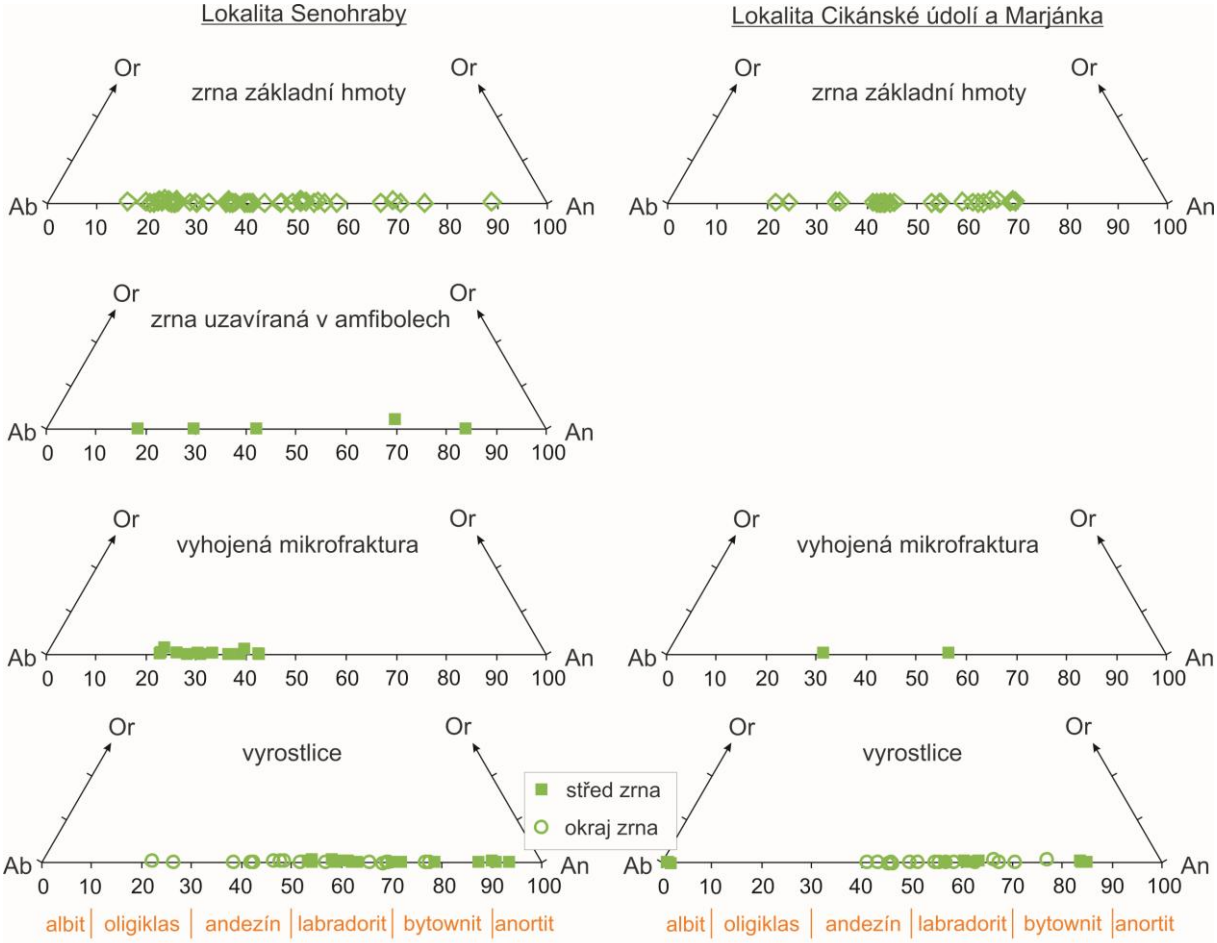
Plagioklas může svým tvarem omezovat vyrostlice amfibolu. Vyrostlice plagioklasu vykazují známky křehké a plastické deformace. Zrna plagioklasů ze vzorků odebraných v zářezu dálnice u Senohrab jsou epidotizována, naopak část vzorků odebraných v okolí Stříbrné Skalice (Cikánkské údolí a Marjánka) vykazuje sericitizaci. U jediného vzorku (SK 36) byla zaznamenána slabá albitizace.

Epidotizace plagioklasu postihuje zejména bazičtější jádra zonálních zrn, která jsou ve srovnání s kyselejším plagioklasem okrajových partií zakalená. Zakalený střed někdy mívá automorfní omezení. V případě oscilačně zonálních zrn přeměna selektivně postihuje bazičtější zóny. Epidotizace občas postihuje celá zrna a dosahuje takového rozsahu, že je zcela nemožné určit původní bazicitu, která ale musela být obecně vysoká. Proměna vede k tvorbě drobných zrnek epidotu uvnitř plagioklasových vyrostlic, pouze ojediněle lze pozorovat epidotové žilky v prasklinkách uvnitř zrn.

Sericitizace plagioklasu byla zastižena pouze ve vzorcích gabrových a dioritových porfyrů z Cikánského údolí a Marjánky. Zejména v gabrových poryrech jsou vyrostlice plagioklasu kompletně přeměněné, u dioritového porfyru není přeměna tak rozsáhlá. Sericit se vyskytuje v podobě drobných zrnek uvnitř plagioklasových zrn, případně vyplňuje ojedinělé drobné trhlinky a vytváří tak jemné žilky.

Projevy albitizace byly lokálně pozorovány pouze u vzorku gabrového porfyru SK 36. Albit byl zastižen v centrálních, silně epidotizovaných partiích několika plagioklasových vyrostlic v blízkosti trhlinek vyplněných prehnitem.

Plagioklas v základní hmotě tvoří hypautomorfně omezená zrna o průměrné velikosti 0,4 mm. Zrna jsou čirá a složením odpovídají oligoklasu až andezínu, méně častý je labradorit a vzácný bytownit (obr. 3-1). V porovnání s vyrostlicemi plagioklasu, zrna v základní hmotě nejsou deformovaná. Epidotizace velmi malého rozsahu byla pozorována jen na některých větších jedincích, zejména v blízkosti epidotizovaných plagioklasových vyrostlic. Sericitizaci lze rovněž zastihnout jen ve velmi malém rozsahu na některých zrnech vzorků odebraných v Cikánském údolí a na Marjánce.



Obr. 3-1 Diagramy znázorňující chemické složení jednotlivých strukturních forem plagioklasových zrn gabrových, gabrodioritových a dioritových porfyrů.

Vyrostlice amfibolu z horninových vzorků odebraných v dálničním zářezu u Senohrab mají hypautomorfní omezení. Zrna však podléhají různě intenzivní magmatické korozi a tudíž se lze setkat i s xenomorfně omezenými relikty zrn. Velikost zrn se v průměru pohybuje od 0,4 do 2 mm, v ojedinělých případech jsou přítomna zrna až 4 mm velká. Zrna jsou budována hnědými až hnědozelenými jádry (hořečnaté amfiboly o složení tschermakitu a magnesiohastingsitu, případně ferrotschermakitu a pargasitu), některá s dutinou uprostřed, která přecházejí k zeleným až modrozeleným okrajům (převážně železnaté amfiboly odpovídající ferrohornblendu, ferropargasitu a hastingsitu), jež jsou místy lemovány světle zeleným amfibolem (aktinolit, ferro-aktinolit, magnesiohornblend, ferrohornblend).

Přechody mezi středovými a okrajovými zónami amfibolových vyrostlic nejsou kontinuální. Lze pozorovat ostrý barevný kontrast hnědých středů a modrozelených okrajů zrn. Ojediněle lze na příčných průřezech zrn pozorovat hnědé jádro automorfního tvaru, častěji je však hranice mezi jednotlivými zónami nepravidelná či skvrnitá a nasvědčuje o zatlačování hnědého amfibolu amfibolem modrozeleným. Mocnost zón je proměnlivá v rámci jednotlivých zrn, ojediněle se vyskytují vyrostlice hnědých amfibolů bez pozorovatelného modrozeleného okraje. Méně často jsou

rovněž přítomné hypautomorfní sloupce (max. 0,8 mm) modrozeleného amfibolu bez pozorovatelného hnědého jádra, které opticky korespondují s okraji zonálních vyrostlic.

Při bližším pozorování modrozeleného amfibolu obrůstajícího hnědá jádra si lze povšimnout jeho vzájemného omezování s minerály základní hmoty. Někde tento amfibol tvoří rovný okraj hnědého jádra, jinde částečně proniká mezi hranice zrn základní hmoty v nejtěsjnější blízkosti vyrostlice amfibolu, případně vytváří roztřepené konce vyrostlic (obr. 3-2 a), které lze pozorovat růst zejména ve směru protažení zrn. Tato zrna jsou však orientována nahodile a modrozelený amfibol tudíž nevznikal v souvislosti s orientovaným napětím. U některých zrn je možné pozorovat modrozelený amfibol při okrajích dutin vytvořených během růstu i drobných dutin vzniklých magmatickou korozí, někde tento amfibol vyplňuje dutiny zcela. Také se lze setkat se silně korodovanými amfibolovými zrny, které zčásti uzavírají vyrostlice plagioklasu, a modrozelený amfibol se vyskytuje podél styku hnědého amfibolu s plagioklasem.

Světleji zelený amfibol lemující vyrostlice celá zrna obrůstá a vytváří tak nárůstky nepravidelného tvaru a variabilní mocnosti. Rovněž se nalézá podél mikrofraktur uvnitř zrn, obrůstá jednotlivé fragmenty původních hnědých zrn, případně tyto fragmenty spojuje (obr. 6-1 c, d).

Vyrostlice amfibolů ze vzorků FH 5, FH 6, SK 37 z okolí Stříbrné Skalice (Cikánské údolí a Marjánka) jsou tvořeny pouze zeleným amfibolem bez pozorovatelných hnědých jader a nárůstků světleji zeleného amfibolu (obr. 3-2 b). Zrna mají hypautomorfní až téměř xenomorfní omezení a převážně se jedná o relikty původních vyrostlic. Jejich velikost se pohybuje v rozmezí 0,4–1,5 mm. Klasifikačně odpovídají magnesiohornblendu, méně často tschermakitu a ferrotschermakitu.

Zrna amfibolu jsou silně pleochroická. Barvy amfibolů podél hlavních optických směrů jsou shrnuty v tab. 3-1. V případě hnědě zbarvených amfibolů je barevný odstín ovlivněn inkluzemi opakních minerálů a barva se pohybuje od žlutohnědé, přes hnědozelenou k hnědé. Modrozelený amfibol budující okrajové partie zonálních amfibolů vykazuje typický pleochroismus v odstínech světle zelené, trávově zelené a modrozelené barvy. Nárůstky světle zeleného amfibolu okolo vyrostlic jeví jen velmi slabý pleochroismus. Jsou bezbarvé či slabě nažloutlé a mění se k žlutavě zeleným a světle zeleným. Barva vyrostlic zelených amfibolů přechází od světle žlutozeleného přes olivově zelený k tmavěji zelenému až modrozelenému odstínu a rovněž může být barva ovlivněna přítomností inkluzí opakních minerálů.

Tab. 3-1 Pleochroické barvy vyrostlic amfibolů podle jednotlivých optických směrů (X, Y a Z).

Typ amfibolu	X	Y	Z
jádro zonálního amfibolu	žlutohnědá	hnědozelená	hnědá
okraj zonálního amfibolu	světle zelená	trávově zelená	modrozelená
lem zonálního amfibolu	bezbarvá či slabě nažloutlá	žlutavě zelená	světle zelená
vyrostlice zeleného amfibolu	světle žlutozelená	olivově zelená	tmavě zelená až modrozelená

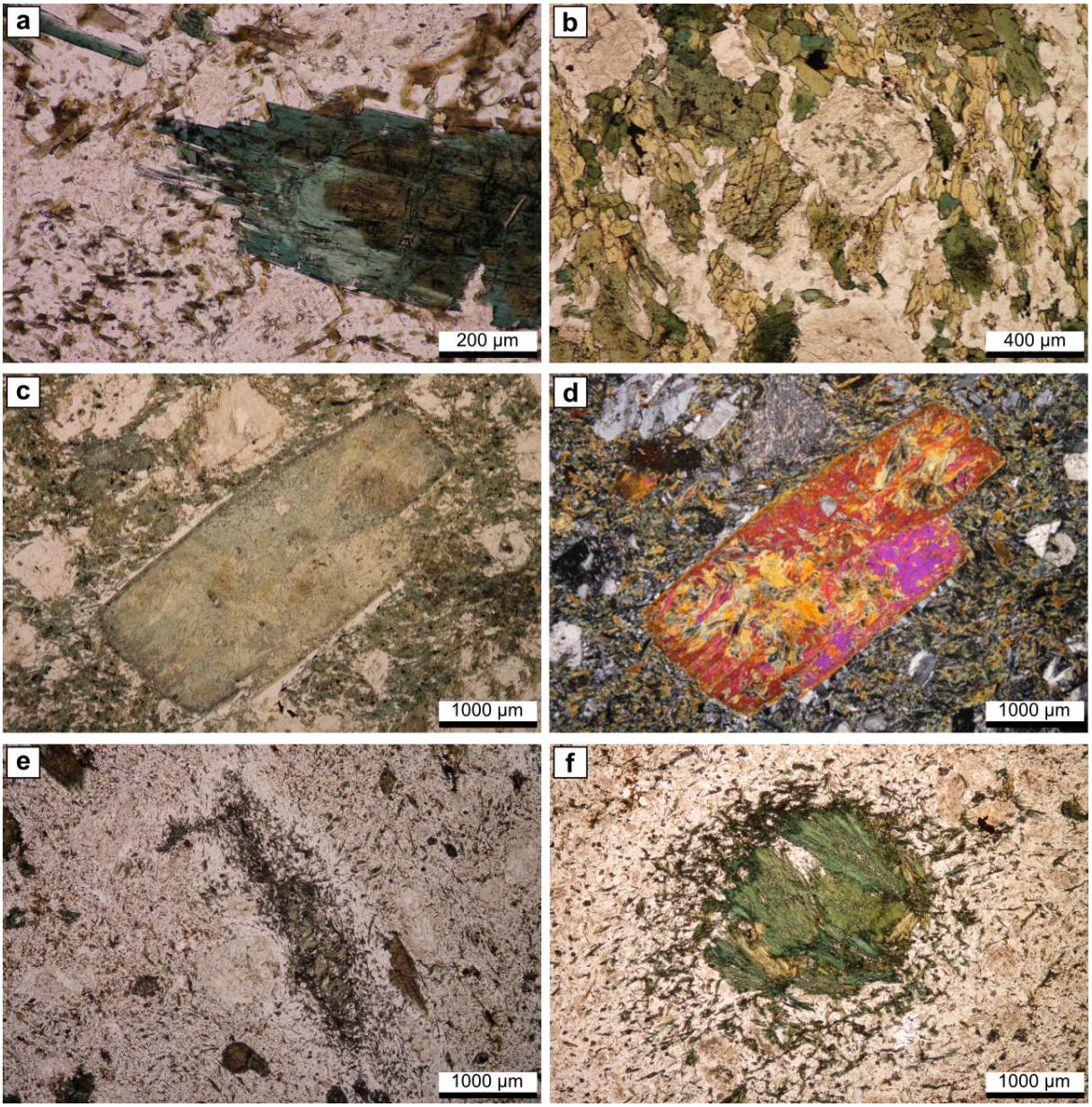
Na některých řezech vyrostlic hnědých i zelených amfibolů lze pozorovat dvojčatné srůsty podle (100). Vyrostlice amfibolu, převážně hnědě zbarvené amfiboly, a zejména jejich jádra obsahují četné inkluze opakních minerálů, které se seskupují podél štěpných trhlin. Na některých řezech je možné pozorovat opakní minerály uspořádané podél růstových ploch amfibolu. Rovněž lze ve větších jedincích pozorovat uzavřená zrna hyputomorfního plagioklasu (andezín až bytownit; obr. 3-1). Vyrostlice amfibolu ze vzorků z dálničního zářezu u Senohrab vykazují známky magmatické koroze, která zapříčinila vznik dutin uvnitř zrn a značně ovlivnila i jejich omezení. U vzorků z Cikánského údolí a Marjánky nebyla magmatická koroze pozorována. Amfibolová zrna podléhají intenzivní mechanické deformaci. Jsou biotitizovaná a v malé míře chloritizováná. Žádná z těchto přeměn není pozorována na vyrostlicích amfibolu vzorků FH 5, FH 6 a SK 37 z lokality Marjánka a Cikánské údolí. Zde lze pozorovat pouze slabou aktinolitizaci a tvorbu Al-chudého magnesiohornblendu.

V gabrových porfyrech se také vyskytuje **amfibol „uralitického typu“**, který je pozorovatelný v horninových vzorcích odebraných na západě studovaného území (dálniční zářez u Senohrab), v okolí Stříbrné Skalice nebyl zastižen. Vláknitý amfibol vytváří pseudomorfózy po primárním pyroxenu nebo amfibolu ve formě agregátů o složení převážně magnesiohornblendu, méně často aktinolitu (pak se jedná o typický uralit). Tyto agregáty krásně zachovávají tvar původního zrna, jelikož jsou lemovány tmavěji zeleným až modrozeleným amfibolem (ferrotschermakit, magnesiohornblend), pravděpodobně vzniklým jako okraj původního zrna před samotným procesem „uralitizace“ (obr. 3-2 c, d). Pseudomorfózy mají tedy automorfní až hypautomorfní omezení a jejich velikost se pohybuje v rozmezí 0,4 do 3 mm, výjimečně dosahuje rozměrů 5 mm. Vnitřní partie pseudomorfózy jsou tvořeny vláknitým až stébelnatým amfibolem, který je uspořádaný rovnoběžně s délkou půdovní vyrostlice, častěji však vytváří vějířovité svazky. Amfibolový agregát uvnitř pseudomorfózy je světle modrozelené barvy s pleochroismem v odstínech odrážejících orientaci jednotlivých vláken amfibolu. V optických směrech hlavních os (X, Y, Z) jsou pozorovány barvy v odstínech slabě nažloutlé či světle žlutozelené přes žlutavě zelenou až zelenou

k světle zelené a modrozelené. Okraj pseudomorfózy je tmavšího odstínu modrozelené barvy než vnitřní partie a barevně koresponduje s amfiboly budujícími okraje hnědých amfibolů. Unvitř uralitickýh pseudomorfóz se v malé míře vyskytují frakturovaná a rozdrobená zrna rudních minerálů, ojediněle i drobná zrnka plagioklasu a méně často křemene. Oproti vyrostlicím amfibolů „uralit“ nejeví známky intenzivní deformace. V malé míře jsou některé pseudomorfózy podél okrajů chloritizovány.

Ve vzorcích z dálničního zářezu jsou také velmi časté **shluky jehlic, jehliček nebo tyčinek zeleného amfibolu** (zejména ferrotschermakit, ferrohornblend, ferropargasit a hastingsit) tvořících pravděpodobně pseudomorfózy po pyroxenu nebo amfibolu. Kolem těchto útvarů je patrná aureola téměř bez tmavých minerálů, vzniklá patrně jako důsledek sběrné krystalizace postmagmatického amfibolu (obr. 3-2 e, f). Jehlice jsou téměř automorfního omezení a dosahují délky okolo 0,3 mm, ojediněle lze pozorovat jehlice dlouhé až 2 mm (vzorek MV 5). Jehlice mají zelené zbarvení se silným pleochroismem, který se projevuje světle žlutou až žlutozelenou barvou ve směru optické osy X, zelenou až olivově zelenou ve směru Y a modrozelenou či tmavší zelenou ve směru Z. Mezi jehlicemi amfibolu jsou uzavírána drobná zrnka plagioklasu a ojediněle křemene. Některé pseudomorfózy jeví značné usměrnění jehlic amfibolu (obr. 3-2 f), jindy jsou naopak jehlice uspořádány nahodile (více viz kapitola 6-2).

Amfibol v základní hmotě je hypautomorfní a dosahuje rozměrů maximálně 0,3 mm. Jedná se o zelené až modrozelené sloupečky a jehličky, které jsou ojediněle budovány hnědým jádrem. V malé míře lze pozorovat některá větší zrnka tvořená hnědým středem s roztřepeným modrozeleným okrajem. Převážná část zrn amfibolu základní hmoty je však opticky podobná modrozeleným okrajům hnědých amfibolů. Pleochroismus je obdobný výše zmiňovaným varietám amfibolů. Složení zrn odpovídá převážně magnesiohornblendu, ferrohornblendu, ferrotschermakitu a tschermakitu. Amfiboly základní hmoty se vzájemně omezují s plagioklasem a v ojedinělých případech přerůstají vyrostlice plagioklasu a amfibolu. Na některých větších zrnkách lze pozorovat velmi jemnou mikrofrakturaci. Většina zrn však nevykazuje známky deformace. Metamorfní přeměny nebyly pozorovány.

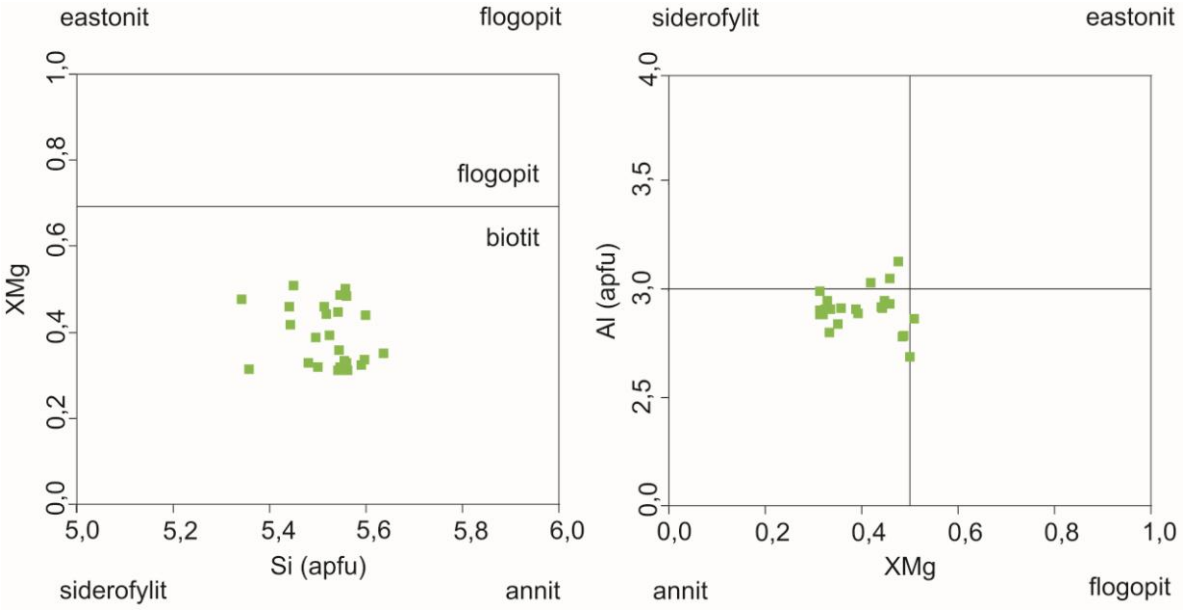


Obr. 3-2 Druhy amfibolů zastižené v gabroidních horninách, a - detail části barevně zonální vyrostlice amfibolu tvořené hnědým středem a modrozeleným okrajem, který je ve směru protažení zrna roztřepený (gabrový porfyr SK 14, Senohraby; IPL), b - křehce porušené vyrostlice zelených amfibolů a uprostřed snímku zakalená vyrostlice plagioklasu uzavírající zelené jehličky amfibolu (gabrový porfyr FH 5, Marjánka; IPL), c, d - uralitická pseudomorfóza s tmavším zeleným okrajem a vnitří partiií složenou z vějířovitých svazků vláknitého amfibolu (gabrový porfyr MV 8, Senohraby; c - IPL, d - XPL), e - pseudomorfóza tvořená jehličkami amfibolu s patrnou aureolou bez tmavých minerálů v základní hmotě (gabrový porfyr SK 12, Senohraby; IPL), f - pseudomorfóza formovaná jehlicemi amfibolů vytvářejícími „chvosty“ šířícími se částečně jedním směrem obklopená různě orietnovanými jehličkami amfibolu a světlou zónou ochuzenou o mafické minerály (gabrový porfyr MV 5, Senohraby; IPL).

Vyrostlice **biotitu** se v hornině nevyskytují. Biotit se nalézá rozptýlený v základní hmotě (ve vzorcích z Cikánského údolí a Marjánky je zastoupen jen ve velmi malém množství nebo chybí), kde tvoří drobné tabulky a lupínky hypautomorfního omezení dosahující maximální velikosti 0,3 mm.

Rovněž se biotit vyskytuje ve formě drobných šupinek uvnitř a při okrajích vyrostlic amfibolů, jejichž přeměnou vzniká. Biotit je světle hnědé barvy s pleochroismem projevujícím se světle žlutohnědou barvou v optickém směru X a zelenohnědou až hnědou barvou ve směru Y a Z. Obsah primárního biotitu je proměnlivý a zdá se, že roste s poklesem obsahu hnědých amfibolů.

Složení biotitu nevykazuje výrazné variace (obr. 3-3). Analyzovaná zrna se shlukují do jednoho klastru při hodnotách XMg v rozsahu 0,31–0,51, jsou bohatá hliníkem (Al 2,69–3,13 apfu) a s mírnou převahou annitové komponenty.



Obr. 3-3 Chemické složení biotitu gabrových, gabrodioritových a dioritových porfyrů.

Titanit je dosti hojný. Vyskytuje se ve formě automorfních zrnek náhodně distribuovaných v základní hmotě, jejichž velikost se pohybuje okolo 0,1 mm a méně. Dále je titanit přítomen v podobě shluků drobných hypautomorfních zrníček v základní hmotě nebo uvnitř alterovaných vyrostlic amfibolů společně s biotitem. Maximální velikost těchto útvarů je 0,4 mm. V malé míře je také titanit součástí leukoxenu kolem některých zrn ilmenitu. Titanit je žlutavě hnědé či světle hnědé barvy s nezřetelným pleochroismem. Analyzovaná zrna obsahují malou příměs Al_2O_3 (1,07–3,21 hmot. %) a FeO (0,43–1,60 hmot. %).

Draselný živec je přítomen jen velmi malém množství a vytváří čirá zrnka xenomorfního omezení, která vyplňují intersticiální prostor. Analyzovaná zrna mají složení s podílem ortoklasové kompomenty 79,8–96,5%, malou příměsí albitové komponenty (0,7–10,4%) a velmi nízkým obsahem anortitové komponenty (0,0–0,4% An). Zrna také obsahují různě velkou příměs baria. Podíl celsianové komponenty se nejčastěji pohybuje v rozmezí 2,0–6,0% Cn. V jediném případě bylo ve vzorku MV 5 v základní hmotě poblíž pseudomofrózy tvořené jehlicemi amfibolu analyzováno zrno s Cn o hodnotě 11,3%.

Křemen se vyskytuje jen ojediněle nebo chybí. Lze ho zastihnout v podobě xenomorfních zrnek vyplňujících zbylý prostor mezi ostatními zrny.

Rudní minerály se kromě inkluzí ve vyrostlicích amfibolu a plagioklasu vyskytují roztroušené v základní hmotě, kde tvoří samostatná automorfní až hypautomorfní zrna nebo se případně spojují v drobné pásky. Složení rudních minerálů odpovídá ilmenitu, méně častý je pyrit. U ilmenitu byla analyticky zjištěna příměs MnO v množství 3,25–4,19 hmot. %.

Apatit vytváří téměř automorfní sloupečky či zaoblená zrnka o přibližné velikosti 0,1 mm. Je uzavírán ve vyrostlicích amfibolů, méně často je nesystematicky rozmístěn v základní hmotě. **Allanit** se vyskytuje jen ojediněle a tvoří velmi drobná hypautomorfní hnědožlutá zrnka v základní hmotě. **Zirkon** je reprezentován zaoblenými zrnky v podobě inkluzí ve vyrostlicích amfibolů.

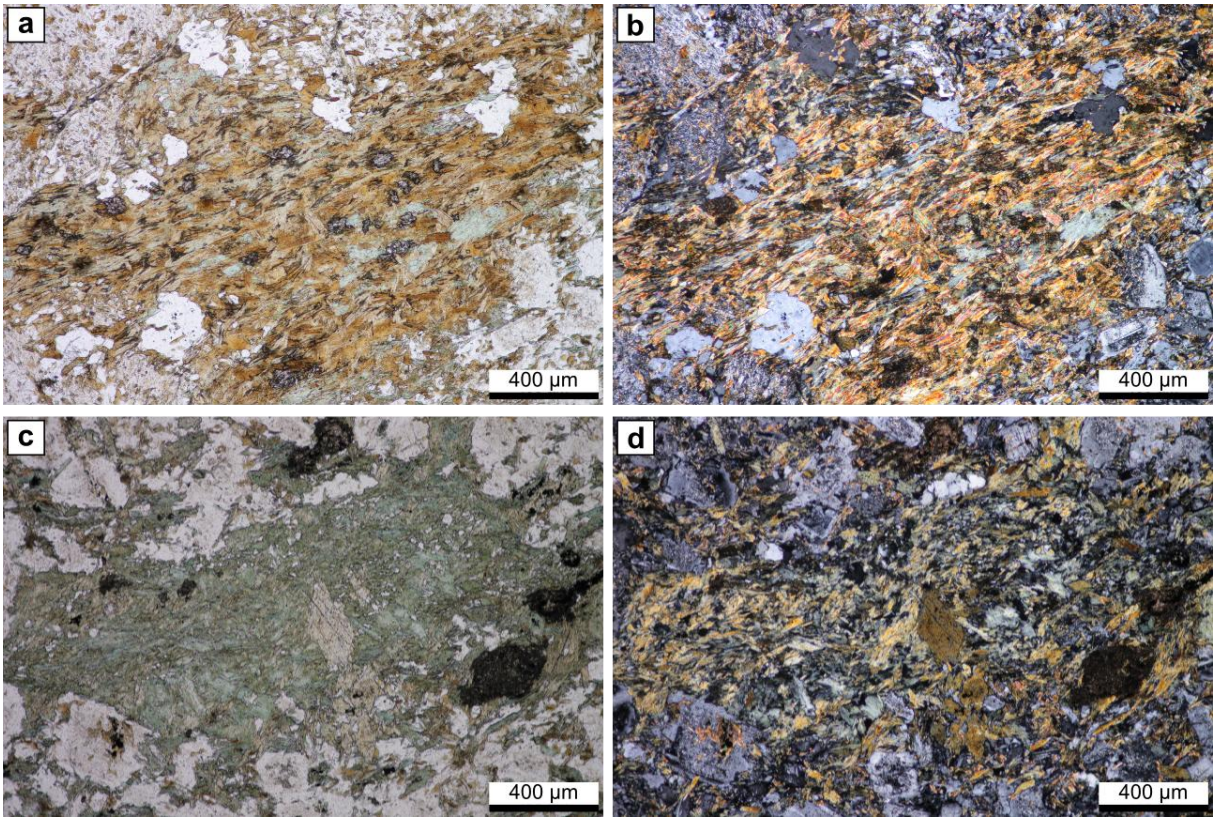
Chlorit vytváří agregáty nazelenalé barvy s velmi slabým pleochroismem. Vyskytuje se ve směsi s biotitem a titanitem prostoupené xenomorfním plagioklasem, které se pravděpodobně tvoří sekundární přeměnou (obr. 3-4 a, b). Dále se chlorit nalézá podél okrajů vyrostlic amfibolů a méně často také vytváří pseudomorfózy po amfibolu, kde se vyskytuje společně se sekundárním titanitem, novotvořeným amfibolem (aktinolit, hliníkem chudý magnesiohornblend) a relikty amfibolových zrn, které postupně přerůstá, až zcela pohlcuje (obr. 3-4 c, d). V ojedinělých případech se chlorit vyskytuje ve vyrostlicích plagioklasu, kde se pravděpodobně vytvořil přeměnou amfibolu. Chlorit se také vyskytuje lokálně v základní hmotě a vytváří výplň drobných trhlin.

Agregáty chloritu vykazují jednotné složení, které se převážně pohybuje okolo středních hodnot XFe (obr. 3-5). Podle klasifikace Zane a Weiss (1998) analyzované chlority odpovídají typu I - železnaté a hořečnaté chlority (obr. 3-5), s vyššími obsahy Al (3,50–5,36 apfu).

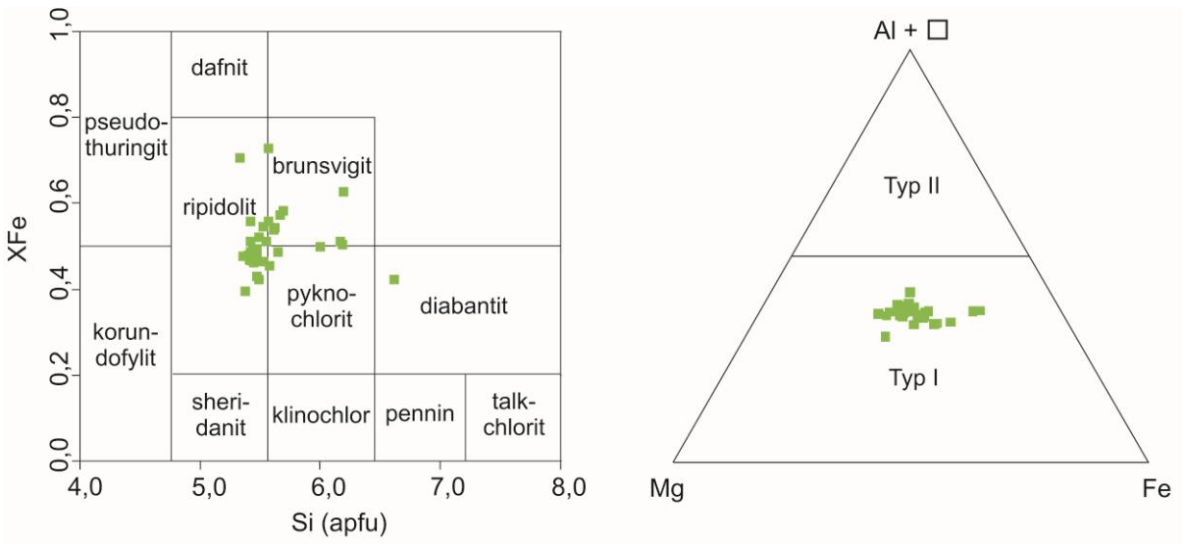
Minerály epidotové skupiny tvoří jen velmi drobná zrnka, případně žilky ve vyrostlicích plagioklasu. V malé míře epidot vyplňuje mikrotrhliny. Analyzovaná zrnka epidotových minerálů uvnitř plagioklasových vyrostlic jsou bohatá Al (2,34–2,73 apfu) a mají vyšší obsahy Fe^{3+} (0,16–0,37) - podíl pistacitové komponenty se pohybuje v rozmezí 5,4–13,5%. Množství Mn je zanedbatelné (0,01–0,59 hmot. % MnO). Podle klasifikace Armbruster et al. (2006) analyzovaná zrna spadají do podskupiny klinozoizitu.

Sericit se vyskytuje pouze jako produkt přeměny plagioklasových vyrostlic ve formě drobných šupinek, ojediněle vyplňuje jemné praskliny uvnitř zrn plagioklasu a vytváří tak drobné žilky. Jeho složení odpovídá muskovitu s nízkým obsahem Na (0,00–0,82 hmot. % Na_2O), variabilním, převážně však nízkým množstvím Mg a Fe (XMg 0,00–0,56) a vyšším obsahem K (1,63–1,87 apfu).

Kalcit tvoří výplň trhlinek, kde je pravděpodobně produktem alterace v pozdějších fázích vývoje horniny. **Prehnit** se ojediněle vyskytuje ve formě drobných žilek.



Obr. 3-4 a, b - chlorit ve směsi s biotitem a titanitem (gabrový porfyr SK 1, Senohraby; a - IPL, b - XPL), c, d - chlorit vznikající přeměnou amfibolu asociovaný se sekundárním titanitem a reliktem amfibolu (gabrový porfyr SK 10, Senohraby; c - IPL, d - XPL).



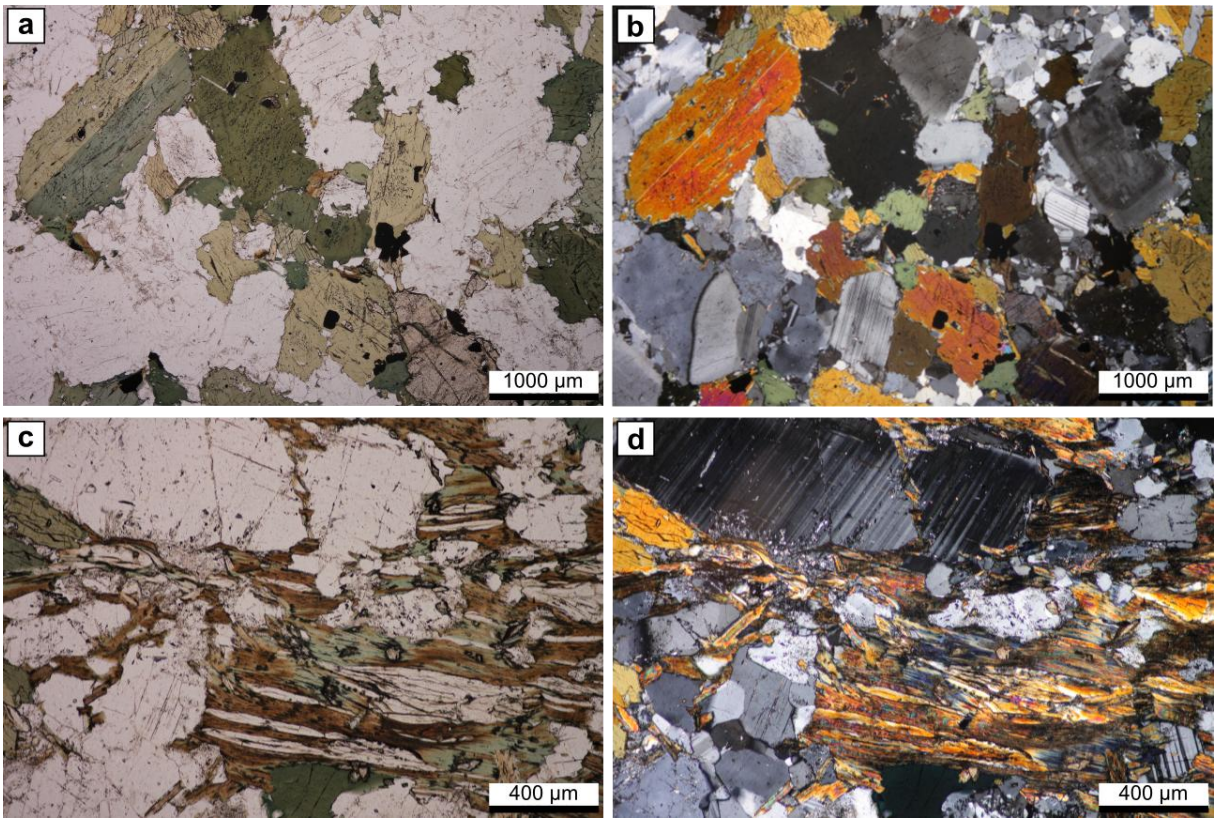
Obr. 3-5 Diagramy znázorňující chemické složení analyzovaných chloritů gabrových, gabrodioritových a dioritových porfyrů. Diagram Si-XFe zobrazuje klasifikaci chloritů podle Hey (1954). Mg-Fe-Al diagram je sestaven podle Zane a Weiss (1998), typ I představuje železnaté a hořečnaté chlority, typ II hlinité chlority.

3.3 Diorit SK 38

Na lokalitě Marjánka gabrové porfyry a malchity pronikají **diorit**, který je všesměrné, špatně hypautomorfní struktury se střední zrnitostí (obr. 3-6 a, b). Obsahuje amfibol a plagioklas, v menší míře je přítomen křemen. Akcesoricky se vyskytuje draselný živec, biotit, titanit, apatit a rudní minerály (magnetit, ilmenit, pyrit, chalkopyrit). Produkty sekundární přeměny jsou epidot, biotit, chlorit, titanit a leukoxen.

Amfibol je reprezentován zrny s velmi špatně hypautomorfním omezením, častěji jsou však xenomorfního tvaru, a jejich velikost se pohybuje od 0,5 do 2 mm. Jedná se o zelená zrna s výrazným pleochroismem (obr. 3-6 a). Ve hlavních optických směrech (X, Y, Z) lze rozlišit odstíny od světle žlutozelené přes olivově zelenou k modrozelené barvě. Zrna složením odpovídají magnesiohornblendu. Zvláštním rysem těchto zrn je absence zonálnosti. Na některých řezech je možné pozorovat dvojčatné srůsty podle (100). Zrna obsahují inkluze opakních minerálů koncentrovaných podél štěpných trhlin. Zároveň lze v některých větších jedincích pozorovat uzavřený ilmenit, jehož okraje jsou budovány leukoxenem. V menší míře je také uvnitř vyrostlic amfibolu přítomen apatit a zirkon. Některá větší zrna amfibolu uzavírají hypautomorfně omezený plagioklas (max. 0,3 mm velký). Zrna vykazují známky mechanického porušení. Podléhají epidotizaci (obr. 3-6 c, d), projevující se vznikem drobných bezbarvých žilek, které se tvoří podél trhlin (obr. 3-6 c, d). Poblíž těchto epidotových žilek je možné pozorovat drobná xenomorfně omezená zrnka, případně shluky zrnek titanitu. V menší míře je možné pozorovat biotitizaci amfibolu, která se projevuje vznikem drobných agregátů biotitu při okrajích zrn a poblíž mikrofraktur. V reliktech některých amfibolových zrn a je asociována s epidotizací (viz obr. 3-6 c, d). Rovněž malého rozsahu je také chloritizace amfibolu, která se vyskytuje při okrajích některých zrn.

Plagioklas tvoří hypautomorfní až xenomorfní zrna o velikosti 0,5–1,5 mm a odpovídá bazickému andezínu (41–50 % An). Zrna jsou převážně čirá, případně velmi málo zakalená (obr. 3-6 c). Stejně jako zrna amfibolu, jsou i zrna plagioklasu téměř nezonální. Je na nich možné pozorovat polysyntetické lamelování (obr. 3-6 d) a na některých řezech lze vidět dvojčatné srůsty podle karlovarského zákona. Zrna obsahují inkluze opakních minerálů, které mohou způsobovat jejich mírné zakalení. Na zrnech je možné pozorovat projevy mechanické a plastické deformace. Plagioklas podléhá velmi slabé epidotizaci. Proměna se vyskytuje zejména v blízkosti epidotizovaných amfibolů, kde se projevuje růstem epidotových zrnek při okrajích plagioklasových zrn a jejich postupem do vnitřních partií plagioklasových zrn zejména po trhlinkách (obr. 3-6 c, d). V malé míře lze pozorovat epidotová zrnka uvnitř některých plagioklasových zrn.



Obr. 3-6 Diorit SK 38, Marjánka, a, b - struktura dioritu s xenomorfními zrny zeleného amfibolu, hypautomorfního čirého plagioklasu a xenomorfního křemene (a - IPL, b - XPL), c, d - část biotitizovaného a epidotozovaného amfibolu s drobnými zrnky titanitu, v horní části snímku lze pozorovat zrno plagioklasu, které je při okraji epidotozováno (c - IPL, d - XPL).

Křemen tvoří xenomorfní zrna o velikosti 0,5–1 mm. Jsou čirá s malým množstvím inkluzí a lze na nich pozorovat známky křehké i plastické deformace. Dále je křemen přítomen v podobě xenomorfních zrnek vyplňujících zbylý prostor mezi ostatními zrny.

Draselný živec se vyskytuje v malém množství v podobě drobných čirých xenomorfních zrnek, která tvoří výplň mezi ostatními zrny.

Biotit kromě drobných agregátů v amfibolových zrnech vytváří malé hypautomorfní tabulky a lupínky v základní hmotě. Velikost zrn dosahuje maximálně 0,3 mm. Zrna jsou hnědá s pleochroismem v odstínech světle žlutohnědé barvy v optickém směru X a hnědé barvy ve směrech Y a Z.

Titanit se zejména vyskytuje uvnitř biotitizovaných a epidotizovaných zrn amfibolu. Také je přítomen uvnitř pseudomorfózy tvořené agregátem chloritu (viz níže) a lokálně v základní hmotě. Jednotlivá zrna mají hypautomorfní až xenomorfní omezení a dosahují velikosti přibližně 0,3 mm. Jsou světle hnědé barvy s nezřetelným pleochroismem.

Apatit vytváří drobné jehlličky (max. 0,1 mm dlouhé) uzavírané ve vyrostlicích amfibolu. **Rudní minerály** se vyskytují ve formě automorfních až hypautomorfních zrn o velikosti do 0,4 mm

rozptýlených mezi ostatními zrny. Dále jsou přítomny uvnitř amfibolů v podobě hypautomorfních zrn o velikosti 0,2–0,4 mm. Některá tato zrna jsou při okrajích přeměněna na leukoxen. Leukoxenizovaný okraj je různé šířky a lze pozorovat i zrna, která jsou téměř zcela přeměněna. Dále je možné setkat se s leukoxenizovanými rudními minerály uvnitř pseudomorfózy budované chloritem (viz níže). Převažujícím minerálem je ilmenit, doprovázený magnetitem a pyritem, v menším množství je zastoupen chalkopyrit.

Chlorit je světle zelené barvy s velmi slabým pleochroismem. Kromě nehojného množství při okrajích amfibolů lokálně vytváří pseudomorfózu ve formě agregátu, kde je hojně prostoupen drobnými shluky zrn titanitu, leukoxenizovanými rudními minerály, křemenem a plagioklasem.

Minerály skupiny epidotu vytvářejí pouze drobná zrnka v plagioklasech a také se vyskytují v podobě bezbarvých žilek lokalizovaných v prasklinách uvnitř amfibolu (obr. 3-6 c, d).

3.4 Gabrový porfyr SK 39

Na samém okraji zájmové oblasti (západně od Zvánovic) byl poblíž kontaktu s říčanským granitem odebrán vzorek **gabrového porfyru** (SK 39) s cílem porovnat jej petrograficky s ostatními studovanými žilami. Tato hornina má porfyrickou, hypautomorfní strukturu. Obsahuje převážně vyrostlice plagioklasu, doprovázené vyrostlicemi amfibolu s relikty klinopyroxenu. V základní hmotě je přítomen plagioklas a amfibol. Akcesoricky se vyskytuje biotit, křemen, apatit a rudní minerály. Produkty sekundární přeměny a alterace jsou epidot, chlorit, amfibol, titanit a kalcit.

Vyrostlice plagioklasu jsou přítomny v podobě hypautomorfních až xenomorfních zrn o velikosti 0,4–2,5 mm. Zrna jsou bezvarvá, ale podstatně zakalená. Podléhají velmi silné sericitizaci a epidotizaci, takže je nemožné určit bazicitu. Pro několik menších a méně proměněných vyrostlic se podařilo analyticky zjistit složení odpovídající labradoritu (40,6–65,9% An). Přítomnost zrn původně s vyšší bazicitou však nelze vyloučit. V případě méně proměněných zrn, lze částečně při jejich okrajích pozorovat polysyntetické lamelování. V některých zrnech lze pozorovat inkluze opakních minerálů. Zrna jsou popraskaná a praskliny jsou vyplněny zejména sericitem a epidotem, méně jehličkami amfibolu a agregáty chloritu.

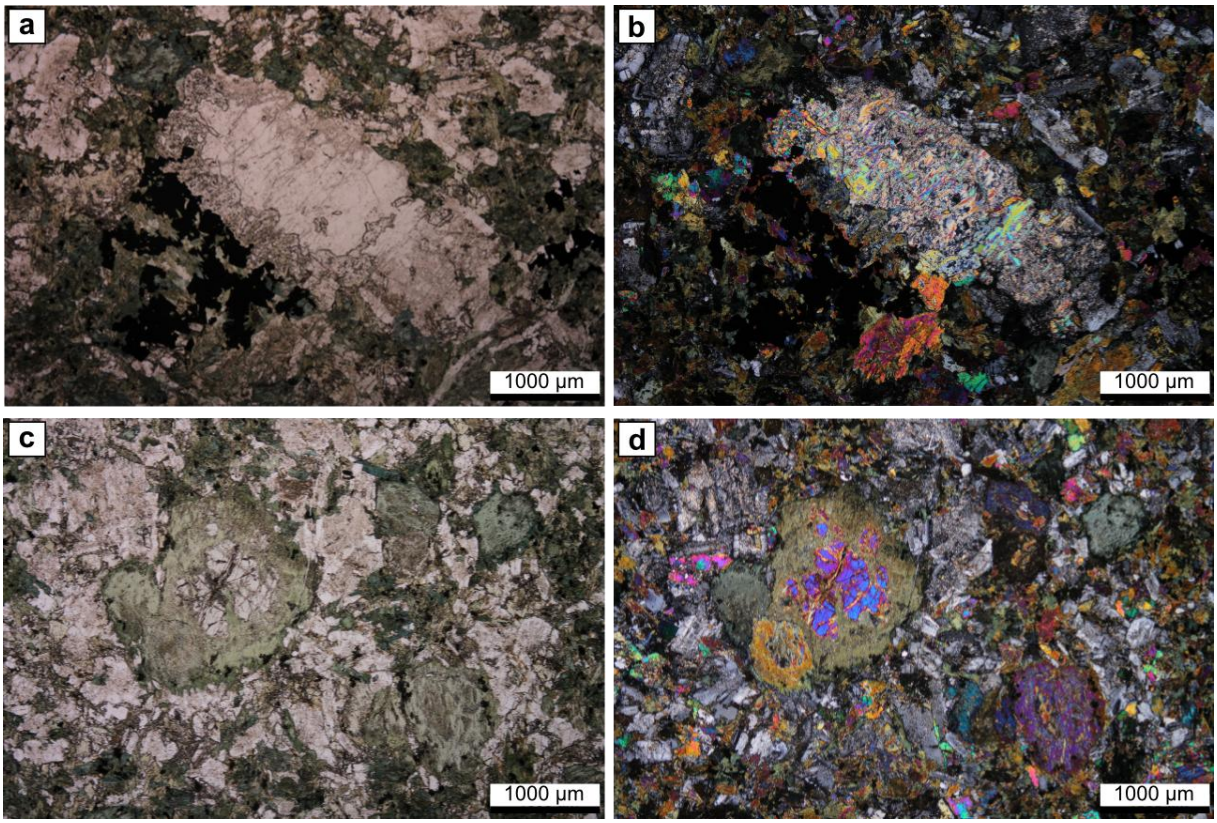
Sericitizace se projevuje kompletní přeměnou centrálních částí vyrostlic plagioklasu, které jsou od okrajů zatlačovány epidotem (obr. 3-7 a, b). Sericit vytváří drobná zrnka a žilky uvnitř plagioklasu. Epidot plagioklas od okrajů přerůstá a postupuje podél mikrotrhlinek.

Plagioklas v základní hmotě tvoří hypautomorfně omezená zrna o maximální velikosti 0,3 mm. Zrna jsou bezbarvá a částečně zakalená. Prodělávají rovněž rozsáhlou sericitizaci a epidotizaci. U některých zrn se podařilo analyzovat složení, které odpovídá bazickému andezinu a labradoritu (37,4–65,2% An).

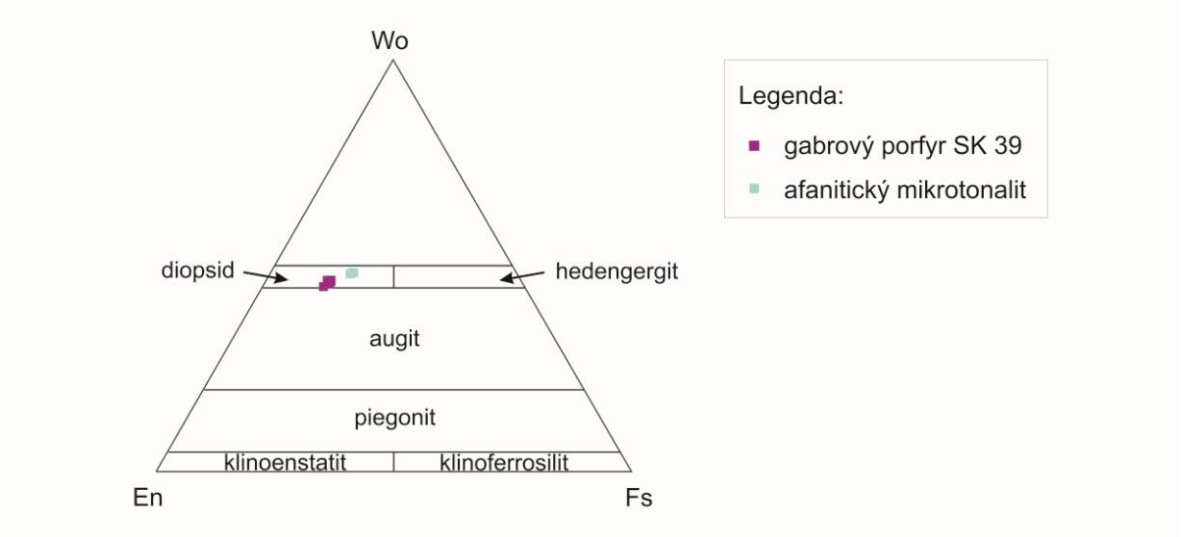
Vyrostlice amfibolu představují zrna hypautomorfního omezení o velikosti 0,4–2 mm. Větší zrna jsou zonální a tvořena světlejším zeleně zbarveným amfibolem v centrální části a tmavším modrozeleným amfibolem tvořícím tenký okraj zrna. V centrálních partiích některých těchto zrn jsou zachovány relikty klinopyroxenu (obr. 3-7 c, d). Složení amfibolu ve středových částech zrn odpovídá Al-chudému magnesiohornblendu a aktinolitu. Okrajové partie tvoří ferrohornblend a ferrotschermakit. Tyto vyrostlice tak nejspíše představují pseudomorfózy po klinopyroxenu, který byl prvotně obrůstán modrozeleným amfibolem a poté nahrazován světleji zeleným amfibolem. Menší (~0,4 mm) méně hojná zrna jsou budována pouze modrozeleným amfibolem a představují tak pravé vyrostlice. Zrna jsou pleochroická. V případě centrálních partií zonálních zrn je pleochroismus slabý a projevuje se světle žlutozelenou (X), světle zelenou (Y) a světle modrozelenou (Z) barvou. Okraje a menší vyrostlice mají pleochroismus v odstínech světle zelené (X), trávově zelené (Y) a modrozelené (Z) barvy. Zrna obsahují malé množství inkluzí opakních minerálů. Vyrostlice amfibolu se vzájemně omezují s vyrostlicemi plagioklasu. Podléhají slabé mikrofrakturaci. Jsou částečně epidotizována. Epidot vytváří drobná zrnka uvnitř některých amfibolových vyrostlic.

Amfibol v základní hmotě vytváří hypautomorfní až nedokonale omezené sloupečky a jehličky, jejichž velikost dosahuje 0,3 mm. Zrna jsou zelené barvy s pleochroismem obdobných barevných odstínů jako u vyrostlic amfibolu. Složení některých analyzovaných zrn odpovídá ferrotschermakitu, ferrohornblendu a magnesiohornblendu. Amfibol je v základní hmotě převažující fází. Zrna svým tvarem omezují ostatní minerály základní hmoty, částečně přerůstají vyrostlice plagioklasu a omezují i některé vyrostlice amfibolu.

Klinopyroxen byl zastižen pouze v centrálních partiích některých větších vyrostlic amfibolu. Vyskytuje se v podobě hypautomorfně až xenomorfně omezených částí původních zrn, které jsou prorůstané a obrůstané zeleným amfibolem (obr. 3-7 c, d). Zrna jsou bezbarvá, nepleochroická. Uvnitř jednotlivých částí původního zrna lze pozorovat drobné praskliny, podél kterých se vyskytuje aktinolit. Složení těchto reliktů koresponduje s diopsidem (obr. 3-8). XMg se pohybuje v rozmezí 0,76–0,78. Zrna mají vyšší obsah hliníku (3,65–4,29 hmot. % Al_2O_3) a nepatrně zvýšené množství titanu (0,45–0,78 hmot. % TiO_2).



Obr. 3-7 Gabrový porfyr SK 39, Zvánovice, a, b - sericitizovaná vyrostlice plagioklasu, která je od okraje přerůstaná epidotem (a - IPL, b - XPL), c, d - vyrostlice zeleného amfibolu s relikty klinopyroxenu ve středových partiích (c - IPL, d - XPL).



Obr. 3-8 Ternární diagram charakterizující složení reliktů klinopyroxenu analyzovaných ve vzorku gabrového porfyru SK 39 z lokality Zvánovice a afanitického mikrotonalitu ze Senohrab (En - enstativotá komponenta, Fs - ferrosilitová komponenta, Wo - wollastonitová komponenta).

Biotit se vyskytuje ve velmi malém množství v základní hmotě, kde tvoří hypautomorfně omezené světle hnědé šupinky a tabulky o maximální velikosti 0,1 mm. **Křemen** je ojediněle

přítomen v základní hmotě v podobě čirých xenomorfních zrnek, která vyplňují zbylý prostor mezi ostatními zrny. **Apatit** v malé míře tvoří jehličkovité inkluze ve vyrostlicích amfibolu. **Rudní minerály** jsou roztroušeny v základní hmotě a uzavírány ve vyrostlicích amfibolu, méně často plagioklasu. Zrna jsou hypautomorfního omezení, případně se vyskytují jejich shluky xenomorfního tvaru. Převažujícím minerálem je ilmenit doprovázený pyritem.

Minerály skupiny epidotu se vyskytují v podobě drobných zrnek až žilek uvnitř vyrostlic plagioklasu a také vyrostlice zatlačují. V plagioklasech základní hmoty tvoří epidot malá zrnka. Rovněž lze v malé míře pozorovat drobná zrnka epidotu uvnitř vyrostlic amfibolu. Epidot také vyplňuje praskliny uvnitř vyrostlic amfibolu. Složení epidotových zrn uvnitř plagioklasu i amfibolu je podobné. Zrna mají vyšší obsahy Al (2,31–2,43 apfu), zvýšené množství Fe^{3+} (0,33–0,39 apfu) a velmi nízké množství Mn (~0,15 hmot. %). Podíl pistacitové komponenty dosahuje 11,90–14,33. A na základě klasifikace Armbruster et al. (2006) analyzovaná zrna spadají do podskupiny klinozoizitu.

Chlorit je v malém rozsahu lokálně přítomen v základní hmotě v podobě drobných agregátů světle nazelenalé barvy a v malé míře vyplňuje mikrotrhliny. **Aktinolit** se kromě výše zmiňovaných pseudomorfóz vyskytuje jen ve velmi malém množství uvnitř vyrostlic amfibolů a reliktů pyroxenu, kde vyplňuje drobné prasklinky. **Titanit** byl zastižen v omezeném množství při okrajích i uvnitř některých amfibolových pseudomorfóz v podobě shluků drobných nahnědlých zrnek xenomorfního omezení. **Kalcit** tvoří výplň puklin a představuje tak produkt postmagmatické alterace horniny.

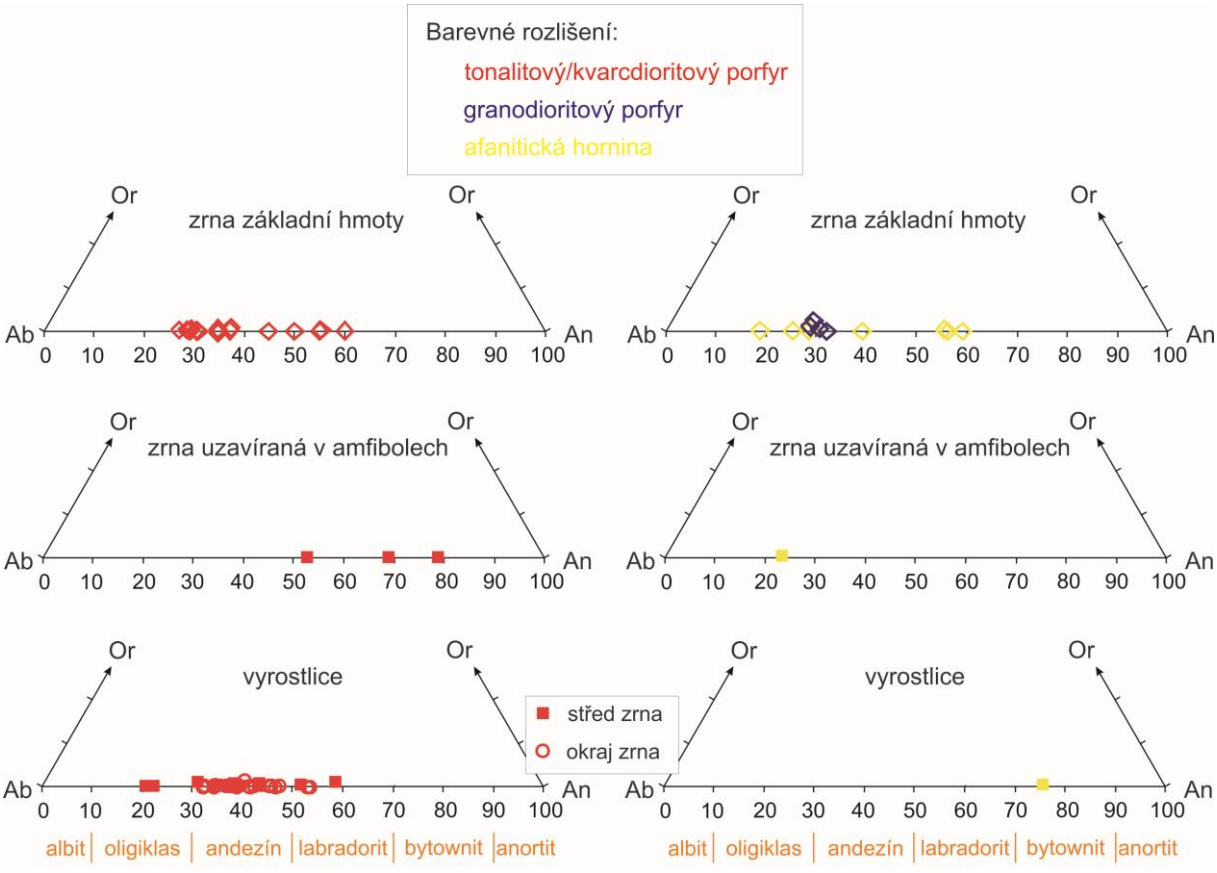
3.5 Kvarcdioritivé, tonalitové a granodioritové porfyry

Horniny typu kvarcdioritového, tonalitového a granodioritového porfyru mají všesměrnou, hypautomorfní strukturu. Obsahují vyrostlice plagioklasu a méně amfibolu (v některých vzorcích vyrostlice amfibolu chybí a jsou zcela nahrazeny biotitem (vzorek SK 33, SK 35 a FH 4)), podružně také křemene. Jemnozrnná základní hmota je tvořena hlavně plagioklasem, biotitem a křemenem, v menší míře je přítomen amfibol a ojediněle draselný živec. Akcesoricky se vyskytuje titanit, apatit, allanit, zirkon a rudní minerály (ilmenit, pyrit, chalkopyrit). Produkty druhotné přeměny jsou epidot, chlorit, biotit, titanit, amfibol aktinolitického typu (aktinolit, hliníkem chudý magnesiohornblend), kalcit a prehnit.

Vyrostlice plagioklasu jsou hypautomorfní, ojediněle se vyskytují průřezy téměř automorfního omezení. Jejich velikost se pohybuje od 0,4 mm do 2,5 mm. Jsou bezbarvé s malou mírou zakalení. Na vyrostlicích je dobře pozorovatelná zonálnost, převážně oscilační, která se projevuje střídáním velmi úzkých (několik mikrometrů mocných) zón variabilní bazicity. Složení odpovídá převážně andezínu, vyskytuje se i oligoklas a ojediněle labradorit (obr. 3-9). Zrna obsahují inkluze opakních minerálů a některá uzavírají drobné hnědé tabulky biotitu nebo zelené jehličky amfibolu (ferrohornblend a hastingsit). Na zrnech je možné pozorovat časté polysyntetické lamelování podle albitového zákona. Méně běžné jsou srůsty podle karlovarského zákona. Vyrostlice

plagioklasu podléhají křehké i plastické deformaci. Jsou slabě epidotizované - epidot vytváří pouze drobná zrnka roztroušená uvnitř plagioklasu. Ojedinělá je karbonatizace projevující se vznikem drobných zrnek podél mikrofraktur.

Plagioklas v základní hmotě tvoří hypautomorfní zrníčka jejichž velikost se pohybuje okolo 0,3 mm a méně. Je čirý a složením odpovídá oligoklasu a andezínu, vzácně labradoritu (obr. 3-9). Zrna svým tvarem omezují ostatní minerály základní hmoty, případně lze pozorovat jejich vzájemné omezování se zrny amfibolu nebo biotitu. Oproti vyrostlicím plagioklas základní hmoty nepodléhá žádné přeměně.



Obr. 3-9 Diagramy charakterizující chemické složení plagioklasů tonalitových, kvarcdioritových a granodioritových porfyrů a afanitické horniny SK 34.

Vyrostlice amfibolu jsou trojího typu. Prvním z nich jsou **vyrostlice zelených amfibolů** automorfního až hypautomorfního omezení (obr. 3-10 a–e), které dosahují rozměrů 0,5–3 mm. Zrna jsou silně pleochroická s barvami v hlavních optických směrech X, Y a Z od světle žlutavě zelené přes trávově zelenou k tmavě zelené či hnědozelené. Vyrostlice vykazují zonálnost (obr. 3-10 a–e), zejména oscilační, na základě které lze vyčlenit dva druhy těchto vyrostlic. Jedním jsou vyrostlice (~ 3 mm velké) se silnou oscilační zonálností, která se projevuje přítomností velmi úzkých, pravidelně se střídajících zón (v řádu prvních jednotek mikrometrů) o různé intenzitě odstínu zelené barvy. Některé tyto vyrostlice mají sytě zelený okraj (např. obr. 3-10 c, d). Složení tohoto druhu vyrostlic

(včetně jejich sytě telených okrajů) odpovídá magnesiohornblendu. Druhým druhem jsou vyrostlice o velkosti ~2 mm a méně, s jednodušší oscilační zonálností, která se projevuje kontinuálním přechodem jednolivých variabilně širokých zón (0,1–0,3 mm mocných) s různě intenzivními odstíny zelené až hnědozelené barvy. Složení těchto vyrostlic odpovídá ferrotschermakitu a ferrohornblendu. Některá zrna obou druhů těchto vyrostlic jsou obrůstaná světle zeleným amfibolem o složení aktinolitu nebo magnesiohornblendu s nízkým obsahem hliníku.

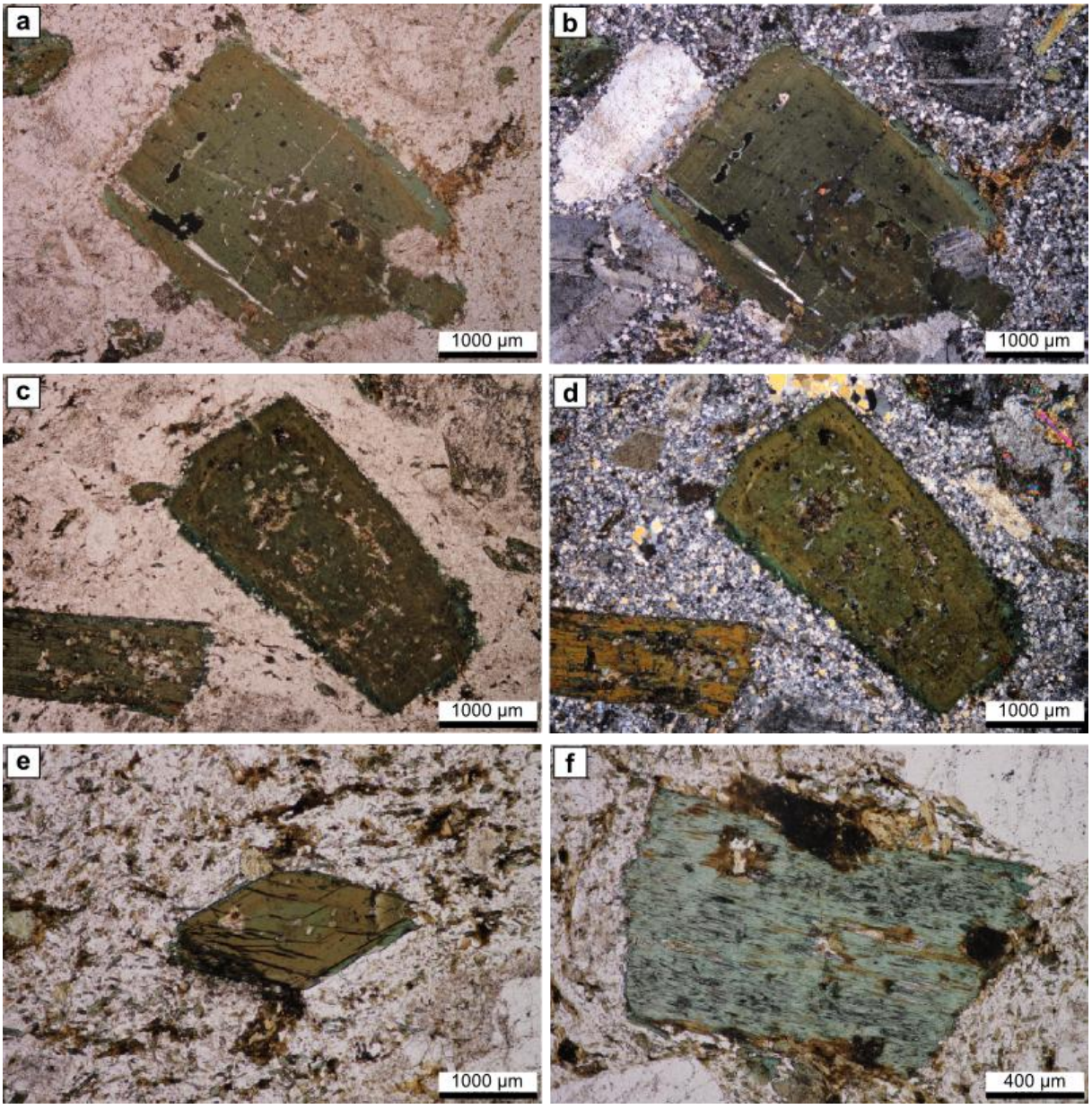
Občasně je možné na některých vyrostlicích pozorovat dvojčatné srůsty podle (100). Zrna obsahují inkluze opakních minerálů, které se seskupují podél štěpných trhlin. Dále v sobě uzavírají automorfní zrna apatitu, titanitu a zirkonu, ke kterým přistupuje hypautomorfní plagioklas (labradorit; obr. 3-9). V případě oscilačně zonálních řezů lze pozorovat inkluze apatitu, zirkonu a plagioklasu uspořádaných podle růstových zón krystalu. Zrna podléhají magmatické korozi, která způsobuje vznik dutin uvnitř zrn a rovněž ovlivňuje i omezení zrn. Korozivní dutiny jsou vyplněny minerály základní hmoty (zejména křemenem, plagioklasem, méně často draselným živcem), případně i sekundárním biotitem, chloritem či karbonátem. Vyrostlice jsou křehce porušené, podléhají biotitizaci, jsou slabě chloritizované a některé velmi slabě karbonatizované.

Druhým typem jsou **vyrostlice hnědých amfibolů** hypautomorfního až téměř xenomorfního omezení o velikosti 0,4–2 mm, v malé míře jsou přítomna zrna až 3 mm velká. Zrna jsou obdobného vzhledu jako v případě gabroidních porfyrů, tj. ve svých středech jsou budovány hnědým amfibolem, jenž je obrůstán amfibolem modrozeleným okolo kterého mohou být vyvinuty světle zelené nárůstky. Pleochroické barvy jednotlivých partií jsou uvedeny v tab. 3-1. Složení hnědých jader odpovídá převážně tschermakitu. Zelený okraj je tvořen ferrotschermakitem a ferrohornblendem, nárůstky kolem těchto okrajů tvoří aktinolit. Na některých vyrostlicích je možné pozorovat dvojčatné srůsty podle (100). Hnědá jádra zrn obsahují inkluze opakních minerálů lokalizované podél štěpných trhlin a značně ovlivňující barvu amfibolu. Rovněž v sobě amfiboly uzavírají apatit, méně často ilmenit a titanit. Ve vzorku SK 8 lze malé míře pozorovat vyrostlice hnědého amfibolu poikiliticky uzavírající menší vyrostlice plagioklasu (uzavíraný plagioklas se nijak neliší od vyrostlic ostatních plagioklasů - zrna jsou zonální, lamelovaná a prodělávají slabou epidotizaci). Na vyrostlicích tohoto typu lze pozorovat křehkou deformaci obdobnou stejnému typu vyrostlicím v gabroidních porfyrech. Vyrostlice podléhají biotitizaci, chloritizace je slabá.

S narůstajícím množstvím vyrostlic hnědých amfibolů klesá množství vyrostlic amfibolů zelených. Přítomnost velkých (~ 3 mm) silně oscilačně zonálních vyroslic se vylučuje s přítomností hnědých amfibolů. Menší (~ 2 mm) zonální zelené vyrostlice jsou asociovány s oběma typy.

Vzácně ve vzorku kvarcdioritového porfyru SK 8 bylo pozorováno několik hypautomorfně omezených pseudomorfóz o velikosti 0,4–1,5 mm budovaných **modrozelený amfibolem** (obr. 3-10 f). Amfibol vykazuje silný pleochroismus s barvou podle hlavních optických směrů X, Y, Z v

odstínech žlutozelené, zelené a modrozelené barvy. Na rozdíl od amfibolových vyrostlic pseudomorfózy nepodléhají deformaci. Při jejich okrajích lze pozorovat drobné agregáty biotitu a shluky hnědě zbarvených zrnek titanitu.



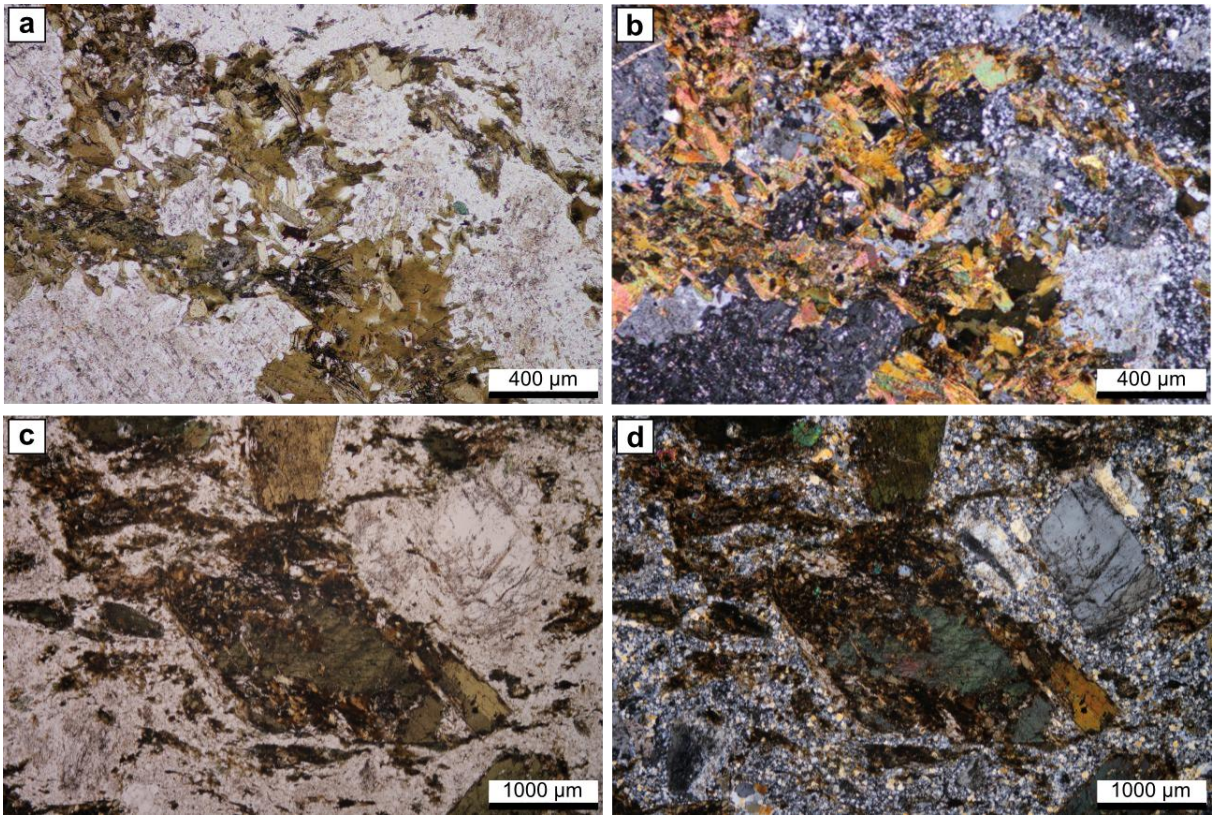
Obr. 3-10 Vystupování amfibolů tonalitových a kvarcdioritových porfyrů, a, b - korodovaná a křehce porušená vyrostlice amfibolu s oscilační zonálností a světle zelenými nárustky aktinolitu (tonalitový porfyr SK 22, Senohraby; a - IPL, b - XPL), c, d - silně oscilačně zonální korodovaná vyrostlice amfibolu s modrozeleným lemem (tonalitový porfyr SK 23, Senohraby; c - IPL, d - XPL), e - vyrostlice amfibolu s jednodušší oscilační zonálností (kvarcdioritový porfyr SK 8, Senohraby; IPL), f - pseudomorfóza tvořená modrozeleným amfibolem, při jejímž okraji se vyskytují drobné agregáty biotitu a hnědě zbarvené shluky titanitu (kvarcdioritový porfyr SK 8, Senohraby; IPL).

Ve vzorcích kvarcdioritových porfyrů (SK 7, SK 8) lze také pozorovat ojedinělé **shluky jehliček zeleného amfibolu**, vytvářejících pseudomorfózy po starších minerálech. Jehličky dosahují délky 0,2 mm. Mají zelené zbarvení s pleochroismem, který se projevuje světle žlutozelenou barvou v optickém směru X, zelenou ve směru Y a modrozelenou ve směru Z. Nejeví usměrnění, jsou nahodile orientovány. Mezi jehličkami amfibolu se nacházejí drobná zrna plagioklasu, křemene, méně biotitu a ojediněle i chloritu.

Amfibol v základní hmotě tvoří hypautomorfmně omezené sloupečky dosahující maximální velikosti 0,3 mm. Zrna jsou zelené barvy a lze na nich pozorovat silný pleochroismus projevující se světle žlutozeleným odstínem v optickém směru X, zeleným odstínem ve směru Y a modrozeleným odstínem ve směru Z. Podružně se také vyskytují hypautomorfní sloupečky amfibolů budované hnědým jádrem se zeleným okrajem (barva a pleochroismus koresponduje s vyrostlicemi obdobného vzhledu popisovanými výše). Složení analyzovaných zrn odpovídá ferrotschermakitu, ferrohornblendu a magnesiohornblendu. Zrna nejsou deformovaná a nepodléhají metamorfní přeměně.

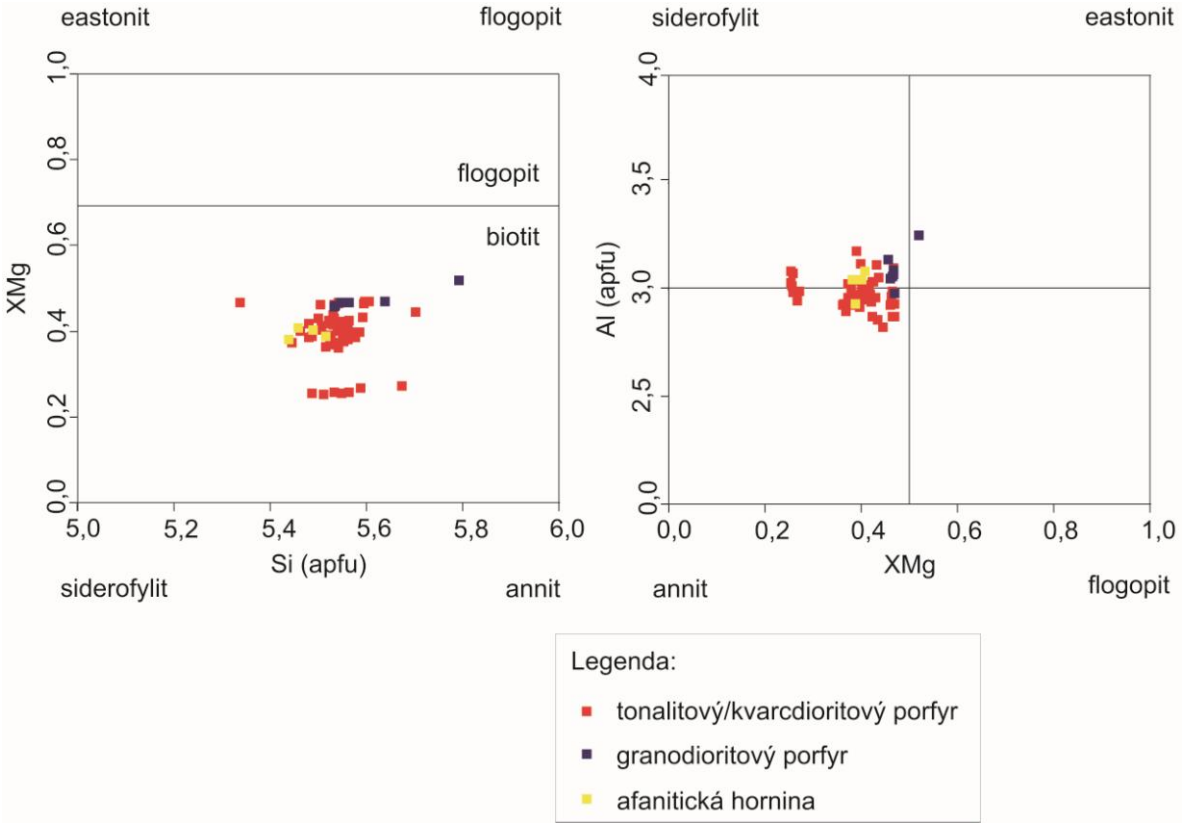
Vyrostlice křemene jsou zaobleného tvaru daným různě intenzivní magmatickou korozí (obr. 6-3 a–d). Jejich velikost se pohybuje v rozsahu 0,5–3 mm, ojediněle se vyskytují zrna až 4,5 mm velká. Zrna jsou čirá nebo mírně zakalená jemnými uzavřeninami. Jeví známky deformace a rekrystalizace. Vyrostlice křemene jednotlivě „plavou“ v základní hmotě společně s vyrostlicemi plagioklasu a amfibolu, bez vzájemného srůstání. **Křemen základní hmoty** se vyskytuje ve formě xenomorfních zrnek a tvoří podstatnou součást základní hmoty.

Biotit tvoří hypautomorfně omezené tabulky až šupinky dosahující velikosti 0,3 mm. Je hojně rozšířen v základní hmotě, kde svým tvarem může omezovat některá zrna amfibolu i plagioklasu. Zároveň lze pozorovat tabulky biotitu ve formě drobných shluků společně s titanitem, karbonátem a leukoxenizovanými rudními minerály (obr. 3-11 a, b). Dále se lze setkat s jemnozrnnými agregáty biotitu, které částečně až zcela nahražující vyrostlice amfibolu (obr. 3-11 c, d). Biotit je hnědé barvy s pleochroismem od světle žlutohnědé (X) po tmavší hnědou barvu (Y, Z). Chloritizace u něj nebyla pozorována.



Obr. 3-11 Sekundární biotit, a, b - shluk tabulek a šupinek biotitu promísený titanitem a leukoxenizovanými rudními minerály (tonalitový porfyr SK 13, Senohraby; a - IPL, b - XPL), c, d - biotitizace postihující okrajové partie vyrostlice amfibolu, v levém horním rohu snímku lze pozorovat menší pseudomorfózy tvořené tabulkami biotitu, která jsou prostoupené titanitem (tonalitový porfyr SK 23, Senohraby; c - IPL, d - XPL).

Chemické složení biotitu je bez výrazných variací. Biotit rozptýlený v základní hmotě a biotit vyskytující se v pseudomorfózách nevykazuje odlišnosti v obsazích jednotlivých prvků. Hodnota XMg se pohybuje v rozmezí 0,36–0,47, pouze vzorek SK 13 má podstatně snížené množství Mg v porovnání s ostatními vzorky (XMg okolo 0,25; obr. 3-12). Analyzovaná zrna jsou bohatá hliníkem (Al 2,83–3,18 apfu) s mírnou převahou annitové a siderofylitové komponenty (obr. 3-12).



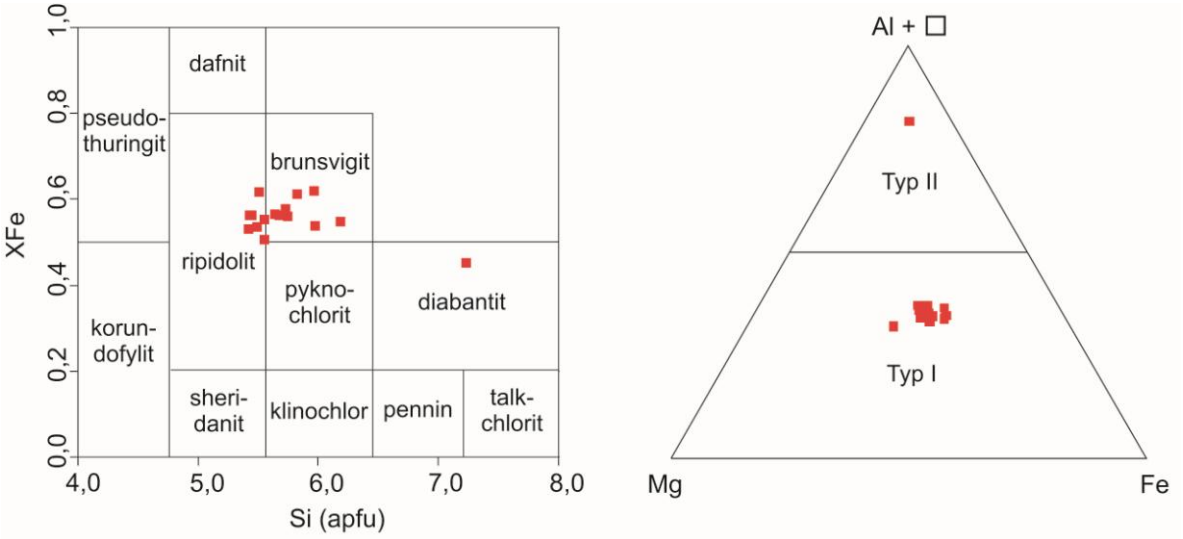
Obr. 3-12 Diagramy charakterizující chemické složení biotitu tonalitových, kvarcdioritových a granodioritových porfyrů a afanitické horniny SK 34.

Draselný živec je přítomen jen ve velmi malém množství a tvoří čirá zrna xenomorfního omezení, která vyplňují zbylý prostor mezi ostatními zrny, ojediněle je uzavírán v korozivních dutinách uvnitř vyrostlic amfibolu. Analyzovaná zrna obsahují 85,9–97,7% Or, malou příměs albitové (1,0–8,0 % Ab) a celsianové (1,4–3,3 % Cn) komponenty, a velmi nízké množství anortitové komponenty (0,0–0,6% An). V jediném případě bylo ve vzorku SK 8 analyzováno zrno uzavírané ve vyrostlici zeleného amfibolu, které obsahuje podstatně zvýšený podíl Cn dosahující 13,0 %.

Apatit se vyskytuje jako jehličkovité inkluze ve vyrostlicích amfibolů. Některé jehlice ojediněle dosahují délky až 0,2 mm, častější je však výskyt jedinců menších rozměrů. **Titanit** tvoří drobné inkluze ve vyrostlicích amfibolu nebo se vyskytuje v základní hmotě v podobě hypautomorfně omezených zrn o velikosti 0,3 mm a méně. Dále je přítomen ve formě nepravidelných shluků drobných zrnek uvnitř biotitizovaných vyrostlic amfibolů. Titanit je světle hnědé barvy s nezřetelným pleochroismem. Analyzovaná zrna obsahují příměs Al_2O_3 v rozsahu 1,83–5,99 hmot. % a FeO o 0,45–1,86 hmot. %. **Allanit** je lokálně rozmístěn v základní hmotě ve formě automorfních až hypautomorfních zrnek o velikosti ~0,3 mm. Je nažloutlé barvy a zonální. **Zirkon** se vyskytuje uzavřený ve vyrostlicích amfibolu v podobě drobných automorfních zrnek. **Rudní minerály** tvoří automorfní až hypautomorfní zrna roztroušená v základní hmotě a uzavíraná ve vyrostlicích amfibolů. V menší míře lze pozorovat leukoxenizovaná zrna rudních minerálů

asociovaná s agregáty biotitu. Převažujícím minerálem je ilmenit, méně je zastoupen pyrit a nejméně chalkopyrit. Analyzovaná zrna ilmenitu mají příměs MnO v množství 3,88–5,46 hmot. %.

Chlorit se vyskytuje jen lokálně v některých vyrostlicích amfibolu, kde vytváří slabě pleochroické agregáty nazelenalé barvy. Na obr. 3-13 lze pozorovat složení analyzovaných zrn, které se shlukuje do jednoho klastru blízko nad střední hodnotou XFe (0,51–0,62) a náleží typu I železnatých a hořečnatých chloritů podle klasifikace Zane a Weiss (1998). Pouze v jediném případě byl zastižen hlinitý chlorit typu II výše zmíněné klasifikace, který se vyskytuje jako produkt přeměny biotitu ve vzorku SK 22 (jedná se o rekrystalizovanou vyrostlici biotitu, která je z velké části nahrazena drobnými agregáty biotitu a velmi slabě chloritizována).



Obr. 3-13 Diagramy znázorňující chemické složení analyzovaných chloritů tonalitových/ kvarcdioritových porfyrů. Diagram Si-XFe znázorňuje klasifikaci chloritů podle Hey (1954); Mg-Fe-Al diagram je sestaven podle Zane a Weiss (1998), typ I představuje železnaté a hořečnaté chlority, typ II hlinité chlority.

Minerály skupiny epidotu vytvářejí drobná zrníčka uvnitř vyrostlic plagioklasu. Analyzovaná zrna mají vyšší obsah Al (2,19–2,62 apfu) a Fe^{3+} (0,22–0,39 apfu). Množství Mn je zanedbatelné (0,00–0,49 hmot. % MnO). Podíl pistacitové komponenty se pohybuje v rozmezí 7,8–15,1% a podle klasifikace Armbruster et al. (2006) zrna spadají do podskupiny klinozoizitu.

Amfibol aktinolitického typu (aktinolit a hliníkem chudý magnesiohornblend) příležitostně vytváří nepravidelné světle zelené až modrozelené lemy okolo vyrostlic amfibolů. V malé míře jej lze pozorovat v mikrofrakturách uvnitř vyrostlic zelených amfibolů.

Kalcit se vyskytuje společně s drobnými tabulkami biotitu vytvářejícími pseudomorfózy po amfibolu. V menší míře jej lze pozorovat při okrajích vyrostlic zeleného amfibolu odkud se šíří po štěpných plochách a drobných trhlinkách. Někdy také tvoří výplň prasklinek. **Prehnit** je ojediněle přítomen v podobě drobných žilek.

3.6 Afanitická hornina SK 34

V asociaci s granodioritovým porfyrem na lokalitě Třemblat se vyskytuje **afanitická hornina**, kterou Rosický a Šplíchal (1921) nazývají spessartitem. Podle klasifikace hornin uvedené v publikaci Le Maitre et al. (2002) je spessartit definován vyrostlicemi amfibolu (± biotitu, olivínu nebo pyroxenu) a plagioklasem (± draselným živcem) pouze v základní hmotě. Studovaná hornina však obsahuje velmi malé množství vyrostlic amfibolu doprovázené menším množstvím vyrostlic plagioklasu a několika většími zrnky křemene. Chemické složení této horniny uvedené Rosickým a Šplíchalem (1921) však koresponduje se spessartitem. Z klasifikačního hlediska je obtížné tuto horninu pojmenovat, byla tedy nazvána jako afanitická hornina.

Hornina je jemnozrnná a všesměrné hypautomorfní struktury s velmi malým množstvím vyrostlic amfibolu a několika vyrostlicemi plagioklasu. V základní hmotě je přítomen amfibol, plagioklas a v menší míře biotit. Akcesoricky se vyskytuje křemen, draselný živec, apatit a rudní minerály (ilmenit, pyrit). Produkty sekundárních přeměn jsou epidot, biotit a chlorit.

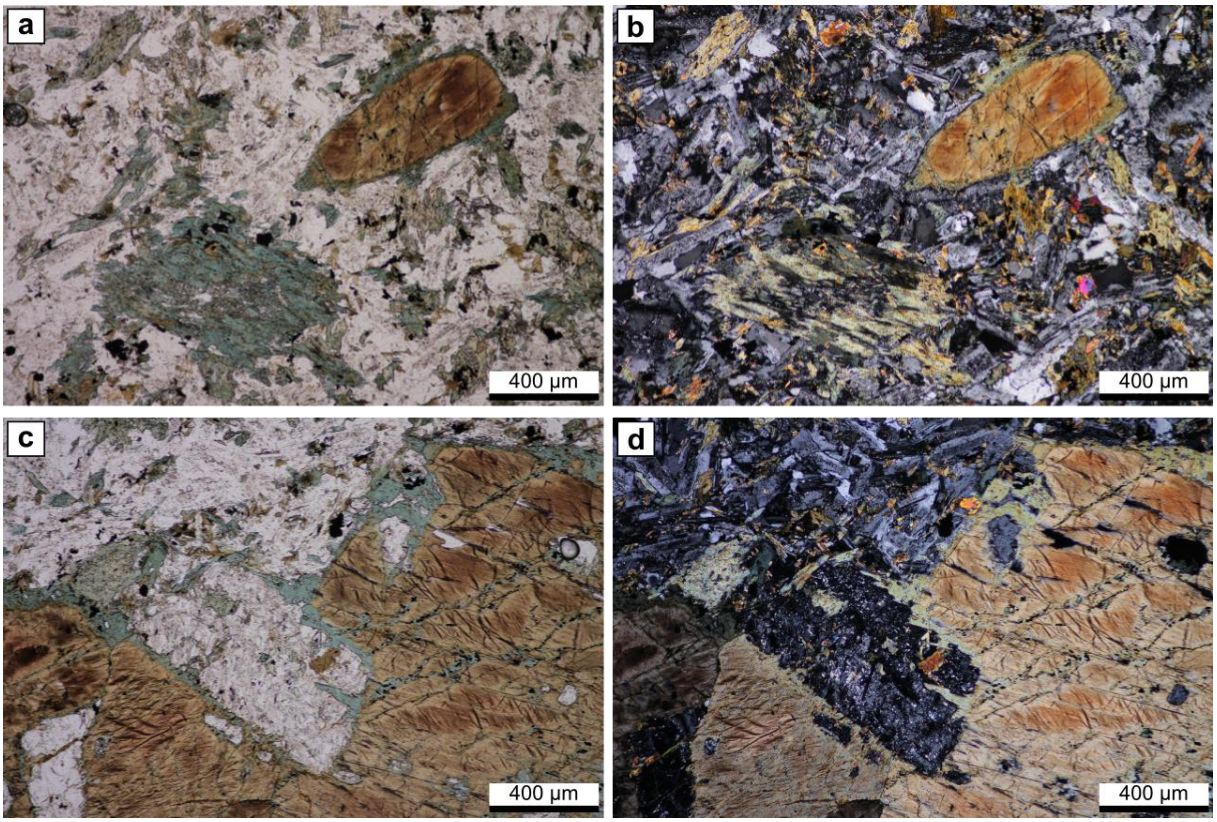
Vyrostlice amfibolu jsou hypautomorfní, některá silně porušená zrna dosahují až xenomorfního omezení a jejich velikost se pohybuje od 0,8 do 2 mm. Jsou reprezentovány zonálními zrny formovanými hnědým jádrem s modrozeleným okrajem jako v případě předešlých horninových typů, ale u této horniny je modrozelený okraj velmi úzký a nevyskytuje se aktinolitický lem (obr. 3-14 a–d). Barva a pleochroismus jsou také nepatrně odlišné oproti dříve zmiňovaným horninovým typům. Hnědé jádro je skvrnité s různými odstíny červenohnědé barvy (obr. 3-14 c). V hlavních směrech optických os X, Y a Z je možné rozlišit barvu žlutohnědou, světle hnědou a hnědočervenou. Okraj je barvy světle zelené (X), trávově zelené (Y) až modrozelené (Z). Hnědá jádra klasifikačně odpovídají tschermakitu, okraje jsou tvořeny ferrotschermakitem, méně magnesiohornblendem. Amfibolové vyrostlice obsahují inkluze opakních minerálů, koncentrovaných zejména podél štěpných trhlin. Větší jedinci uzavírají epidotizovaná zrna plagioklasu (oligoklas), jejichž velikost může dosahovat až 0,5 mm (v případě lokálně pozorovaného glomerokrystu). Zrna amfibolů vykazují projevy magmatické koroze, která zapříčinila vznik dutin uvnitř některých hnědých zrn a vedla i k zaobleným a oválným tvarům některých hnědých amfibolů (obr. 3-13 a, b). Modrozelený amfibol obrůstající hnědá zrna se vyskytuje i při okrajích korozivních dutin, případně podél štěpných ploch. V ojedinělém případě byl pozorován podél trhlinek uvnitř glomerokrystu (obr. 3-14 c, d), kde zčásti také lemuje menší vyrostlici plagiklasu. Na zrnech lze zaznamenat slabou křehkou deformaci projevující se vznikem drobných mikrofraktur. V malé míře je rozšířena chloritizace lokalizovaná v některých korozivních dutinách.

Rovněž se ve vzorku nachází několik pozůstatků vyrostlic **zeleného amfibolu**. Jedná se o hypautomorfní jedince o velikosti 0,5–1,5 mm s pleochroismem od barvy světle žlutozelené (X), přes olivově zelenou (Y) k tmavší zelené (Z). Složení těchto zrn odpovídá ferropargasitu,

ferrotschermakitu a ferrohornblendu. Zrna obsahují inkluze opakních minerálů. Podléhají korozi, která vytváří drobné dutiny. Podléhají chloritizaci, která se u u jednotlivých zrn projevuje s různou intenzitou. Jsou přítomna zrna velmi slabě nebo vůbec chloritizovaná a zároveň se lze setkat se zrny plně nahrazenými agregáty chloritu. U zrn, která nejsou chloritizovaná lze pozorovat velmi slabou biotitizaci projevující se tvorbou drobných jemnozrnných agregátů biotitu při okrajích vyrostlic. V malé míře lze při okrajích některých zrn pozorovat i aktinolitizaci.

V menším množství se také vyskytují shluky velmi drobných **jehliček amfibolu** (max. 0,1 mm dlouhých) barevně korespondující s okraji zonálních vyrostlic. Velikost těchto útvarů dosahuje ~ 0,5 mm.

Amfibol základní hmoty vytváří modrozelené hypautomorfní sloupečky (bez hnědých středů) až nedokonale omezená zrna s roztřepenými konci o velikosti do 0,3 mm. Zrna jsou pleochroická v odstínech světle žlutozelené (X) přes zelenou až olivově zelenou (Y) k modrozelené či tmavší zelené (Z) barvě. Složení analyzovaných zrn odpovídá ferrotschermakitu a méně často magnesiohornblendu (viz kapitola 4-1).



Obr. 3-14 Afanitická hornina SK 34, Třemblat, a, b - vyrostlice zonálního amfibolu se zaobleným jádrem a úzkým zeleným okrajem, poblíž níž se vyskytuje pseudomorfóza tvořená chloritem a rovněž lze pozorovat epidotizovaná zrna plagioklasu základní hmoty (a - IPL, b - XPL), c, d - část glomerokrystu smouhovitě zbarveného hnědého amfibolu obrůstaným zeleným amfibolem, který se podél trhlinek žilkovitě šíří i do vnitřních partií zrna (c - IPL, d - XPL).

Několik větších zrn **plagioklasu** má hypautomorfní omezení a jejich velikost se pohybuje okolo 1 mm. Zrna jsou zakalená a pro silnou epidotizaci, která postihuje calá zrna, je velmi obtížné určit bazicitu. Analyticky byla zjištěna přítomnost reliktů bytownitu (obr. 3-9). Zřídka na méně přeměněných jedincích lze pozorovat dvojčatné srůsty podle karlovarského zákona. **Plagioklas v základní hmotě** tvoří hypautomorfně omezená zrna, jejichž tvar je někdy až lištovitý, a dosahují maximální délky 0,3 mm. Zrna jsou čirá s malou mírou zakalení. Složení koresponduje s andezínem a labradoritem, méně častý je oligoklas (obr. 3-9). Plagioklas je epidotizovaný. Přeměna postihuje celá zrna a projevuje se tvorbou drobých epiditových zrnek. Zrna plagioklasu představují hlavní fázi základní hmoty a svým tvarem tak omezují ostatní minerály. V menší míře lze pozorovat i vzájemné omezování zrn plagiokasu a amfibolu v základní hmotě.

Biotit vytváří hypautomorfně omezené drobné lupínky, méně často tabulky, rozptýlené v základní hmotě, případně tvoří velmi drobné agregáty při okrajích nebo uvnitř reliktů vyrostlic zelených amfibolů. Velikost zrn dosahuje maximálně 0,1 mm. Zrna biotitu jsou hnědé barvy s pleochroismem v odstínech od žlutohnědé (X) k rezavě hnědé (Y, Z). Složením se velmi podobají zrnům analyzovaným v předešlých horninových typech. Hodnota XFe se pohybuje v rozmezí 0,59–0,62. Zrna jsou bohatá hliníkem (Al 2,93–3,18 apfu) s mírnou převahou siderofylitové komponenty (obr. 3-12).

Křemen je přítomen ve velmi malém množství ve formě xenomorfních zrn v základní hmotě, kde vyplňuje zbylý prostor mezi ostatními zrny. Lokálně lze pozorovat několik větších (~0,3 mm) zakulacených zrnek křemene, která jsou čirá a s velmi malým množstvím inkluzí.

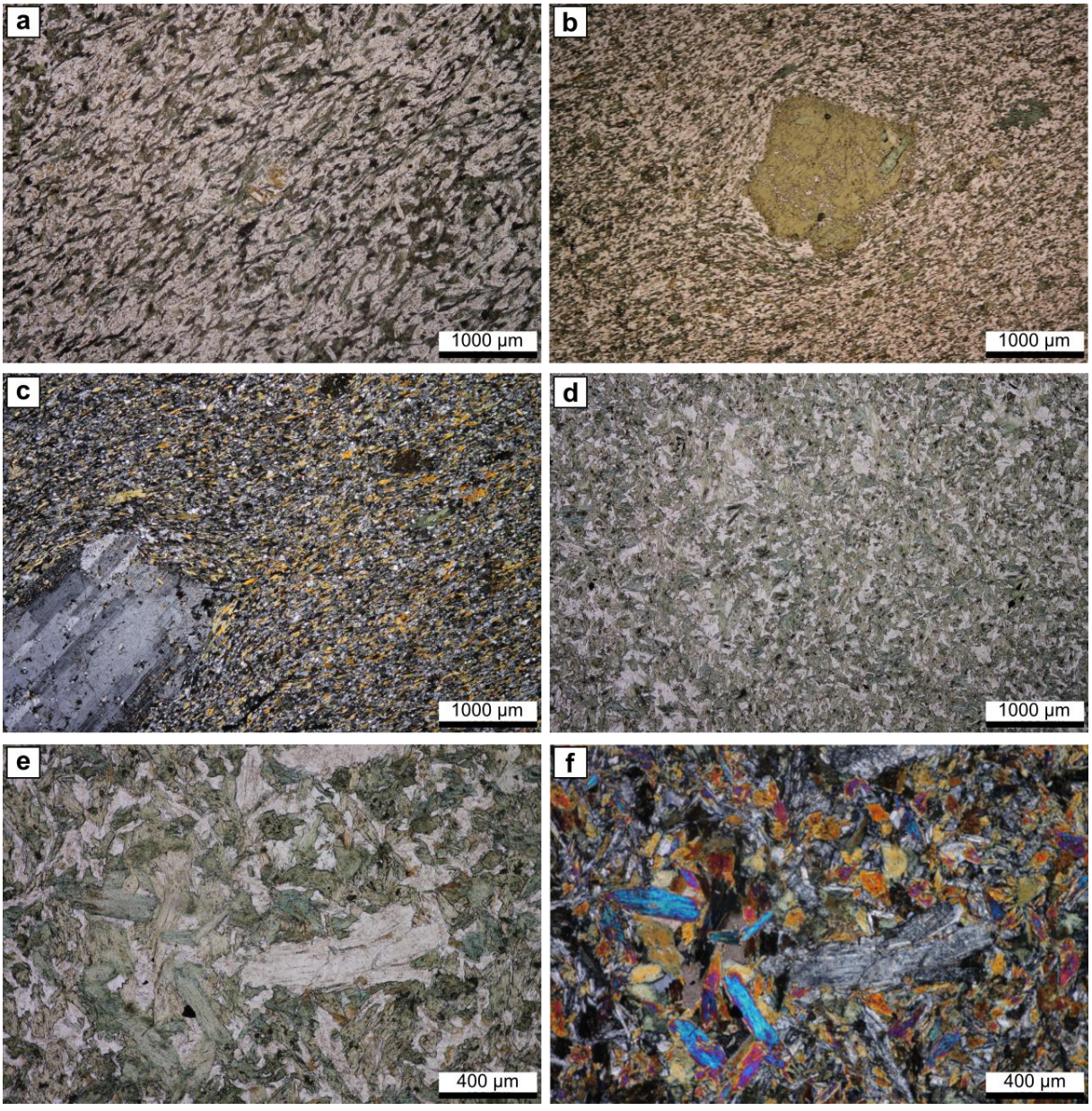
Draselný živec vytváří čirá xenomorfně omezená zrnka v základní hmotě rozptýlená v intersticiálním prostoru mezi ostatními zrny. Několik analyzovaných zrn obsahuje 91,7–96,7% Or, malou příměs albitové (1,1–5,0% Ab) a celsianové (1,37–3,31% Cn) komponenty a velmi nízké množství anortitové komponenty (0,0–0,5 An).

Apatit je nalézán v podobě drobných sloupečků v základní hmotě, ale není příliš častý. **Rudní minerály** (ilmenit, pyrit) vytvářejí automorfní až hypautomorfní zrnka v základní hmotě i vyrostlicích amfibolů. V základní hmotě se vyskytují izolovaná nebo se seskupují do drobných shluků či úzkých nesystematicky orientovaných pásků. Analyzovaná zrna ilmenitu obsahují malou příměs MnO v množství ~2,66 hmot. %.

Chlorit se vyskytuje v podobě agregátů světle zelené barvy s velmi slabým pleochroismem a částečně nebo zcela pseudomorfuje původní vyrostlice zeleného amfibolu (obr. 3-14 a, b). **Minerály epidotové skupiny** jsou přítomny ve formě drobných zrnek uvnitř vyrostlic plagioklasu i v plagioklasech základní hmoty.

3.7 Malchity

Malchity mají jemnozrnnou, hypautomorfně zrnitou strukturu, ojediněle se vyskytují mikrofenokrysty plagioklasu a méně často amfibolu. U vzorku SK 2 je patrná fluidální textura projevující se usměrněním sloupečků amfibolu (obr. 3-15 a). Rovněž vzorek SK 31 má tokovou stavbu, zde minerály základní hmoty „obtékají“ několik různě orientovaných větších zrn plagioklasu a amfibolu (obr. 3-15 b, c). Oproti tomu vzorek SK 11 je všesměrný (obr. 3-15 d). Malchity obsahují amfibol a plagioklas. Akcesoricky se vyskytuje draselný živec, biotit, titanit a rudní minerály (ilmenit, pyrit). Produkty druhotné přeměny jsou chlorit, epidot a karbonát.



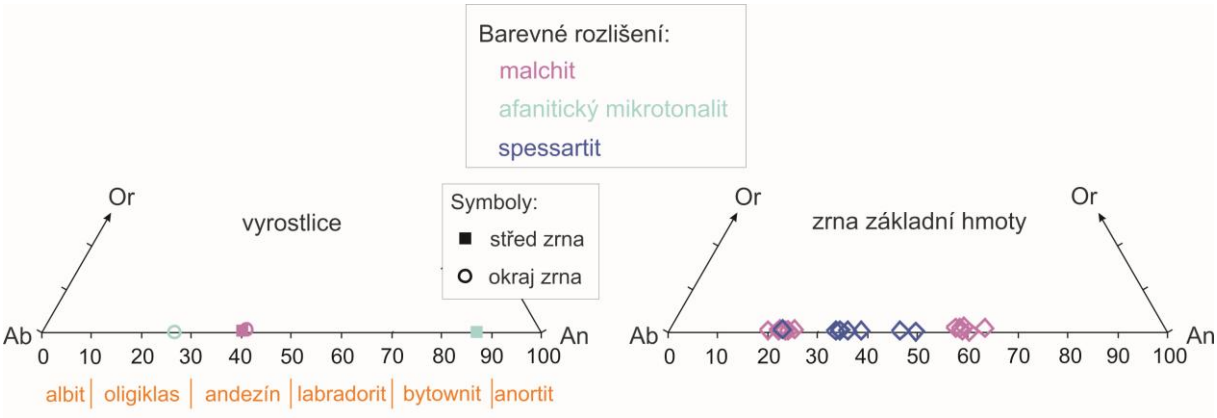
Obr. 3-15 Stavba malchitu, a - fluidální textura malchitu (SK 2, Senohraby; IPL), b - vyrostlice zeleného amfibolu obtékaná minerály základní hmoty (SK 31, Marjánka; IPL), c - část deformované vyrostlice plagioklasu, kterou obtékají minerály základní hmoty (SK 31, Marjánka; XPL), d - všesměrná struktura malchitu (SK 11, Senohraby; IPL), e, f - detail struktury malchitu reprezentující

vzájemné vztahy zrn amfibolu a plagioklasu, které jsou promísené šupinkami biotitu, drobnými zrníčky titanitu, agregáty chloritu a rudními minerály (SK 11, Senohraby; e - IPL, f - XPL).

Amfiboly jsou dvojího typu. Převažující varietou je modrozelený amfibol, v menší míře (vzorek SK 11) se vyskytuje amfibol budovaný hnědými jádry s modrozelenými okraji vytvářejícími roztřepené konce některých zrn. Oba typy amfibolu tvoří hypautomorfní sloupečky až jehličky, jejichž délka dosahuje 0,3 mm, v malé míře se vyskytují zrna až 0,6 mm velká. Hnědá jádra amfibolu mají pleochroismus mezi žlutohnědou (X), hnědozelenou (Y) a hnědou (Z) barvou. Zelené amfiboly jsou podle X světle žlutozelené, podle Y trávově až olivově zelené a podle Z zelené až modrozelené. Složení analyzovaných zrn odpovídá ferrohornblendu, magnesiohornblendu, případně se vyskytuje ferro-aktinolit a aktinolit. Zrna obsahují inkluze opakních minerálů, které při vyšší koncentraci, zejména v případě hnědě zbarvených amfibolů, mohou značně ovlivňovat jejich zbarvení. Na některých větších zrnech lze pozorovat známky křehké deformace (zejména v případě vzorku SK 11), která je ale v porovnání s ostatními horninovými typy jen malého rozsahu. Amfibol tvoří podstatnou součást horninových vzorků, jeho množství převažuje nad plagioklasem, případně je obsah obou minerálů srovnatelný.

Několik vyrostlic amfibolu (0,6–1,5 mm velkých) nalezených ve vzorku SK 31 je reprezentováno zeleným amfibolem hypautomorfního omezení s pleochroismem v odstínech obdobných ostatním zrnům. Obsahují malé množství inkluzí opakních minerálů. V menší míře uzavírají drobná automorfně omezená zrnka rudních minerálů. Vyrostlice jsou korodované a částečně rozpadlé, při okrajích zrn lze pozorovat jejich drobné úlomky. Na zrnech lze v malém rozsahu pozorovat mikrofrakturaci.

Plagioklas je hypautomorfního omezení o velikosti 0,3 mm, ojediněle dosahuje rozměrů až 0,8 mm. Ve vzorku malchitu SK 31 bylo pozorováno několik hypautomorfně omezených vyrostlic o velikosti 0,5–2 mm. Zrna jsou čirá s částečným zakalením a slabě zonální. Zonalita se projevuje postupnou, ale mírnou změnou bazicity od středu zrna k jeho okraji. Složení větších jedinců odpovídá labradoritu (převážně kyselému), menší analyzovaná zrna jsou reprezentována bazickým oligoklasem, rovněž je přítomen i andezín. Vyrostlice plagioklasu ve vzorku SK 31 korespondují s andezínem (obr. 3-16). Na méně proměněných zrnech je možné pozorovat polysyntetické lamelování podle albitového zákona. V menší míře se lze také setkat s dvojčatnými srůsty podle zákona karlovarského. Plagioklas obsahuje malé množství inkluzí opakních minerálů. Některá větší zrna a plagioklasové vyrostlice ze vzorku SK 31 uzavírají drobné sloupečky zeleného amfibolu a v malé míře hnědé tabulky biotitu. Na větších zrnech všech vzorků lze pozorovat mikrofrakturaci. Zrna plagioklasu všech rozměrů jsou slabě epidotizována. Epidotizace se projevuje tvorbou drobných epidotových zrnek roztroušených uvnitř plagioklasu.



Obr. 3-16 Diagram zobrazující složení plagioklasových zrn malchitu, spessartitu FH 2 a afanitického mikrotonalitu SK 5.

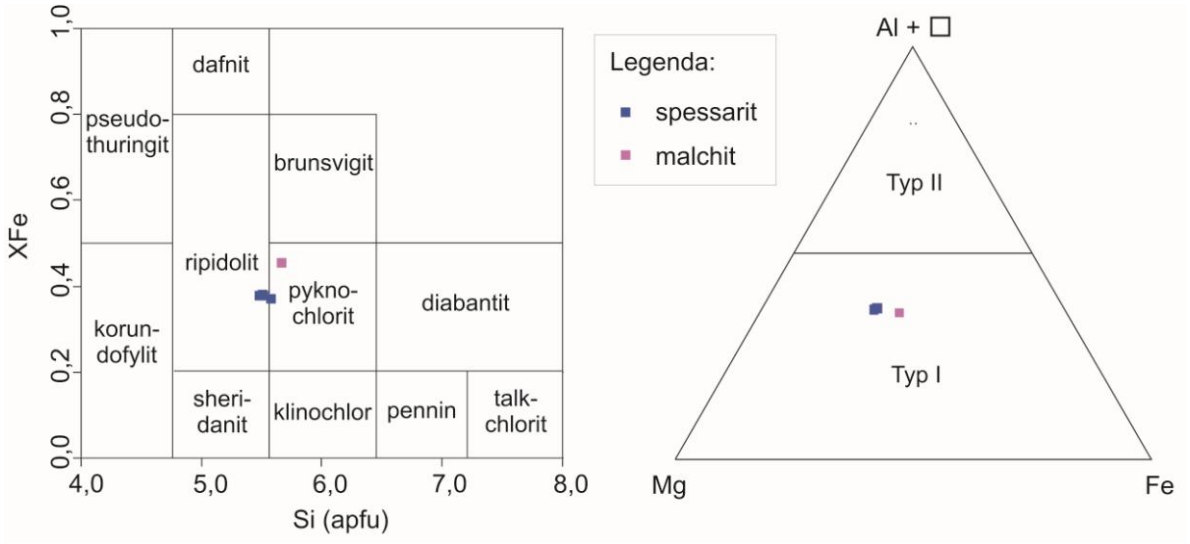
Draselný živec je přítomen v podobě xenomorfních zrn vyplňujících zbylý prostor mezi ostatními zrny. Je čirý a obsahuje 84,3–88,6% ortoklasové komponenty, 6,37–10,36 albitové komponnetny a malou příměs baria (2,6–8,3% Cn).

Biotit se vyskytuje jen v nepatrném množství. Je rozptýlený mezi ostatními minerály ve formě malých hnědých šupinek (maximálně 0,1 mm velkých) hypautomorfního omezení.

Titanit tvoří velmi drobná hypautomorfní zrnka nahnědlé barvy bez zřetelného pleochroismu, která jsou nesystematicky rozmístěná mezi ostatními minerály, případně se vyskytují uvnitř některých zrn amfibolu, a pravděpodobně se jedná o titanit sekundárně vzniklý. Analyzovaná zrna titanitu mají příměs 1,26–3,32 hmot. % Al_2O_3 a 0,66–0,95 hmot. % FeO. **Rudní minerály** (ilmenit, pyrit) jsou v malé míře přítomny v základní hmotě a uvnitř některých zrn amfibolu v podobě hypautomorfně omezených drobných zrnek. Ve vzorku malchitu SK 31 se rudní minerály také shlukují do drobných pásků orientovaných ve směru toku daným usměrněním zejména sloupečků amfibolu.

Chlorit se vyskytuje ve velmi malém množství nebo není přítomen vůbec (vzorek SK 31). Pokud je přítomen, lokálně vytváří agregáty světle zelené barvy s velmi slabým pleochroismem. Chemicky je podobný chloritům analyzovaným v ostatních horninových typech (XFe blízko střední hodnoty, železnato-hořečnatý typ podle klasifikace Zane a Weiss (1998); obr. 3-17). V malé míře lze pozorovat chlorit vyplňující drobné praskliny.

Minerály skupiny epidotu tvoří pouze velmi drobná zrnka uvnitř plagioklasu. Způsobuje mírné zakalení plagioklasových zrn, ve vzorku SK 2 některá zrna barví dožluta. **Kalcit** se místy vyskytuje v základní hmotě, kde vyplňuje prostor mezi ostatními zrny (ve vzorku SK 31 nebyl pozorován). V malé míře také tvoří výplň puklin.



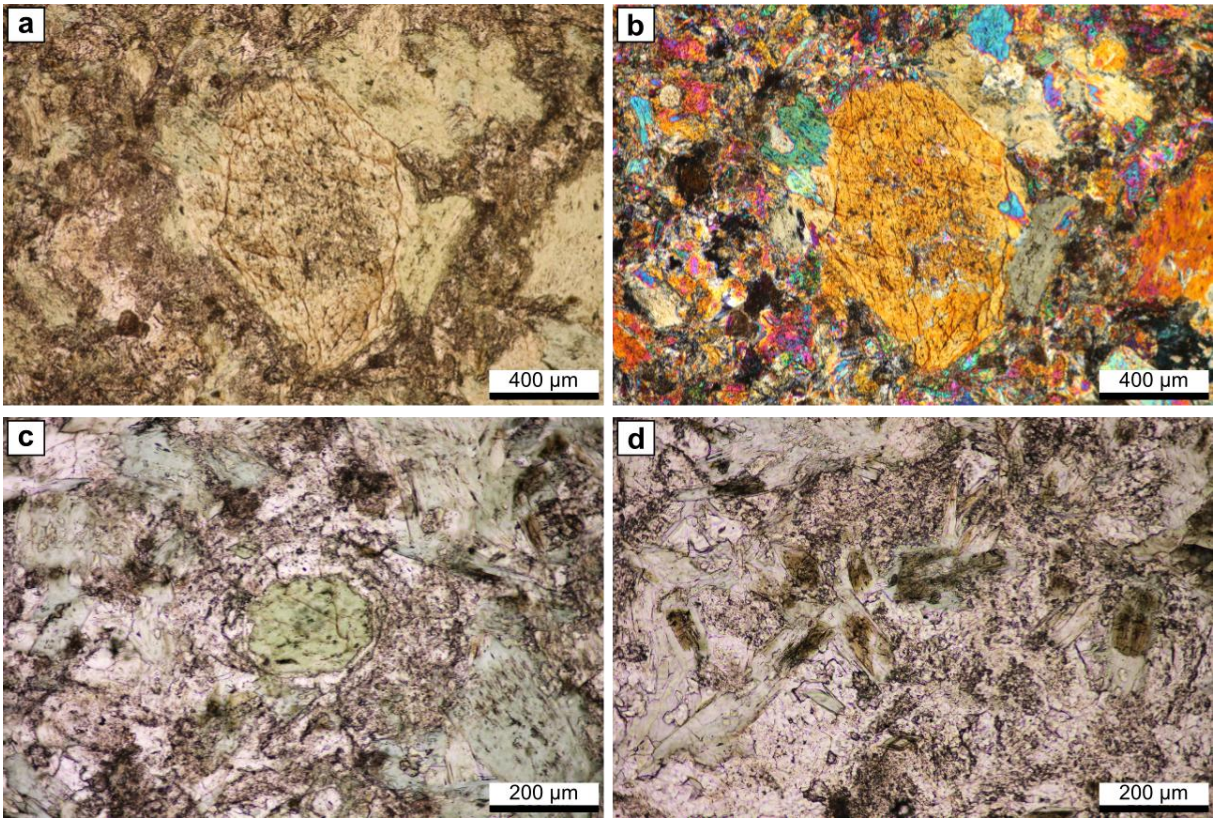
Obr. 3-17 Diagramy znázorňující chemické složení chloritů malchitu a spessartitu FH 2. Diagram Si-XFe znázorňuje klasifikaci chloritů podle Hey (1954); Mg-Fe-Al diagram je sestaven podle Zane a Weiss (1998), typ I představuje železnaté a hořečnaté chlority, typ II hlinité chlority.

3.8 Spessartit FH 2

Spessartit je reliktně porfyrické struktury a vyznačuje se nápadně vysokým obsahem amfibolů a také postmagmatických minerálů - chloritů a epidotu, zatímco množství plagioklasu je ve srovnání s gabrovými porfyry snížené. Vyrostlice tvoří pouze amfibol, plagioklas je omezen jen na základní hmotu. Akcesoricky je přítomen apatit, titanit a rudní minerály.

Amfibolová zrna o velikosti 0,2–1 mm (vzácně do 2 mm) mají obvykle hypautomorfní omezení (obr. 3-18 a, b) a poměrně slabý pleochroismus (X - velmi slabě nažloutlá, Y - špinavě žlutozelená, Z - světle špinavě zelená). Složení odpovídá magnesiohornblendu až aktinolitu a s velkou pravděpodobností se jedná o amfibol postmagmatický, nahražující původní pyroxen. Vznik z pyroxenu je zcela zřejmý v ojedině pozorovaných případech, kdy světle zelený amfibol dokonale zachovává automorfní omezení pyroxenu v řezu kolmém k vertikále (obr. 3-18 c). Zrna obsahují malé množství inkluzí opakních minerálů. V malé míře jsou epidotizována. Epidot zčásti narůstá na amfibolová zrna

Amfibol v základní hmotě tvoří drobné (pod 0,2 mm velké), obvykle nedokonale omezené a roztřepené sloupečky převážně světle zelené a jen slabě pleochroické, tvořené sekundárním Mg-bohatým aktinolitem. Spíše vzácně jsou však zachovány podle Z hnědavé relikty nebo téměř celé drobné sloupečky s velmi dobrým omezením, které zjevně představují zbytky původního magmatického amfibolu základní hmoty (obr. 3-18 d) a jen zčásti jsou nahraženy aktinolitem. Tato zrna složením odpovídají zejména pargasitu. Obdobný amfibol se místy objevuje v lemech kolem velkých magnesiohornblendů a nepřímo tak potvrzuje, že tyto velké amfiboly bez ohledu na své tvarové omezení vlastně pseudomorfují původní pyroxen, obrůstaný ještě v magmatickém stadiu vývoje horniny amfibolem základní hmoty.



Obr. 3-18 Spessartit FH 2, zářez dálnice u Senohrab, a, b - reliktní porfyrická struktura spessartitu (FH 2) s relativně velkými zrny magnesiohornblendu až aktinolitu, považovanými za pseudomorfózy po vyrostlicích klinopyroxenu (a - IPL, b - XPL); c - amfibolová pseudomorfóza zachovávající původní automorfní tvar pyroxenu v řezu kolmém k ose *c*. Pseudomorfózu lemuje epidot a v okolí jsou agregáty chloritu a zrna částečně epidotizovaného plagioklasu (IPL); d - vzácné relikty dobře omezeného drobně sloupkovitého amfibolu hnědavé barvy, zatlačované velmi světlým aktinolitem v základní hmotě horniny (IPL).

Apatit představuje jedinou primární akcesorii a vyskytuje se v podobě jehliček distribuovaných v základní hmotě.

Rudní minerály jsou přítomny jen ojediněle v základní hmotě v podobě velmi drobných zrnek.

Titanit ve formě nedokonale omezených nahnědlých zrníček a drobných shluků je nejspíše postmagmatický. Analyzovaná zrna mají příměs ~2,45 hmot. % Al_2O_3 a ~0,86 hmot. % FeO.

Chlorit je poměrně hojně rozšířený. Tvoří světle zelené agregáty slabého pleochroismu v základní hmotě a nahrazuje i některá zrna amfibolu. Je chemicky blízký chloritům analyzovaným v ostatních horninových typech. Jeho hodnota XFe je blízká 0,4 a podle klasifikace Zane a Weiss (1998) odpovídá typu I (hořečnaté a železnaté chlority (obr. 3-17)).

Minerály skupiny epidotu jsou zastoupeny v podstatném množství. Vyskytují se v podobě drobných zrnek i žilek. Zatlačují plagioklas a narůstají na amfibol. Analyzovaná zrna jsou bohatá Al

(2,32–2,56 apfu), mají vyšší obsahy Fe^{3+} (0,26–0,38 apfu) a velmi nízké množství manganu (0,00–0,33 hmot. % MnO). Podíl pistacitové komponenty je 9,2–14,0% a podle klasifikace Armbruster et al. (2006) spadají do podskupiny klinozoizitu.

Původní charakter této magmatické horniny byl takový, že hojné vyrostlice klinopyroxenu byly obklopeny základní hmotou z plagioklasu a drobných sloupků amfibolu s vysokým stupněm automorfie. Hornina se tedy výrazně lišila od ostatních studovaných žilných hornin a byla označena jako spessartit, přestože reliktů primárně magmatických minerálů je málo a převažují minerály postmagmatické.

3.9 Afanitický mikrotonalit SK 5

Afanitická hornina zastižená v dálničním zářezu u Senohrab je malchitického vzhledu, ale (mikro)tonalitového složení. Struktura horniny je trachytická a textura fluidální, zdůrazněná kromě uspořádání minerálů i střídáním jemnějších a mírně hrubších partií (obr. 3-19 a, b) a její klasifikační zařazení je tedy problematické. Dále v textu je hornina označována jako **afanitický mikrotonalit** z důvodu odlišitelnosti od afanitické horniny SK 34 z lokality Třemblat, jež je popisována v předešlé kapitole.

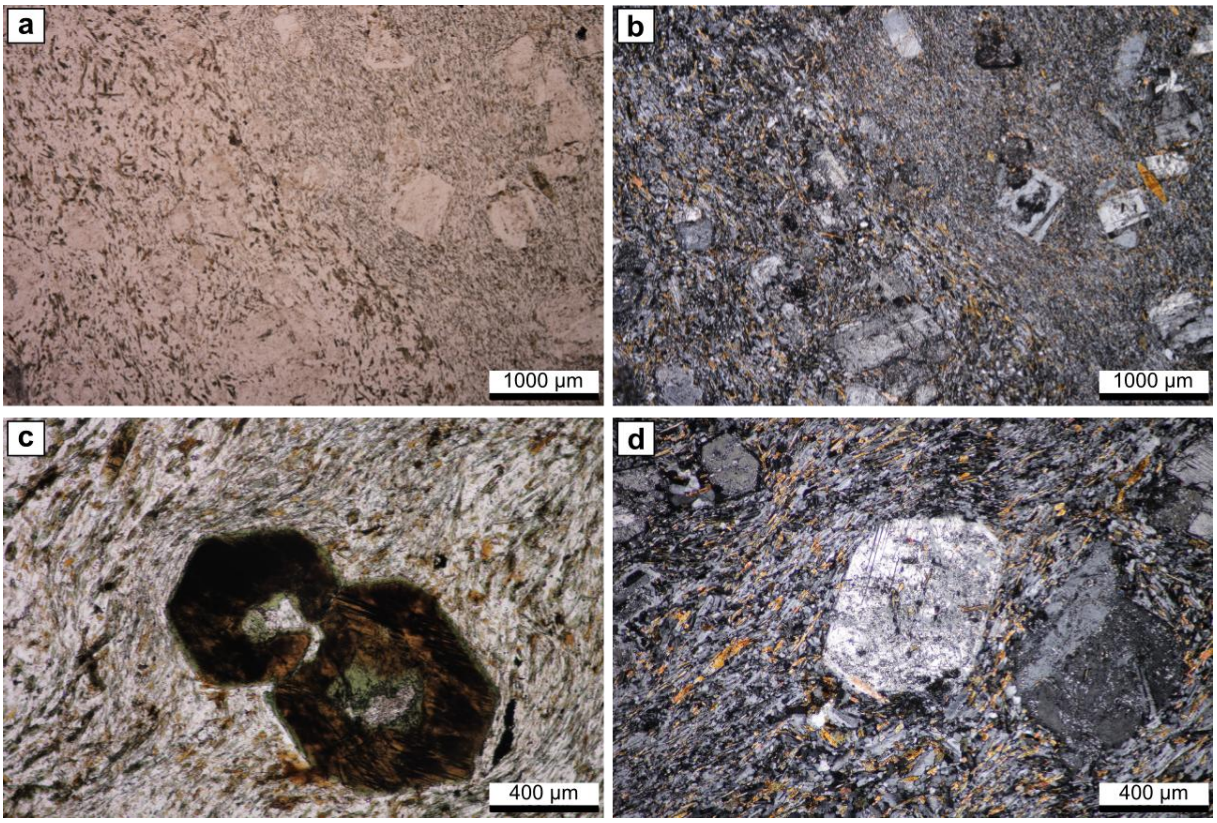
Hornina obsahuje nehojné drobné vyrostlice plagioklasu a amfibolu, vyrostlice plagioklasu mírně převažují. V základní hmotě je přítomen plagioklas, amfibol a méně biotit. Akcesoricky se vyskytuje draselný živec, křemen, titanit a rudní minerály (ilmenit, pyrit). Produktem sekundární přeměny je epidot.

Vyrostlice amfibolu jsou automorfně až hypautomorfně omezené, často jsou však modifikované magmatickou korozí. Zrna dosahují rozměrů 0,4–1,5 mm. Jsou barevně zonální, některá s dutinami ve svých centrálních partiích (obr. 3-19 c), a obdobného vzhledu jako vyrostlice těchto zonálních amfibolů v ostatních porfyrech. Zonalita se projevuje přítomností hnědě zbarvených amfibolů ve středových partiích zrn, okolo kterých lze pozorovat různě široký modrozelený okraj, jenž je ojediněle obrůstán světle zeleným amfibolem, který také vyplňuje mikrofraktury uvnitř zrn. V menší míře je také možné zastihnout hnědé amfiboly bez pozorovatelného zeleného okraje. Ojediněle lze pozorovat modrozelený amfibol na koncích hnědých krystalů rostoucí ve směru toku, který je daný orientací minerálů základní hmoty.

Pro hnědá jádra jsou charakteristické pleochroické barvy v odstínech žlutohnědých (X), hnědozelených (Y) a hnědých (Z). Okraje jsou pleochroické od světle zelené barvy (X) přes trávově zelenou (Y) k modrozelené (Z). Nárůstky vykazují slabší pleochroismus od slabě nažloutlé (X) přes žlutavě zelenou (Y) k světle zelené (Z). Jádra analyzovaných zrn odpovídají tschermakitu až ferrotschermakitu, směrem k okrajům se složení mění na ferrotschermakit až ferrohornblend, nárůstky jsou budovány Al-chudým ferrohornblendem nebo aktinolitem.

Vyrostlice, zejména hnědá jádra, obsahují inkluze opakních minerálů, které jsou uspořádány podél štěpných trhlin a při vyšší koncentraci ovlivňují barevný odstín amfibolu. Na vyrostlicích amfibolu lze pozorovat obdobné známky deformace jako u gabroidních porfyrů. Oproti gabrovým porfyrům však tato zrna nejsou biotitizována ani chloritizována.

Uvnitř jediného hnědého amfibolu byl nalezen relikt klinopyroxenu. Jedná se o několik drobných hypautomorfně až nedokonale omezených částí původního bezbarvého zrna, která složením odpovídají diopsidu (obr. 3-8). V porovnání s relikty pyroxenu v gabrovém porfyru SK 39 je tento relikt méně hořečnatý (XMg 0,69) a má nízký obsah hliníku (v průměru 0,67 hmot. % Al_2O_3) a titanu (pod 0,1 hmot. % TiO_2).



Obr. 3-19 Afanitický mikrotonalit SK 5, zářez dálnice u Senohrab, a, b - trachytická struktura afanitické horniny (a - IPL; b - XPL); c - „duté“ vyrostlice hnědého amfibolu s okrajovými zelenými zónami, obtékané minerály základní hmoty (IPL); d - dvě větší velmi slabě epidotizované vyrostlice plagioklasu (XPL).

Amfiboly základní hmoty se vyskytují ve formě drobných, hypautomorfních sloupečků, fluidálně uspořádaných. Jejich velikost dosahuje maximálně 0,3 mm, častější jsou však zrna o rozměrech okolo 0,1 mm a menší. Vyskytují se vedle sebe sloupečky tvořené hnědým středem s modrozeleným okrajem i sloupečky budované pouze amfibolem modrozeleným. Analyzovaná zrna složením odpovídají ferrotschermakitu a ferrohornblendu.

Vyrostlice plagioklasu tvoří automorfní až hypautomorfní zrna (obr. 3-19 d) o velikosti 0,4–1 mm. Zrna jsou čirá s malou mírou zakalení. Na některých řezech je možné pozorovat

zonálnost, která se projevuje postupným poklesem bazicity směrem od jádra o okraji. Bazická jádra odpovídají labradoritu až bytownitu, okraje korespondují s bazickým oligoklasem až andezínem (složení některých analyzovaných zrn je znázorněno na obr. 3-16). Na zrnech lze pozorovat polysyntetické lamelování podle albitového zákona. Zrna obsahují inkluze opakních minerálů, ojediněle lze pozorovat uzavírané drobné hnědé šupinky biotitu či zelené sloupečky amfibolu. Vyrostlice plagioklasu vykazují známky křehké a plastické deformace. Rovněž lze na vyrostlicích pozorovat projevy částečné epidotizace, která se projevuje výskytem velmi drobných epidotových zrnek uvnitř plagioklasu.

Plagioklas v základní hmotě tvoří čiré, hypautomorfně omezené lištičky až mikrolity délky 0,2 mm s výrazným fluidálním uspořádáním. Na rozdíl od plagioklasových vyrostlic je plagioklas v základní hmotě bez známek epidotizace.

Biotit je místy přítomen v základní hmotě ve formě drobných (~0,1 mm a méně) tabulek světle hnědé barvy. Analyzovaná zrna mají ~0,4 XMg, jsou bohatá hliníkem (~2,95 apfu Al) a s mírnou převahou annitové komponenty. **Křemen** a **draselný živec** jsou zastoupeny ve velmi malém množství a vyplňují zbylý prostor mezi ostatními zrny. **Titanit** je v omezeném množství přítomen v základní hmotě ve formě samostatných světle hnědých zrnek a poblíž vyrostlic amfibolů v podobě hnědě zbarvených shluků drobných zrnek a je patrně postmagmatický. **Ilmenit** s příměsí 4,84 hmot. %) MnO je zastoupeny ve velmi malém množství v podobě hypautomorfních zrnek v základní hmotě. **Minerály epidotové slupiny** vytvářejí pouze drobná zrnka ve vyrostlicích plagioklasu.

3.10 Křemenný syenitový porfyr SK 32

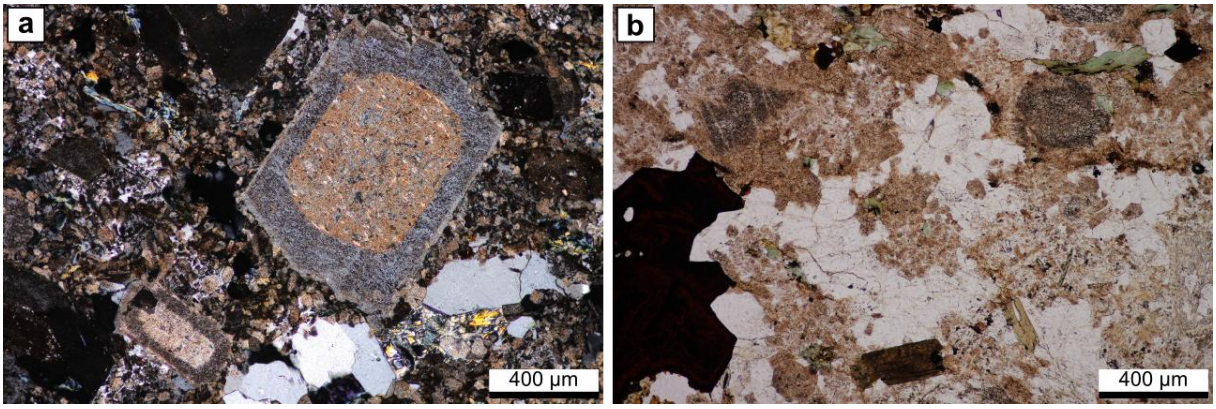
Syenitový porfyr (resp. mikrosyenit) je jemnozrnná všesměrná hornina makroskopicky šedorůžového zbarvení. Skládá se hlavně z alkalických živců (albitu a draselného živce), které tvoří vyrostlice i zrna základní hmoty. Součástí základní hmoty je dále křemen a ojediněle se vyskytuje biotit. Akcesoricky je přítomen apatit, titanit a místy fluorit. Sekundárním minerálem je chlorit a fylosilikáty budující pseudomorózy.

Vyrostlice **alkalických živců** jsou reprezentovány silně zakaleným albitem (patrně vzniklým albitizací kyselého plagioklasu) a méně zakaleným draselným živcem. Oba živce se vyskytují v podobě drobných automorfně omezených vyrostlic obvykle o velikosti 0,5–1 mm, vzácně do 3 mm. Mezi vyrostlicemi je velmi časté nápadné obrůstání albitizovaného plagioklasu K-živcem (obr. 3-20 a). Analyzovaná vyrostlice draselného živce obsahuje příměs albitové komponenty ~22 %. Zrna alkalických živců v základní hmotě jsou obdobného vzhledu a dosahují rozměrů převážně okolo 0,3 mm. **Křemen** je čirý a tvoří hypautomorfně omezená zrna o velikosti 0,5 mm a rovněž v podobě xenomorních zrn vyplňuje prostor mezi ostatními zrny. V základní hmotě se místy objevují slabé náznaky granofyrického prorůstání živců s křemenem. **Biotit** se zachoval jen vzácně v podobě

drobných (0,2 mm velkých) hypautomorfně omezených tabulek hnědé barvy (obr. 3-20 b). Jeho složení je hořečnatější (XMg ~0,5). Obsahuje méně hliníku (~2,5 apfu Al) a zvýšenou příměs titanu (0,50 apfu Ti).

Z tmavých minerálů je nejběžnější šedozelený **chlorit**, vzniklý z biotitu. Ojedinělé jsou pseudomorfózy po drobných vyrostlicích dalšího mafického minerálu, pravděpodobně klinopyroxenu, tvořené jemnými blíže neurčenými **fylosilikáty**.

Hornina je sice postižena dosti výraznou postmagmatickou alterací, ale neprojevují se u ní žádné známky deformace ani metamorfního postižení.



Obr. 3-20 Syenitový porfyr SK 32, Ondřejov, a - zonální vyrostlice draselného živce s jádrem albitizovaného plagioklasu (XPL), b - prorůstání zakalených živců a čirého křemene v základní hmotě, v dolní části ojediněle zachovalý hnědý biotit (IPL).

4 CHEMICKÉ SLOŽENÍ AMFIBOLŮ A JEHO VYUŽITÍ PRO STANOVENÍ PODMÍNEK KRYSTALIZACE

4.1 Systematický popis variací chemismu amfibolových zrn

Amfiboly tvoří podstatnou součást naprosté většiny studovaných hornin (s výjimkou granodioritového porfyru SK 33 a SK 35, který má veškerý amfibol přeměněný na biotit, a syenitového porfyru SK 32 primárně amfibol patrně neobsahujícího). Amfiboly jsou často přítomny ve struktuře zkoumaných hornin v rozmanitých formách, zahrnujících jak magmatické tak postmagmatické druhy. Z tohoto důvodu byla jejich chemismu věnována zvláštní pozornost.

K popisu chemismu vápenatých amfibolů byl využit základní klasifikační diagram podle Leake et al. (1997), založený na obsahu Si a Mg-hodnotě (XMg = Mg/(Mg + Fe^{2+}) a dále diagramy, na jejichž základě lze rozlišit (s částečnými překryvy) jednotlivé typy amfibolů. Jedná se zejména o diagramy znázorňující obsah Ti vzhledem k množství Si a obsah Na v pozici B (Na_B) vůči množství Si, který lze zároveň využít i k posouzení variací obsahů Ca vzhledem ke vzájemnému zastupování Ca a Na v této pozici. Užitečný je i diagram znázorňující vztah obsahu Si a množství alkálií v pozici A, tj. $(Na+K)_A$.

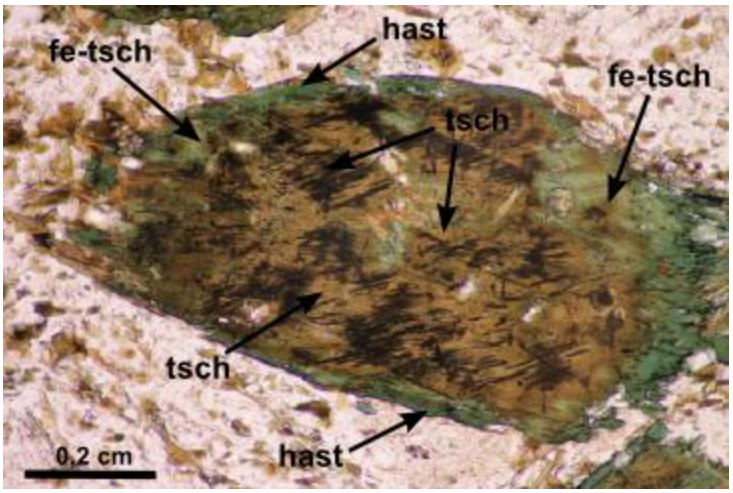
Pro udržení přehlednostli byly obsahy vybraných prvků analyzovaných v jednotlivých strukturních typech amfibolů vyneseny do separátních diagramů (obr. 4-3 až 4-9). Reprezentativní chemické analýzy amfibolů jsou uvedeny v příloze B.

Vyrostlice zonálních amfibolů v gabrových až tonalitových porfyrech, afanitickém mikrotonalitu SK 5, afanitické hornině SK 34 a gabrovém porfyru SK 39

Vyrostlice zonálních amfibolů **gabrových až tonalitových porfyrů, afanitického mikrotonalitu SK 5 a afanitické horniny SK 34** jsou typicky budovány hnědými jádry a modrozelenými okraji (viz příklad na obr. 4-1). Centrální partie hnědého jádra jsou většinou tvořeny tschermakitem, který směrem k okraji hnědého jádra přechází na ferro-tschermakit. Modrozelený okraj bývá reprezentován hastingsitem.

Hnědá jádra s obsahem Si mezi 6,0 a 6,5 apfu na diagramu Si-XMg (obr. 4-3) klasifikačně odpovídají převážně tschermakitu a ferrotschermakitu, ojediněle s přesahem do polí hornblendu. V menší míře jsou zastoupeny i amfiboly se zvýšenými obsahy alkálií v pozici A (pargasit a magnesiohastingsit) a v jediném případě byl zastiženen Ti-bohatý amfibol odpovídající již kaersutitu (gabrový porfyr FH 3). Okraje hnědých amfibolů jsou tvořené modrozeleným amfibolem s podobným Si, ale železnatějšího charakteru. Klasifikačně tyto amfiboly odpovídají ferrotschermakitu (ojediněle s přesahem do pole ferrohornblendu), hastingsitu a ferropargasitu. Některé vyrostlice mají lemy tvořené amfiboly s nejvyššími hodnotami Si (nad 7,0 apfu), které odpovídají ferrohornblendu a

méně často magnesiohornblendu, případně se jejich složení promítá při hranici 7,5 apfu Si a spadá již do pole aktinolitu a ferro-aktinolitu (obr. 4-3).



Obr. 4-1 Vyrostlice zonálního amfibolu tvořená hnědým jádrem, které skvrnitě přechází v modrozelený okraj (gabrový porfyr SK 14, Senohraby). Šipky ukazují analyzované partie zrna. Vysvětlivky: tsch - tschermakit, fe-tsch - ferrotschermakit, hast - hastingsit.

U zonálních vyrostlic lze ve směru od středu zrn pozorovat rostoucí obsahy Si, doprovázené poklesem Al. V centrálních a okrajových částech zrn je obsah Si jen málo variabilní (6,0–6,5 apfu), ale v lemech obsah Si narůstá nad 7,0 apfu. Středové a okrajové části zrn mají hodnoty Al navzájem srovnatelné, případně jsou mírně zvýšené v okrajových částech (1,57–2,24 apfu pro jádro, 1,99–2,44 apfu pro okraj). Okrajové části amfibolových vyrostlic z afanitické horniny mají Al vůbec nejvyšší (2,35–2,99 apfu). Lemy okolo vyrostlic obsahují nejméně Al (pod 1,5 apfu).

Variace obsahu Fe ukazují nejednotný vývoj s převládající tendencí růstu (od 1,47 do 3,07 apfu) nebo vyrovnaným množstvím ve středových a okrajových partiích zrn (2,62–3,31 apfu pro okraj), od okraje k lemu zrn je tendence klesající a hodnoty jsou obdobné jako v jádru (1,48– 2,98 apfu Fe). Vypočtené hodnoty Fe^{2+} narůstají od jádra k okraji a poté klesají směrem k lemu, zatímco teoretické Fe^{3+} klesá od jádra přes okraj k lemu nebo se jeho hodnoty v jádru a okraji či v okraji a lemu vzájemně překrývají. Obsahy Mg se pohybují v rozmezí 0,99–2,76 apfu a rovněž lze pozorovat částečný překryv hodnot ve středových a okrajových partiích zrn (1,17–2,76 apfu pro jádro, 0,99–1,46 apfu pro okraj). Nejvyšších hodnot dosahuje Mg v lemech zrn (1,70–3,38 apfu). Celkově mají jádra vyrostlic široce proměnlivé XMg od 0,32 do 0,75. Okrajové partie zrn jsou reprezentovány složením převážně mnohem železnatějším v porovnání s jádry (XMg 0,25–0,44). Lemy zrn vykazují rovněž variabilní XMg, obvykle ale velmi blízké hodnotám v jádrech (0,39–0,70).

Na diagramu Si-Ti (obr. 4-3) lze velmi dobře rozlišit jednotlivé partie zonálních vyrostlic. Jádra jsou Ti-bohatá (0,20–0,56 apfu) a nejvyšších hodnot Ti je dosaženo zejména u amfibolů afanitické horniny z lokality Třemblat. Okrajové partie vyrostlic mají snížené Ti (0,02–0,19 apfu) při srovnatelných hodnotách Si jako v jádrech vyrostlic. Lemy mají obdobné nízké hodnoty Ti (0,01–0,10 apfu) jako většina okrajů zrn, ale za vyššího obsahu Si.

Diagram Si-Na_B (obr. 4-3) ukazuje částečný překryv hodnot ve středových a okrajových partiích zrn, v rámci jednotlivých zrn však lze zaznamenat pokles hodnot Na_B doprovázený zvyšujícím se Ca. Celkově dosahuje Na_B ve středu zrn hodnot 0,06–0,39 apfu a směrem k okraji se snižuje na 0,01–0,19 apfu. Toto množství pak zůstává obdobné i v amfibolech tvořících lemy vyrostlic. V případě afanitické horniny SK 34 dosahuje obsah Na_B v hnědých jádrech nejvyšších hodnot (0,25–0,32 apfu) a i okraje těchto zrn mají vyšší Na_B (0,13–0,19 apfu), které je srovnatelné s nejnižšími obsahy Na_B v jádrech vyrostlic gabroidních porfyrů.

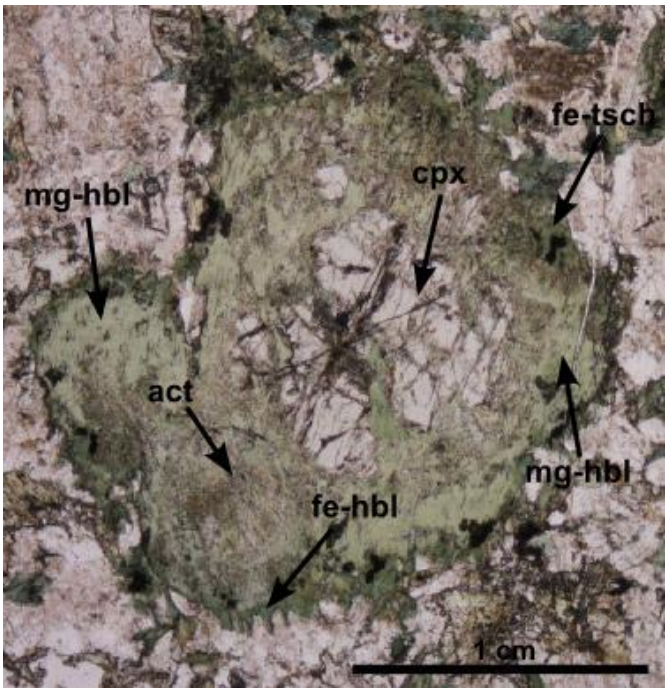
Diagram Si-$(Na+K)_A$ (obr. 4-3) ukazuje extrémný rozsah $(Na+K)_A$ s celkovým rozpětím 0,06–0,94 apfu, přičemž jen v jádrech vyrostlic amfibolů z gabrových až gabrodioritových porfyrů je toto rozpětí od minimální hodnoty až po cca 0,75, a to při úzkém rozpětí hodnot Si (6–6,5). V intervalu $(Na+K)_B$ nad cca 0,45 se hodnoty v jádrech překrývají s okraji. Nejvyšší hodnoty pocházejí výhradně z okrajů vyrostlic z některých gabrových porfyrů. V lemech se projevuje pokles $(Na+K)_B$ od středních po velmi nízké hodnoty v závislosti na rostoucím Si.

Amfiboly **gabrového porfyru SK 39**, které tvoří pseudomorfózy po klinopyroxenu a vyskytují se i společně s jeho relikty, jsou reprezentovány dvěma druhy amfibolů - jedním tvořícím vnitřní partie pseudomorfózy a druhým vytvářejícím okraj celého útvaru (viz. obr. 4-2 a 4-3).

Amfiboly analyzované ve středových partiích útvaru mají podstatně zvýšený obsah Si (7,25–7,82 apfu) oproti amfibolům tvořícím okraje (6,23–6,54 apfu). Ve vnitřních partiích pseudomorfózy je v porovnání s okraji snížený obsah Al (0,28–1,15 apfu Al pro střed, 2,11–2,45 apfu Al pro okraj) i Fe (1,31–1,90 apfu pro střed, 2,47–2,57 apfu pro okraj). Variace Fe^{2+} i Fe^{3+} vykazují obdobné změny. Obsahy Mg jsou podstatně zvýšené ve středových partiích s hodnotami 2,80–3,49 apfu, v okrajích klesají na 1,60–1,81 apfu. Celkově jsou vnitřní partie pseudomofrózy hořečnatější s XMg 0,64–0,73. Okraj útvaru má železnatější složení s XMg 0,43–0,48. Obsah Ti je velmi nízký a obdobný ve všech partiích pseudomorfózy (0,00–0,07 apfu). Stejně tak obsahy Ca i Na_B jsou beze změn a obsah Na_B se pohybuje jen v hodnotách pod 0,09 apfu). Hodnota $(Na+K)_A$ je ve středech podstatně snížená a pohybuje se pod 0,18 apfu, zatímco okraje mají $(Na+K)_A$ v rozmezí 0,34–0,49 apfu zejména díky růstu obsahu Na.

V rámci středových partií pseudomorfóz lze rovněž pozorovat variace v obsazích vzájemně se zastupujích prvků (Si-Al a Mg-Fe). Středové partie mají ve své centrální části, případně poblíž reliktů klinopyroxenu, zvýšený obsah Si a Mg a je tak pyroxenovému složení bližší. Tuto skutečnost dokládá obr. 4-2, na němž je zobrazena pseudomorfóza po klinopyroxenu, tvořícím ještě rozsáhlý relikt v centrální partii útvaru. V blízkosti reliktu pyroxenu byl analyzován aktinolit a při okraji vnitřní části pseudomorfózy magnesiohornblend. Celý útvar má ještě tmavší zelený okraj budovaný ferrohornblendem a ferrotschermakitem, který je vzhledem k nízkému obsahu Ti rovněž postmagmatický, ale vznikl evidentně v ranějším stadiu. Snižování Al a růst hořečnatosti amfibolů

směrem dovnitř je typický pro pokračující zatlačování zbytků klinopyroxenových reliktů za snižování teploty. Aktinolit je svým složením (kromě Ca) klinopyroxenu nejbližší, ferrotschermakit naopak nejvzdálenější.



Obr. 4-2 Nahrazování klinopyroxenu amfiboly variabilního složení v gabrovém porfyru SK 39 od Zvánovic (při kontaktu říčanského granitu).

Relikt bezbarvého klinopyroxenu je obklopen a zatlačován silně hořečnatým aktinolitem, ve větší vzdálenosti přecházejícím do Si-bohatého magnesiohornblendu. Celý útvar má sytě zelený lem, tvořený ferrotschermakitem až ferrohornblendem. Šipky ukazují analyzované partie útvaru.

Vysvětlivky: cpx - klinopyroxen, act - aktinolit, mg-hbl - magnesiohornblend, fe-tsch - ferrotschermakit, fe-hbl - ferrohornblend.

Složení amfibolů, obrůstajících hnědá jádra, a amfibolů, obrůstajících tyto pseudomorfózy, je shodné (viz obr. 4-3). Amfibol uvnitř pseudomorfóz je však hořečnatější než pravděpodobně metamorfní amfibol, tvořící lemy okolo modrozelených okrajů vyrostlic zonálních amfibolů.

Vyrostlice zelených amfibolů gabrových až tonalitových porfyrů, malchitu SK 31, afanitické horniny SK 34, spessartitu FH 2 a dioritu SK 38

V **tonalitových/kvarcdioritových porfyrech** se lze setkat se dvěma typy vyrostlic zelených amfibolů. Jedním z nich jsou vyrostlice s opticky nápadnou, i když chemicky jen slabou oscilační zonálností, které na diagramu Si-XMg (obr. 4-4) značí body se zvýšenou hořečnatostí o hodnotách XMg 0,56–0,68 a jejich složení koresponduje s magnesiohornblendem. Ojediněle lze u těchto vyrostlic pozorovat sytě zelený okraj, který je nepatrně železnatější (XMg blízko 0,50), jeho složení však ještě odpovídá magnesiohornblendu. Druhou skupinu představují zonální zrna výrazně železnatějšího složení s XMg 0,36–0,42, odpovídající ferrostchermakitu a ferrohornblendu. Okolo některých vyrostlic jsou vyvinuty lemy o složení aktinolitu a Si-bohatého magnesiohornblendu. Tento druh amfibolu je také možné pozorovat i v trhlinách uvnitř některých vyrostlic.

Obsah Si se pohybuje převážně v rozmezí 6,70–6,90 apfu (pouze zjevně postmagmatické amfiboly obsahují Si blízké hodnotě 7,5 apfu). Variace obsahu Al jsou nepřímo úměrné změnám Si. Obsah Al je téměř obdobného rozsahu jako v případě barevně zonálních zrn, popisovaných

v předešlé části kapitoly (1,35–2,40 apfu). Množství Fe (1,98–2,98 apfu) i Mg (1,36–2,80 apfu) je obdobného rozsahu jako u barevně zonálních vyrostlic. Sytě zelené okraje některých těchto vyrostlic mají oproti centrálním partiím zrn mírně zvýšený obsah Al (~1,5 apfu v okraji, mírně pod 1,5 apfu ve středu) a Fe (~2,4 apfu v okraji, ~2,2 apfu ve středu) a snížený obsah Mg (~2,15 apfu), zatímco Si zůstává téměř neměnné či lze pozorovat jen nepatrný růst hodnot. Variace vypočtených obsahů Fe^{2+} a Fe^{3+} jsou obdobné změnám těchto parametrů popisovaným u předešlého typu zonálních amfibolových vyrostlic. Pokud se u těchto zrn vyskytují lemy budované aktinolitem, případně magnesiohornblendem s vysokým obsahem Si, lze v těchto partiích zrna společně se zvýšeným obsahem Si pozorovat i pokles Al (0,38–0,73 apfu) a také růstem obsahu Mg (2,31–2,86 apfu) při poklesu Fe (1,97–2,41 apfu).

Na diagramu Si vs. Ti a také Si vs. Na_B (obr. 4-4) lze pozorovat nápadné uskupení části analýz amfibolů s vyššími hodnotami Ti (0,10–0,22 apfu) a Na_B (0,14–0,33 apfu), které reprezentují oscilačně zonální zrna. Okraje a lemy některých těchto zrn společně s ostatními zonálními amfibolovými zrny v těchto vzorcích mají nízký obsah Ti (pod 0,10 apfu) a mírně snížený obsah Na_B (0,05–0,14 apfu). Diagram Si vs. $(Na+K)_A$ (obr. 4-4) zobrazuje lineární pokles $(Na+K)_A$ (od 0,54 apfu k hodnotám blízkým nule) s rostoucí Si. Oscilačně zonální zrna se nepatrně vychylují od této linearity a vytváří shluk bodů okolo hodnot 0,14–0,30 apfu $(Na+K)_A$. Toto je dáno nižším obsahem Na_A (0,01–0,13 apfu) a zároveň vyšším K (0,14–0,17 apfu) oproti ostatním analyzovaným zrnům. Nejvyšších hodnot K je dosaženo v sytě zelených okrajích některých těchto vyrostlic, lemy těchto zrn mají obsahy alkálií snížené.

V případě **gabrových typů porfyrů** se analýzy týkají xenomorfních reliktů původních amfibolových vyrostlic ze vzorku FH 5 a FH 8. Jejich složení odpovídá zejména magnesiohornblendu, méně běžný je tschermakit a ferrotschermakit, v malé míře je také přítomen už postmagmatický aktinolit či Si-bohatý magnesiohornblend (obr. 4-4). Obsahy Si jsou obdobné ostatní vyrostlicím (převážně okolo hodnoty 6,5 apfu Si). Al dosahuje hodnoty 0,42–2,50 apfu. Množství Fe se pohybuje v rozsahu 1,5–2,4 apfu, a obsah Mg je 1,85–3,40 apfu. Hořečnatost těchto amfibolů je obdobná hořečnatosti části analýz oscilačně zonálních zrn v tonalitových/kvarcdioritových porfyrech, XMg dosahuje hodnot 0,49–0,59. Obsah Ti je snížený a pohybuje okolo 0,10 apfu (s výjimkou ferrotschermakitu, kde je hodnota 0,26 apfu) a na obr. 4-2 tak analýzy těchto zrn vytvářejí shluk bodů mezi dvěma typy amfibolových vyrostlic tonalitových/ kvarcdioritových porfyrů. Obsah Na_B (pod 0,1 apfu) v těchto zrnech je stejný jako u okrajů oscilačně zonálních zrn a ostatních zonálních amfibolů tonalitových/kvarcdioritových porfyrů. Obsah $(Na+K)_A$ lineárně klesá se zvyšováním obsahu Si a je rovněž obdobný okrajům oscilačně zonálních zrn i ostatním zonálním amfibolům tonalitových/kvarcdioritových porfyrů (0,30–0,53 apfu).

Pozůstatky vyrostlic zelených amfibolů v **afanitické hornině SK 34** jsou reprezentovány železnatými druhy amfibolů, odpovídajících ferrotschermakitu a ferrohornbledu (obr. 4-4) s

hodnotami Si okolo 6,5 apfu a XMg 0,32–0,42 (Fe 2,67–2,90 apfu, Mg 1,15–1,59). Jen jediná analýza reprezentuje evidentně postmagmatický aktinolit (XMg 0,60, Fe 2,20 apfu, Mg 2,60 apfu). Zrna mají nízký obsah Ti (převážně pod 0,05 apfu). Hodnota Na_B kolísá v mezích 0,10–0,24 apfu. Rovněž vyšších hodnot dosahuje $(Na+K)_A$, které lineárně klesá se zvyšováním Si od hodnoty 0,54 apfu k 0,26 apfu (pouze aktinolit má hodnotu blízkou nule). V porovnání s ostatními vyrostlicemi zelených amfibolů všech horninových typů, mají tyto vyrostlice nejvyšší celkové Al v rozpětí 1,99–2,64 apfu (aktinolit 0,56 apfu) při srovnatelném množství Si.

Při srovnání chemismu vyrostlic zelených amfibolů s modrozelenými amfiboly, které tvoří okraje kolem hnědých jader v identických horninových vzorcích gabrových až tonalitových porfyrů, jsou tyto zelené vyrostlice převážně hořečnatější. Pouze u afanitické horniny SK 34 lze pozorovat téměř stejné složení reliktů vyrostlic zelených amfibolů s amfiboly, tvořícími okraje hnědých amfibolů (srov. obr. 4-3 a 4-4).

Analýzy amfibolů z **malchitu** představují ojediněle se vyskytující mikrofenokrysty ze vzorku SK 31. Amfibol má složení magnesiohornblendu, jehož XMg se pohybuje v rozsahu 0,62–0,68. Chemicky je toto zrno velmi podobné zrnům analyzovaným v gabrových/dioritových porfyrech (0,96–1,42 apfu Al, 1,73–1,91 apfu Fe, 2,57–2,90 apfu Mg, Ti a Na_B ~0,1 apfu), pouze $(Na+K)_A$ dosahuje v průměru nižších hodnot (~0,2 apfu) než v amfibolech gabrových/dioritových porfyrů. V okrajové partii byl zaznamenán nepatrně hořečnatější a Si-bohatší magnesiohornblend (obr. 4-4).

Zvláštní skupinou jsou zdánlivé „vyrostlice“ amfibolu ve vzorku **spessartitu FH 2 z dálničního zářezu u Senohrab**, které evidentně představují pseudomorfózy po původním klinopyroxenu. Amfibol těchto pseudomorfóz má vysoký obsah Si (7,33–7,77 apfu) a nízké Al (0,39–1,00), vysoký Mg (3,11–3,55 apfu) proti Fe (1,19–1,47 apfu), velmi nízké Ti (pod 0,03) i obsahy alkálií (0,02–0,07 apfu Na_B, 0,00–0,15 apfu $(Na+K)_A$). Klasifikačně amfibol odpovídá magnesiohornblendu a aktinolitu s podstatně zvýšenou hořečnatostí, jehož XMg dosahuje hodnot 0,70–0,75 (obr. 4-4). Složení tohoto amfibolu je velmi podobné amfibolům, nahražujícím klinopyroxen v gabrovém porfyru SK 39 od Zvánovic.

Amfiboly **dioritu z Marjánky** jsou chemicky velmi podobné převážné většině vyrostlic amfibolů v tonalitových/kvarcdioritových porfyrech (obr. 4-4), nejsou však zonální. Klasifikačně se jedná se o magnesiohornblend s obsahy Si v rozmezí 6,64–6,97, celklové Al dosahuje 1,26–1,67 apfu a XMg se pohybuje v rozmezí 0,54–0,64 (obsah Fe je 1,97–2,42 a Mg 2,12–2,62 apfu). Vyrostlice mají spíše nízké množství Ti (0,09–0,14 apfu), nízký obsah Na_B (0,07–0,13 apfu) a zhruba ze čtvrtiny až třetiny zaplněnou A-pozici (0,26–0,37 apfu).

„Uralitické“ amfiboly v gabrových porfyrech ze zářezu u Senohrab

Chemické složení „uralitických“ amfibolů se nápadně dělí do dvou skupin (obr. 4-5); jeden reprezentuje složení amfibolového agregátu uvnitř pseudomorfózy a druhý představuje amfibol, který tvoří okraj celého útvaru. Ve vnitřních partiích útvaru mají amfiboly XMg 0,57–0,75, který odpovídá Si-XMg (obr. 4-5) zejména magnesiohornblendu se zvýšeným obsahem Si (nad 7,0 apfu) až po hranici aktinolitu při Si 7,5 apfu promítají poblíž hranice s aktinolitem. Ve dvou případech byl ve vzorku SK 30 zastižen amfibol s množstvím Si blízko 6,0 apfu o složení pargasitu (XMg ~0,57), který zároveň obsahuje i nejvyšší množství Ti (0,17 a 0,22 apfu) a pravděpodobně představuje relikt původního amfibolu, ze kterého pseudomorfóza vznikla. Okraje uralitického agregátu jsou tvořeny železnatějším amfibolem s XMg 0,44–0,58, jehož složení podle Si-XMg kolísá kolem hodnoty 6,5 apfu Si v polích ferrotschermakitu, magnesiohornblendu a ojediněle i ferrohornblendu.

Vnitřní partie pseudomorfózy jsou tvořeny hlinitějším typem amfibolu (1,94–2,90 apfu Al pro střed, 0,74–1,50 apfu Al pro okraj). V rámci pseudomorfózy se projevují i změny obsahu Fe a Mg. V centrálních partiích útvaru je množství Fe 1,38–2,06 apfu a Mg 2,40–3,31 apfu (pouze pargasit má nižší Mg ~2,08 apfu), okraje jsou tvořeny amfibolem s Fe 1,99–2,58 apfu a Mg 1,64–2,29 apfu. Všechny analýzy, s výjimkou pargasitického amfibolu, mají velmi nízký obsah Ti (0,06 apfu a méně; pro pargastit ~0,2 apfu). Množství Na_B je pod 0,15 apfu za různých obsahů Si. Na diagramu Si vs. $(Na+K)_A$ lze pozorovat velmi různě rychlý pokles $(Na+K)_A$.

Chemické složení okrajů uralitických pseudomorfóz se částečně shoduje s okraji hnědých zonálních vyrostlic gabroidních porfyrů z téže lokality (tyto typy amfibolů spolu korespondují i barevně). Nepatrně menší hodnoty $(Na+K)_A$ lze pozorovat v případě okrajů uralitu, což je zapříčiněno nižším obsahem K. Rovněž obsah Fe je v okrajích uralitu částečně nižší a složení amfibolu je tudíž hořečnatější (vyšší hodnota XMg). Pokud srovnáme chemismus amfibolu vnitřních partií uralitu s amfiboly tvořícími lemy okolo modrozelených okrajů hnědých zonálních vyrostlic v těchto horninách, rovněž nalezneme převážně shodu v obsazích většiny prvků. Uralitický amfibol je však hořečnatější. Při srovnání chemického složení amfibolových agregátů uralitických pseudomorfóz s amfibolem nahražujícím pyroxen v gabrovém porfyru SK 39, je amfibol po pyroxenu v průměru nepatrně hořečnatější a hlinitější než amfibol centrálních partií uralitu (srov. obr. 4-3 a 4-5).

Jehlicovité amfiboly pseudomorfóz v gabrových–gabrodioritových porfyrech od Senohrab

Pseudomorfózy tvořené „neuspořádanými“ jehlicemi amfibolů jsou reprezentovány železnatými typy amfibolů s XMg 0,27–0,51 (2,20–3,30 apfu Fe, 1,00–2,60 apfu Mg). Z diagramu Si-XMg (obr. 4-6) je patrné, že tyto pseudomorfózy jsou tvořeny dvěma druhy amfibolů - jedním s hodnotami Si kolem 6,0–6,5 apfu a druhým mezi 7,0 a 7,5 apfu. První skupina složením odpovídá

ferrotschermakitu, ferropargasitu, hastingsitu a ferro-edenitu, druhá koresponduje s ferrohornblendem. Obsah celkového Al dosahuje hodnot 0,56–2,64 apfu. Nízké jsou obsahy Ti (pod 0,14 apfu) i Na_B (pod 0,1 apfu). Hodnoty $(Na+K)_A$ jsou nesystematické, klesají však s růstem Si.

Jehlice amfibolů pseudomorfóz jsou přes zcela rozdílný habitus chemicky velmi podobné modrozeleným amfibolům, tvořících okraje vyrostlic hnědých amfibolů ve stejném horninovém typu. V porovnání s amfibolovými agregáty „uralitických" pseudomorfóz jsou jehlicovité amfiboly pseudomorfóz železnatější.

Novotvořené (sekundární) amfiboly vyskytující se uvnitř pseudomorfóz v asociaci s biotitem nebo chloritem v gabrových až tonalitových porfyrech

Amfiboly pseudomorfóz asociované s biotitem nebo chloritem a odmíšeninami titanitu předsavují hořečnaté typy amfibolů s XMg 0,45–0,72 (Fe 1,57–2,48 apfu, Mg 1,59–3,25 apfu). Převážná většina analýz obsahuje Si v hodnotách 6,80–7,65 apfu a na diagramu Si-XMg (obr. 4-7) spadají do pole magnesiohornblendu s přesahem do pole aktinolitu. Malý počet analýz má snížený obsah Si (~ 6,70 apfu) a složení se promítá do pole magnesiohornblendu už blízko hranice s tschermakitem, ve vzorku SK 30 byl analyzován ferrotschermakit a ve vzorku MV 1 byl zastižen i amfibol o složení edenitu.

Převážná většina analyzovaných zrn s vyšším množstvím Si obsahuje zároveň snížené množství celkového Al (1,11–1,69 apfu) a velmi nízký obsah Ti (pod 0,1 apfu), jsou proto interpretovánny jako amfibol postmagmatický. Naproti tomu analýzy s nízkými obsahy Si, vyšším Al (1,75–2,67 apfu) a nejvyšším množstvím Ti (0,10–0,23 apfu) představují relikty magmatického amfibolu. Rozpětí hodnoty Na_B jsou srovnatelné ve všech analyzovaných zrnech (0,05–0,16 apfu). Množství $(Na+K)_A$ lineárně klesá s rostoucím obsahem Si. Z trendu se pouze vychylují analýzy edenitu, jejichž hodnota $(Na+K)_A$ je zdaleka nejvyšší (0,58–0,64 apfu) a kontrast v tomto parametru proti ostatním je obrovský.

Sekundární amfiboly vyskytující se uvnitř tohoto typu pseudomorfóz mají téměř identické složení s amfibolovými agregáty uvnitř uralitických pseudomorfóz.

Amfiboly uzavírané ve vyrostlicích plagioklasů v gabrových až kvarcdioritových porfyrech a malchitu SK 31

Analyzované amfiboly inkluzí ve vyrostlicích plagioklasu, jež jsou tvořeny zelenými drobnými sloupečky a méně často sloupečky s hnědými středy, jsou reprezentována amfiboly s XMg 0,32–0,59. Převážná část analýz má Si blízké hodnotě 6,5 apfu (6,24–6,90 apfu Si) a na diagramu Si-XMg (obr. 4-8) se promítají do polí blízko hranic tschermakitu, ferrotschermakitu,

magnesiohornblendu a ferrohornblendu. Obsah Al je 1,37–2,36 apfu. Množství Fe a Mg dosahuje velmi podobného rozsahu okolo středních hodnot s mírnou převahou množství Fe (Fe 2,02–2,98 apfu, Mg 1,31–2,41 apfu). Obsahy Ti dosahují nejvyšších hodnot v hnědých typech amfibolu (až 0,39 apfu), převážná většina amfibolu však obsahuje Ti pod 0,13 apfu. Hodnoty Na_B jsou nízké, převážně pod 0,16 apfu a maximálně 0,25 apfu. Obsahy $(Na+K)_A$ se pohybují převážně okolo hodnot 0,25–0,44 apfu, minimální obsah je ale 0,11 apfu.

Celkově jsou amfiboly uzavírané ve vyrostlicích plagioklasu chemicky velmi podobné amfibolům základní hmoty ve stejných horninových vzorcích.

Amfiboly základní hmoty v gabrových až tonalitových porfyrech, afanitickém mikrotonalitu SK 5, afanitické hornině SK 34, spessartitu FH 2, malchitu SK 2 a SK 31 a gabrovém porfyru SK 39

Amfiboly základní hmoty zahrnují širokou škálu chemického složení s mnoha názvy (viz diagram Si-XMg na obr. 4-9) a jsou reprezentovány amfiboly magmatickými i postmagmatickými. Variace bývají poměrně široké ve všech studovaných vzorcích hornin, avšak v jednotlivých horninách s dominancí určitého nebo určitých druhů amfibolů. Pro přehlednost jsou amfiboly vyskytující se v určitých horninových typech shrnuty v tab. 4-1 a seřazeny podle klesajícího zastoupení.

Tab. 4-1 Přehled zjištěných názvů amfibolů základní hmoty studovaných hornin

Horninový typ	**Druh amfibolu**	
	Všechny amfiboly vápenaté s $Ca_B \geq 1,5$ apfu	
	$(Na + K)_A < 0,5$ apfu $Ca_A < 0,5$ apfu	$(Na + K)_A \geq 0,5$ apfu Ti < 0,5 apfu
gabrový/gabrodioritový/dioritový porfyr	fe-tsch, mg-hbl, fe-hbl, tsch, act, fe-act	fe-prg, hast, mg-hast, fe-edn
tonalitový/kvarcdioritový porfyr	fe-tsch, mg-hbl, fe-hbl, act	
afanitický mikrotonalit SK 5	fe-tsch, fe-hbl	
afanitická hornina SK 34	fe-tsch, mg-hbl	
spessartit FH 2	act, mg-hbl, tsch	prg, mg-hast
malchit SK 2 a SK 31	fe-hbl, mg-hbl, act	fe-prg
gabrový porfyr SK 39	fe-tch, fe-hbl, mg-hbl	

Vysvětlivky: fe-tch - ferrotschermakit, mg-hbl - magnesiohornblend, fe-hbl - ferrohornblend, tsch - tschermakit, act - aktinolit, fe-act - ferro-aktinolit, fe-prg - ferropargasit, hast - hastingsit, mg-hast - magnesiohastingsit, fe-edn - ferro-edenit, prg - pargasit. Jednotlivé druhy amfibolů jsou seřazeny podle jejich klesajícího zastoupení v příslušných horninových typech.

Složení analyzovaných amfibolů základní hmoty zahrnuje vápenaté amfiboly od značně železnatých po silně hořečnaté typy s celkovými variacemi XMg od 0,23 až do 0,74 (Fe 1,27–3,30 apfu, Mg 0,94–3,51 apfu). Převážná část analýz se v diagramu Si - XMg shlukuje kolem hodnot Si

6,0–6,7 apfu, zbytek dat je rozptýlen v rozpětí hodnot 6,7–7,5 Si apfu (ferrotschermakot a tschermakit včetně části ferrohornblendu a magnesiohornblendu), nejméně jsou zastoupeny amfiboly s Si nad 7,5 apfu (ferroaktinolit až aktinolit blízký vzájemné hranici, nebo místo toho poměrně silně hořečnatý aktinolit). Obsahy celkového Al se pohybují ve velice širokém intervalu hodnot 0,22–3,01 apfu. Pozoruhodné je to, že v celém variačním intervalu od variet nejchudších Si po nejbohatší se projevují dvě řady či dokonce až tři vývojové trendy, zahrnující vždy některé gabrové porfyry a s nimi i určité variety dalších žilných hornin. Železnatější trend začíná zhruba na hodnotě XMg = 0,25 v poli ferrotschemakitu a lineárně pokračuje do pomezí fereoaktinolitu a dolní části pole aktinolitu. Hořečnatější trend jde od četnostního shluku analýz v levém horním cípu pole ferrotschermatitu a pokračuje přes magnesiohornblend do centra pole aktinolitu. Náznak třetího je mezi nimi.

Množství Na_B se u všech analyzovaných zrn pohybuje v rozmezí 0,02–0,31 apfu, převažují však složení s Na_B blízkým hodnotě 0,10 apfu či méně.

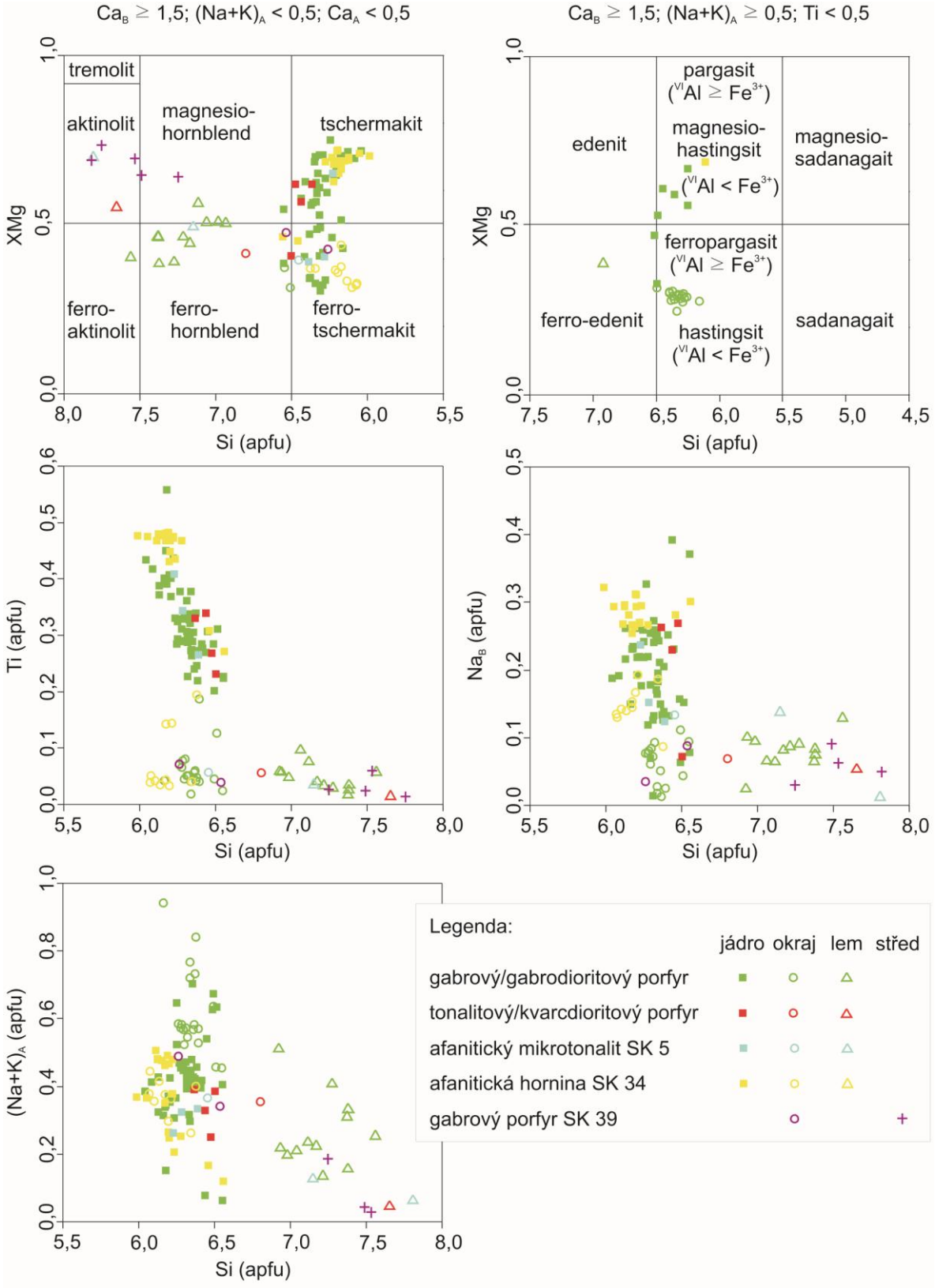
Silně převládají amfiboly s $(Na + K)_A < 0,5$ apfu (viz diagram Si vs. XMg na obr. 4-9), v menší míře se ale vyskytují i vápenaté amfiboly s výrazně vyšším $(Na + K)_A$ mezi 0,5 až dokonce 0,8 apfu. Spadají jednak do pole hastingsitu/ferropargasitu s jedním bodem ve ferro-edenitu, jednak v odděleném shluku do pole ferro-hastingsitu/pargasitu (zastoupeny jsou vždy oba).

Obsahy Ti se u převážné většiny zrn pohybují pod hodnotou 0,20 apfu, pouze několik analýz má Ti nad 0,20 apfu s maximálním obsahem do 0,40 apfu (obr. 4-9). Na diagramu Si vs. Ti a také Si vs. (Na+K)B lze opět pozorovat dva až tři trendy poklesu hodnot Ti a (Na+K)N s rostoucím Si. V diagramu Si vs. Ti je navíc je ještě další řada zahrnující jen nízké obsahy Ti při variabilním Si, která se postupně s „poklesovými“ trendy spojuje. Návaznost projekčních bodů pro amfiboly z některých vzorků gabrových porfyrů se jeví jako plynulá ani v rozpětí Ti 0,1–0,2 neukazující jasnou hranici mezi magmatickými a postmagmatickými amfiboly. Pro několik vzorků se jeví situace naopak téměř ideální, protože zahrnují skupiny analýz amfibolů jednak s nápadně zvýšenými hodnotami Ti a jednoznačně magmatickými, jednak s velkým odstupem nízkými hodnotami, korespondující s postmagmatickým vznikem či výraznou modifikací složení v subsolidu. Mezi tyto případy patří mimo tonalitového porfyru či afanitické horniny SK 34 zejména spessartit FH 2, v němž mají některé amfiboly při Si 6,1–6,4 apfu nápadně zvýšené Ti (0,22–0,34 apfu) a jednoznačně reprezentují primární amfibol, zatímco analýzy bohaté Si a s velmi nízkými hodnotami Ti (pod 0,03 apfu) a musí představovat amfiboly postmagmatického vzniku.

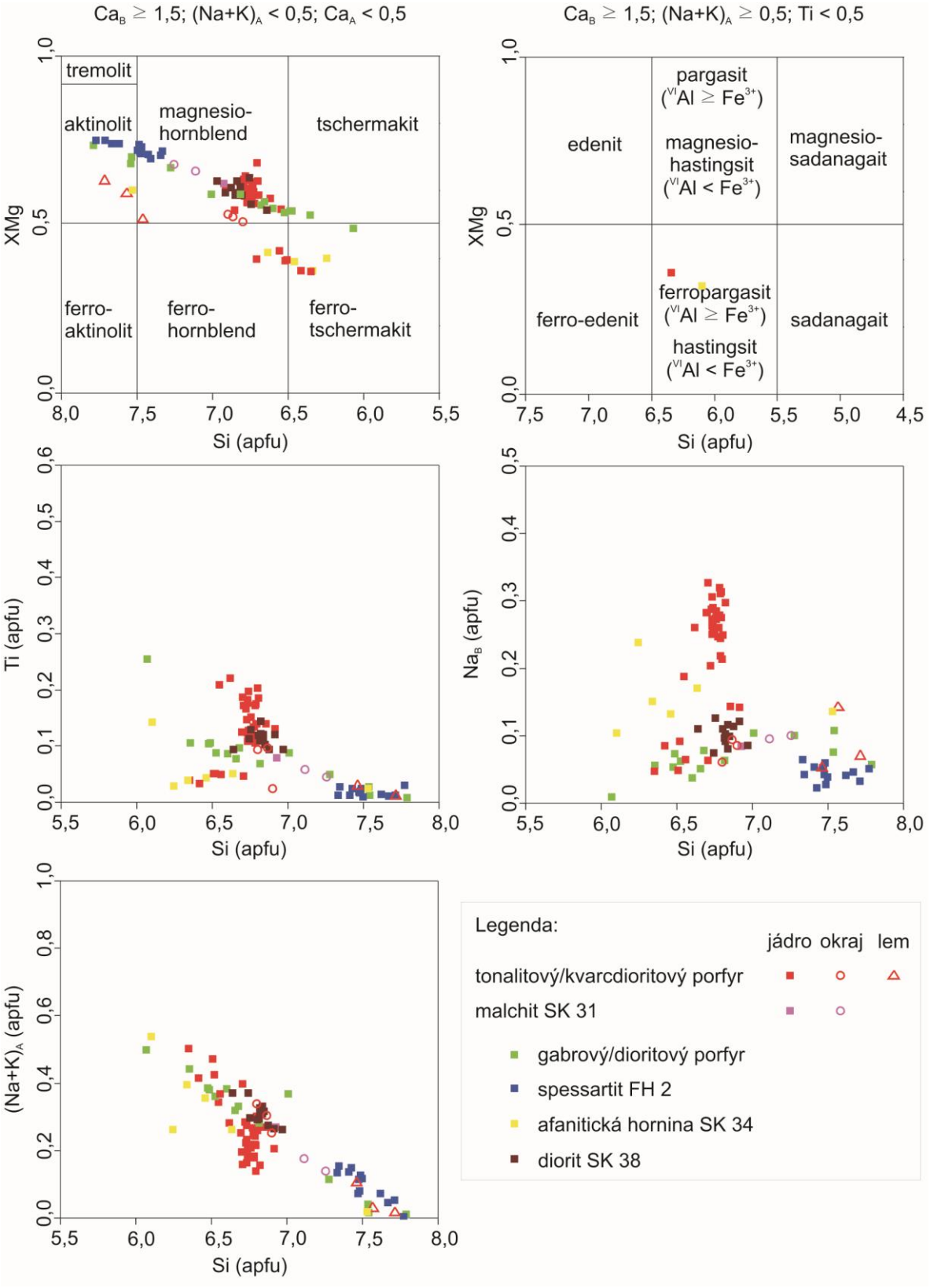
Hodnota $(Na+K)_A$ ve všech horninách klesá s růstem obsahu Si (obr. 4-9). Převážná většina dat se shlukuje hodnot 0,20–0,48 apfu, méně časté jsou hodnoty podstatně zvýšené s maximem při 0,79 apfu. Nejnižší hodnoty (pod 0,2 apfu) mají ty partie analyzovaných zrn, které jsou pravděpodobně postmagmatického původu.

U spessartitu FH 2 lze pozorovat část zrn s výrazně vyššími hodnotami $(Na+K)_A$ (0,49–0,62 apfu) a část s mnohem nižším množstvím $(Na+K)_A$ (pod 0,19 apfu), korespodující s magmatickými a postmagmatickými amfiboly. U afanitické horniny SK 34 má převážná většina analyzovaných zrn hodnoty okolo 0,25–0,40 apfu. Afanitický mikrotonalit SK 5 rovněž vykazuje vyšší hodnoty (0,22–0,39 apfu) v rámci celého datového souboru.

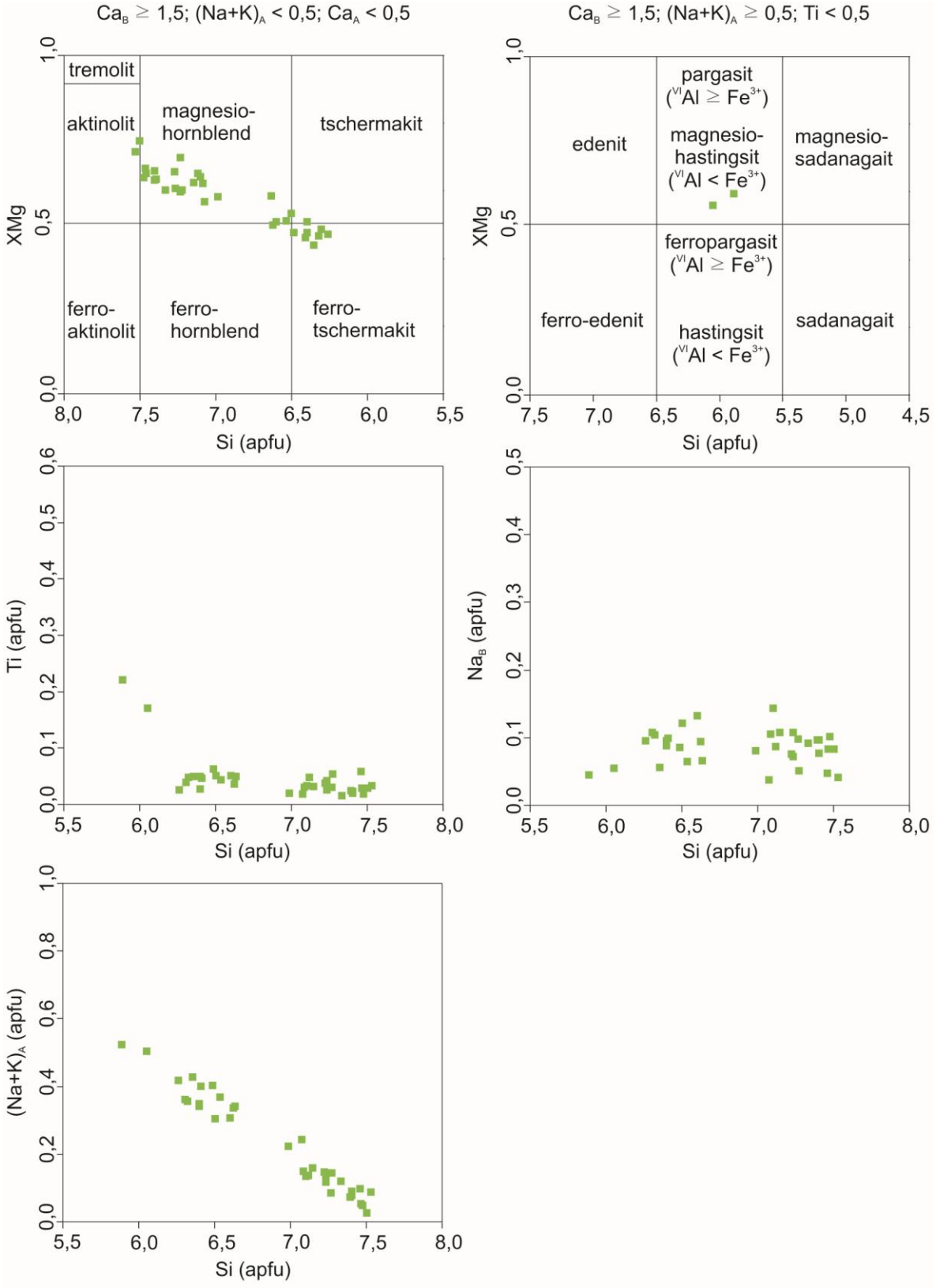
Při porovnání chemického složení amfibolů základní hmoty se složením vyrostlic ve stejném horninovém vzorku, mají některé amfiboly základní hmoty gabrových až tonalitových porfyrů proti vyrostlicím mírně zvýšené obsahy celkového Al a alkálií za obdobného množství Si.



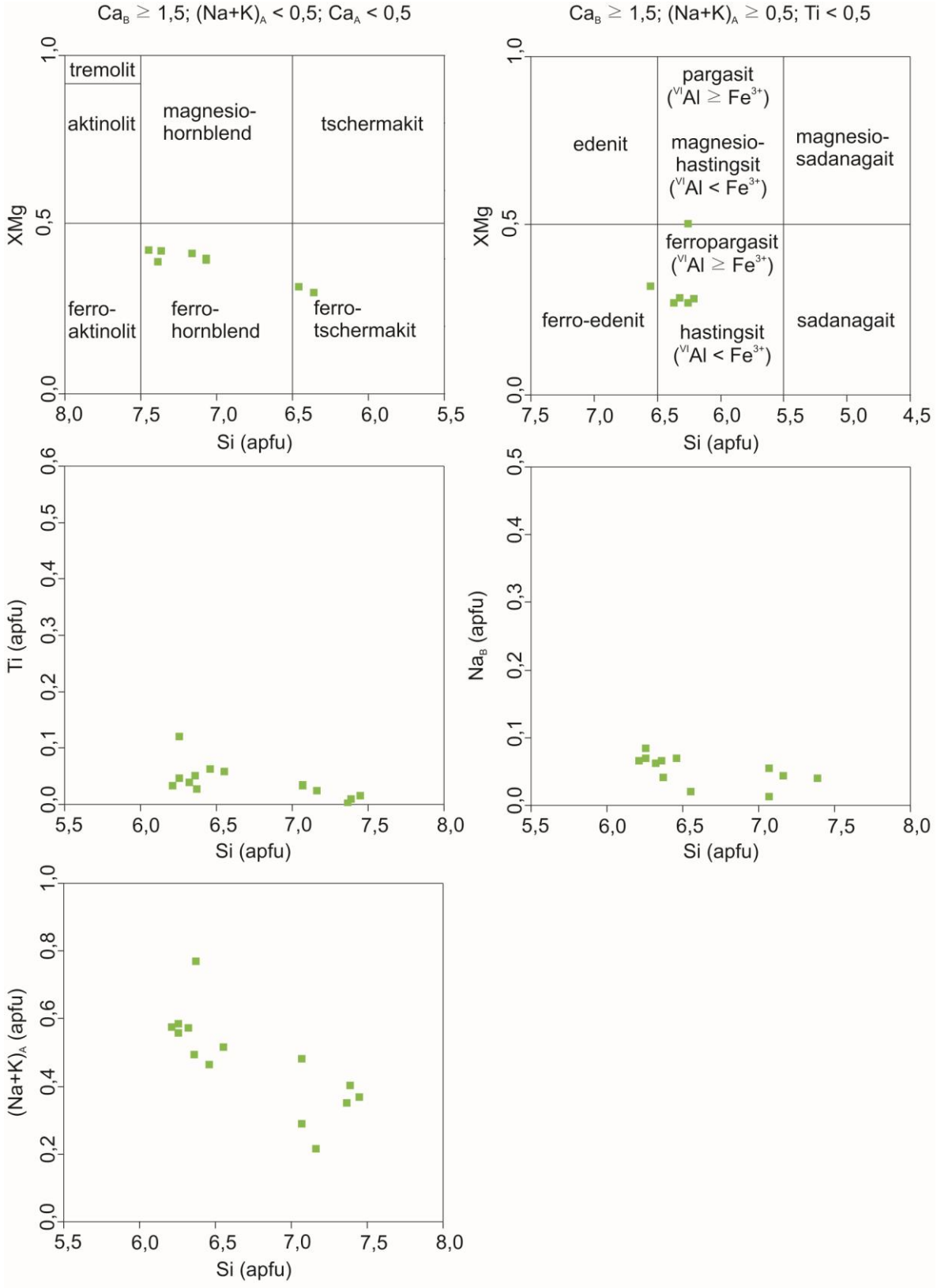
Obr. 4-3 Diagramy znázorňující variace chemismu barevně zonálních vyrostlic amfibolů gabrových/ gabrodioritových porfyrů, tonalitových/kvarcdioritových porfyrů a afanitického mikrotonalitu SK 5 z lokality Senohraby, afanitické horniny SK 34 z Třemblatu a gabrového porfyru SK 39 od Zvánovic.



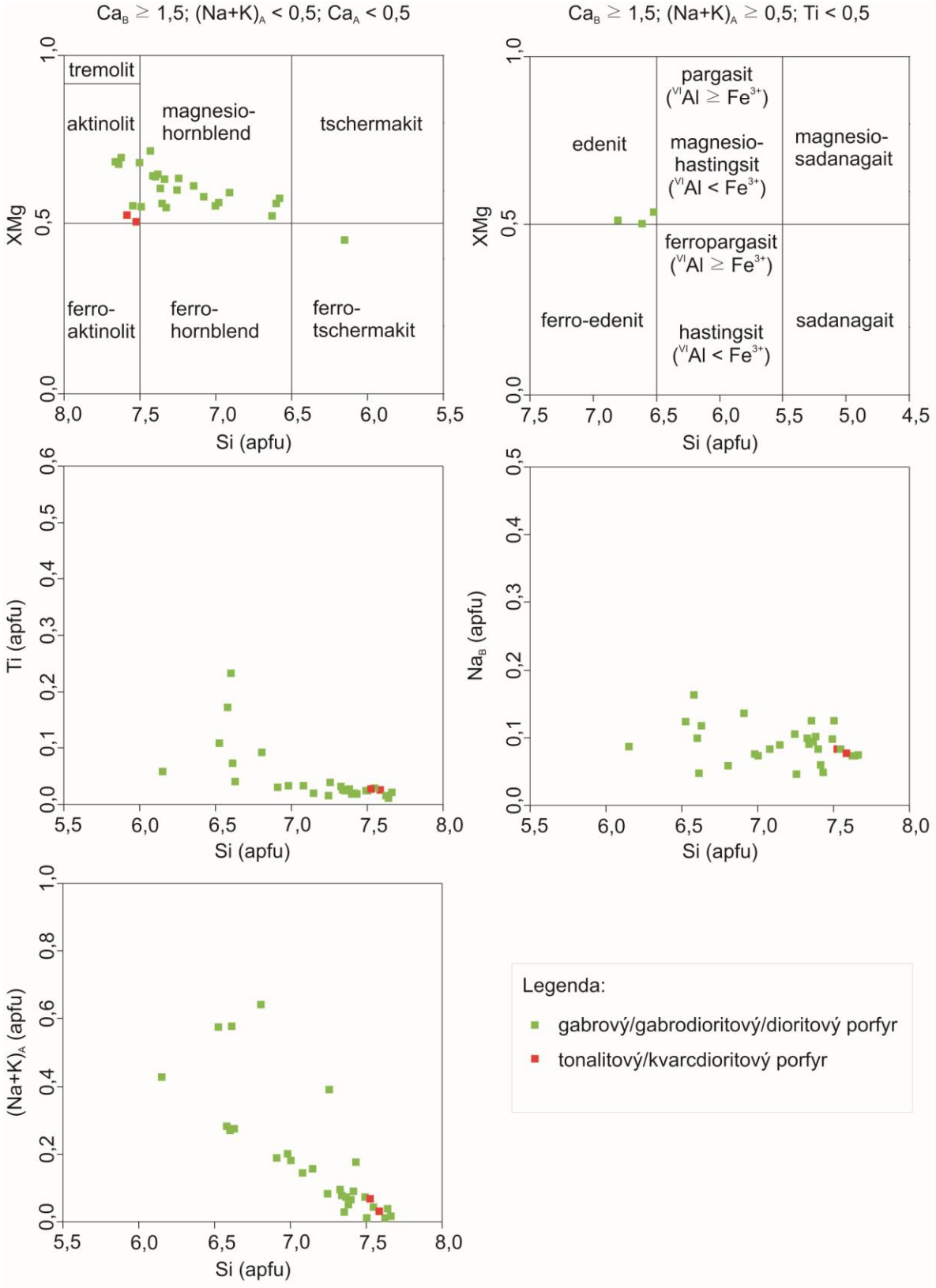
Obr. 4-4 Diagramy zobrazující chemické složení vyrostlic zelených amfibolů gabrových porfyrů z lokality Marjánka a Cikánské údolí, tonalitových/kvarcdioritových porfyrů a spessartitu FH 2 ze Senohrab, malchitu SK 31 a dioritu SK 38 z Marjánky a afanitické horniny SK 34 z Třemblatu.



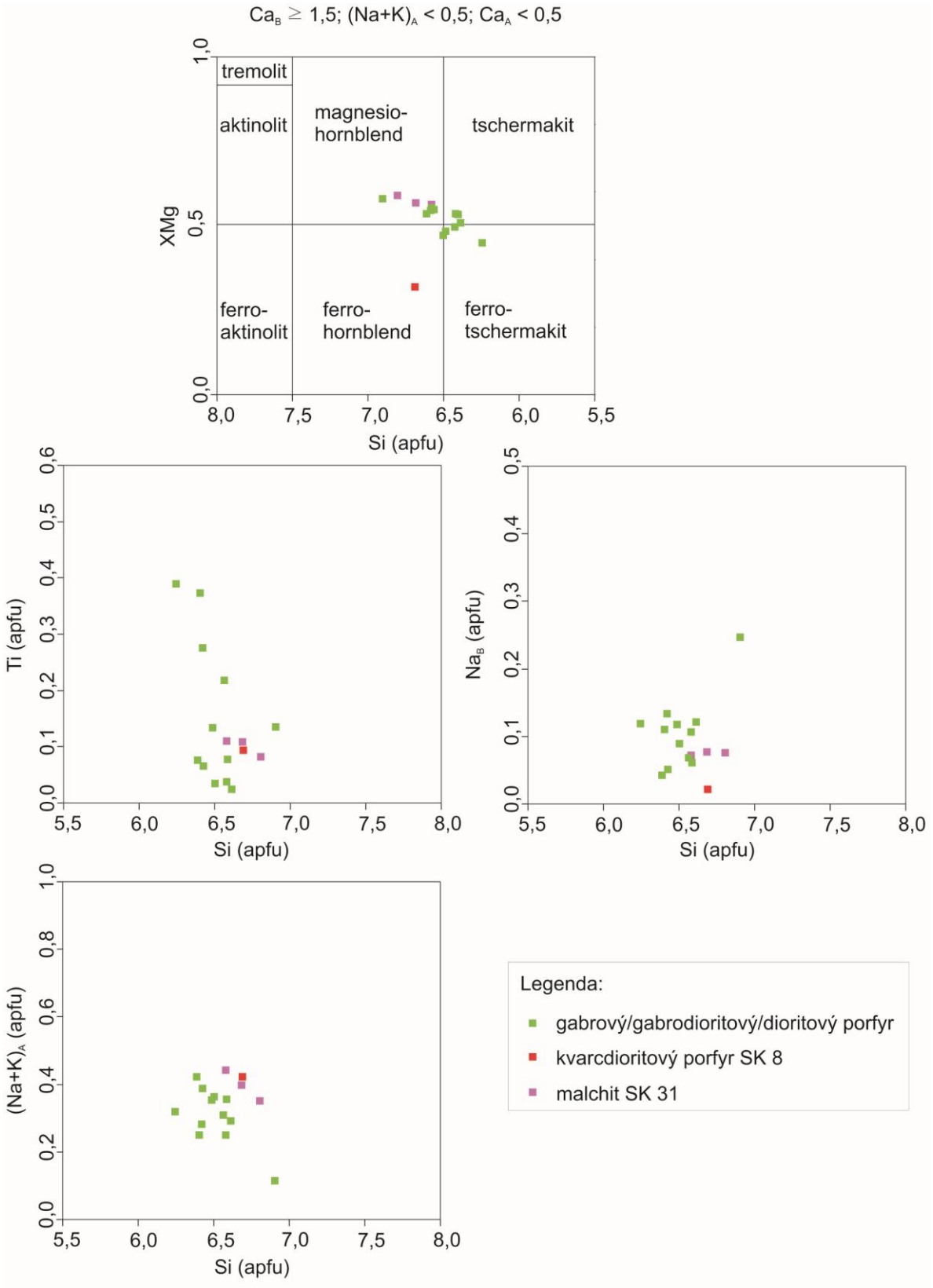
Obr. 4-5 Diagramy charakterizující chemické složení amfibolů tvořících útvary vzhledu uralitických pseudomofróz ve vzorcích gabrových porfyrů z lokality Senohraby.



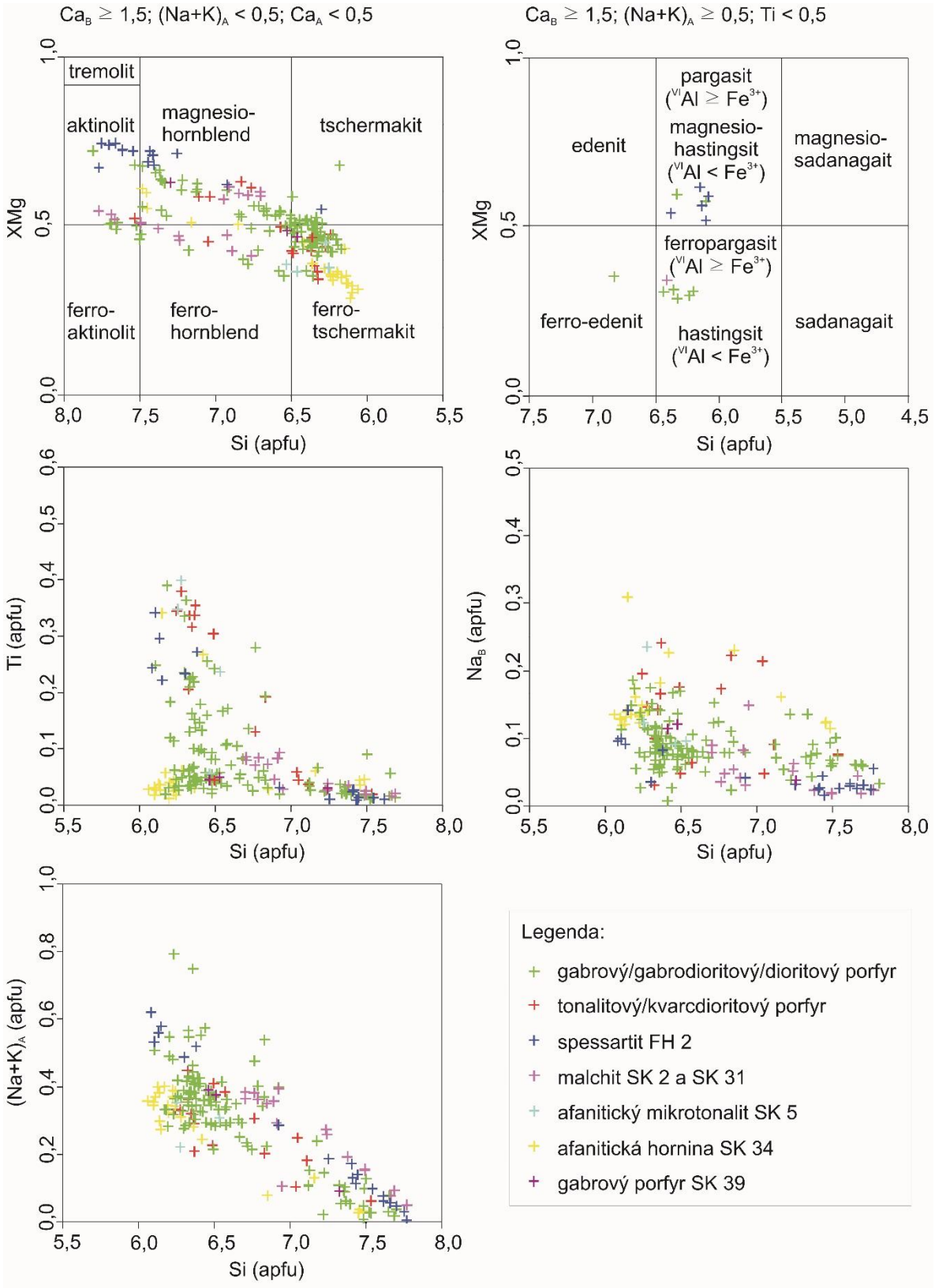
Obr. 4-6 Diagramy znázorňující obsahy vybraných prvků analyzovaných v jehlicích amfibolů tvořících pseudomorfózy v gabrových a gabrodioritových porfyrech z lokality Senohraby.



Obr. 4-7 Diagramy chemického složení amfibolů vyskytujících se uvnitř pseudomorfóz v asociaci s biotitem nebo chloritem. Analýzy se týkají vzorků gabrových, gabrodioritových až dioritových porfyrů z lokalit Senohraby, Marjánka a Cikánské údolí, a tonalitových/kvarcdioritových porfyrů ze Senohrab.



Obr. 4-8 Diagramy zobrazující chemismus amfibolových zrn uzavíraných ve vyrostlicích plagioklasu analyzovaných ve vzorcích gabrových/gabrodioritových/dioritových porfyrů z dálničního zářezu u Senohrab, z Cikánské údolí a Marjánky, dále z kvarcdioritového porfyru ze zářezu u Senohrab a malchitu z Marjánky.



Obr. 4-9 Variace chemismu amfibolů základní hmoty různých typů studovaných žilných hornin.

4.2 Amfibolová termobarometrie

4.2.1 Teorietické základy užitých termobarometrických rovnic

Podle řady autorů lze chemické složení magmatických amfibolů smysluplně, byť s určitými a často značnými omezeními, využít pro určení teplotně-tlakových podmínek jejich krystalizace. Významné pokusy o takové využití se týkaly zejména hloubky intruzí některých typů granitoidů a vycházely z poznání, že existují významné rozdíly v obsazích Al v magmatických amfibolech v různých plutonech jinak podobného celkového složení (tonalitového až granodioritového), které podle nezávislých kriterií (např. odvozeně z minerálních asociací v kontaktních aureolách) krystalizovaly v různých hloubkách a jejich amfiboly jsou tedy schopny do značné míry indikovat tlak, za kterého probíhala magmatická krystalizace.

Prvním typem je jednoduchá rovnice, založená na lineárním vztahu mezi tlakem a celkovým obsahem hliníku (Al_{tot}) ve struktuře amfibolu, navržená Hammarstromem a Zenem (1986). Následovaly další pokusy Hollistera et al. (1987), Johnsona a Rutherforda (1989) a Schmidta (1992). Tyto rovnice byly navrženy pro vápenatoalkalické granitoidní horniny s minerální asociací zahrnující křemen, draselný živec, plagioklas ($An_{25–35}$), hornblend, biotit, Fe-Ti oxidy a titanit. Jednotlivé rovnice společně s přesností a rozpětím teplotně-tlakových podmínek jejich kalibrace jsou uvedeny v tab. 4-2.

Značným omezením těchto rovnic je kromě „kritické“ minerální asociace také fakt, že je uvažován amfibol o složení hornblendu. V případě tschermakitického složení amfibolu je ovlivněno složení plagioklasu a minimalizováno množství draselného živce, což se odrazí i na obsahu Al v amfibolu a ve výsledku pak mohou být vypočtené tlaky značně nadhodnocené. I takové faktory jako pouhá nepřítomnost křemene (a vyšší teploty solidu) mohou vést k anomálně vysokým tlakům. Použití barometrů předpokládá, že si amfibol zachoval své magmatické složení z podmínek blízkosti solidu (s kritickou minerální asociací) a nebyl modifikován postmagmatickými procesy. Tyto kalibrace však neuvažují efekt teploty solidu, který může být podstatný.

Dalším typem jsou rovnice navržené Ridolfim et al. (2010). Autoři studovali změnu složení amfibolů (přírodních i syntetických) v závislosti na diferenciaci vápenatoalkalických magmat, typických pro subdukční prostředí. Na základě pozorovaných variací (za širokého teplotně-tlakového intervalu) složení amfibolů a celkového složení hornin (bazaltických až ryolitových), v nichž se tyto amfiboly vyskytovaly, byly sestaveny termobarometrické rovnice (viz. tab. 4-2), jejichž přesnost byla poté testována na chemickém složení amfibolů z vybraných hornin ze suprasubdukčního prostředí, u nichž byly co nejlépe známy podmínky krystalizace (podle seismické tomografie). Podle těchto rovnic je krystalizační teplota amfibolu určena na základě obsahu prvků obsazujících jednotlivé strukturní pozice ve vzorci amfibolu a tlak je exponenciálně závislý na celkovém obsahu

Al. Rovnice jsou však vhodné pouze pro amfiboly s poměrem obsahu hliníku v oktaedrickéí pozici (Al^{vi}) k Al_{tot} pod hodnotu 0,21 ($Al\# = Al^{vi}/Al_{tot} \leq 0{,}21$). Amfiboly s $Al\# > 0{,}21$, jsou považovány za xenokrysty a testované výsledky pro ně ukázaly nevhodnost použití rovnic. Tlaková rovnice by rovněž neměla být použita pro amfiboly s $XMg < 0{,}5$. Aplikace těchto termobarometrických rovnic není obecně doporučena pro xenokrysty, mikrolity a také ty amfiboly, které vznikaly během pozdního stádia krystalizace v prostředí obohaceném fluidy nebo při procesech disekvilibrace, dokonce i když mají $Al\# \leq 0{,}21$.

Třetí typ představuje soustava několika rovnic, navržená Ridolfim a Renzullim (2012). Autoři se zabývali změnou složení amfibolů (přírodních i syntetických) za širokého rozsahu *P*-*T* podmínek jejich krystalizace. Na základě složení amfibolů a fyzikálně-chemických parametrů byl stanoven termobarometrický model s velmi nízkou odchylkou ($P \pm 11{,}5\%$, $T \pm 23{,}5$°C) pro amfiboly vznikající z magmat vápenatoalkalických i alkalických v širokém rozsahu teplot a tlaků (1,3–22,0 kbar, 800–1130°C). Samotný výpočet zahrnuje několik kroků, které se skládají z určení tlaku podle pěti různých rovnic (tab. 4-2), každá odvozena z chemického složení amfibolů syntetizovaných za odlišného rozsahu tlaku), ze kterých je za použití několika vypočtených doplňkových parametrů odvozen výsledný tlak. Po tomto určení tlaku může být následně vypočtena teplota podle rovnice uvedené v tab. 4-2. Použití této metody je však doporučeno pouze pro amfiboly hořečnaté s $XMg > 0{,}5$ (metoda nebyla kalibrována na amfibolech méně hořečnatých). Aplikace této metody je podle autorů limitována na vyrostlice amfibolů (dokonce i ty s dehydratačními lemy) z extruzivních produktů nebo automorfní homogenní krystaly ze subvulkanických/plutonických hornin, ale neměla by být aplikována na hydrotermální amfibolové žíly, mikrolity v základní hmotě ani příliš rychle rostoucí amfibolové zóny, typicky zahrnující neekvilibrované složení.

Použitelnost všech uvedených typů barometrických a termometrických rovnic pro amfiboly je v případě studovaných hornin značně limitovaná. V případě starších typů barometrických rovnic podle Hammarstrom a Zen (1986), Hollister et al. (1987), Johnson a Rutherford (1989) nebo Schmidt (1992) žádný ze studovaných vzorků nesplňuje všechna omezující kritéria pro použití těchto rovnic. Studované horniny jsou většinou výrazně bazičtější a jejich minerální asociace postrádá křemen a K-živec, nebo obsahuje jen velice malé množství, navíc amfiboly jsou často tschermakitického typu. Pouze tonalitové porfyry se svým minerálním složením přibližují vhodné asociaci (převažuje amfibol hornblendového typu, křemen je zastoupen ve větším množství).

Vyrostlice amfibolů často prodělávaly různě intenzivní magmatickou korozi, rovněž vznik okrajových partií zonálních vyrostlic svědčí o neekvilibrovaném stavu amfibolových vyrostlic (nepravidelný a skvrnitý přechod mezi jednotlivými partiemi zrn). Amfiboly těchto okrajových partií jsou subsolidové a pravděpodobně se vytvořily na úkor amfibolu hnědého. Termobarometrické rovnice by tedy neměly být pro tento druh amfibolu aplikovány. Aplikace není bez problémů ani

v případě metod podle Ridolfi et al. (2010) nebo Ridolfi a Renzulli (2012), přestože jsou zaměřeny právě na vyrostlice.

Tab. 4-2. Přehled termobarometrických kalibrací pro amfiboly a jejich základní parametry

Metoda	Rovnice	*p-T* podmínky kalibrace	přesnost metody
Hammarstrom a Zen (1986)	$p = -3{,}92 + 5{,}03 \times Al_{tot}$	1,5–3 a 7–10 kbar	± 3 kbar
Hollister et al. (1987)	$p = -4{,}76 + 5{,}64 \times Al_{tot}$	4–6 kbar	± 1 kbar
Johnson a Rutherford (1989)	$p = -3{,}46 + 4{,}23 \times Al_{tot}$	740–780°C, 2–8 kbar	± 0,5 kbar
Schmidt (1992)	$p = -3{,}01 + 4{,}76 \times Al_{tot}$	655–700°C, 2,5–13 kbar	± 0,6 kbar
Ridolfi et al. (2010)	$p = 19{,}209 \times \exp(1{,}438 \times Al_{tot})$	750–1120°C, 1– 12 kbar	*p* ± 24%, *T* ± 22°C
	$T = -151{,}487 \times Si^* + 2041$		
	$Si^* = Si + Al^{iv}/15 - 2Ti^{iv} - Al^{vi}/2 - Ti^{vi}/1{,}8 + Fe^{3+}/9 + Fe^{2+}/3{,}3 + Mg/26 + Ca_B/5 + Na_B/1{,}3 - Na_A/15 + []_A/2{,}3$		
Ridolfi a Renzulli (2012)	$\ln P = 125{,}93 - 9{,}5876Si - 10{,}116Ti - 8{,}1735Al - 9{,}2261Fe - 8{,}7934Mg - 1{,}6659Ca + 2{,}4835Na + 2{,}5192K$	1,3–22,0 kbar	*p* ± 11,5%, *T* ± 23,5°C
	$\ln P = 38{,}723 - 2{,}6957Si - 2{,}3565Ti - 1{,}3006Al - 2{,}7780Fe - 2{,}4838Mg - 0{,}6614Ca - 0{,}2705Na + 0{,}1117K$	1,3–5,0 kbar	
	$P = 24023 - 1925{,}3Si - 1720{,}6Ti - 1478{,}5Al - 1843{,}2Fe - 1746{,}9Mg - 158{,}28Ca - 40{,}444Na + 253{,}52K$	1,3–5,0 kbar	
	$P = 26106 - 1991{,}9Si - 3035{,}0Ti - 1472{,}2Al - 2454{,}8Fe - 2125{,}8Mg - 830{,}64Ca + 2708{,}8Na + 2204{,}1K$	4,0–15,0 kbar	
	$\ln P = 26{,}543 - 1{,}2085Si - 3{,}8593Ti - 1{,}1054Al - 2{,}9068Fe - 2{,}6483Mg + 0{,}5134Ca + 2{,}9752Na + 1{,}8147K$	9,3–22,0 kbar	
	$T = 17098 - 1322{,}3Si - 1035{,}1Ti - 1208{,}2Al - 1230{,}4Fe - 1152{,}9Mg - 130{,}40Ca + 200{,}54Na + 29{,}408K + 24{,}410 \times (\ln P)$	800–1130°C	

Al_{tot} - celkový obsah hliníku, Si* zahrnuje množství hlavních kationtů v určitých pozicích strukturního vzorce amfibolu, termobarometrické rovnice podle Ridolfi a Renzulli (2012) zahrnují množství hlavních prvků v amfibolu násobené konstantou, *p* - tlak (kbar), *T* - teplota (°C), lnP - přirozený logaritmus *p*

Velká část analýz amfibolu má Al# > 0,21 a XMg < 0,5 a nesplňuje tak kritéria použití metod navržených Ridolfi et al. (2010) a Ridolfi a Renzulli (2012). Při bližším pohledu na celý datový soubor, je užití metody Ridolfi et al. (2010) nevhodné pro velkou část analýz amfibolů základní hmoty všech horninových typů a velká část zbylých dat se pohybuje blízko hranice použitelnosti této metody. Stejně tak je tato metoda nevhodná pro okrajové partie zonálních vyrostlic a některé vyrostlice zelených amfibolů (v případě gabroidních porfyrů nesplňuje kritérium žádná analýza). Použití metody Ridolfi a Renzulli (2012) je rovněž nevyhovují pro část analýz amfibolů základní hmoty, okrajové partie zonálních vyrostlic a některé analýzy vyrostlic zelených amfibolů.

4.2.2 Výsledky amfibolové termobarometrie a jejich problémy

Tlaky vypočtené na základě barometrických rovnic podle Hammarstrom a Zen (1986), Hollister et al. (1987), Johnson a Rutherford (1989) a Schmidt (1992) jsou zjevně poněkud nadhodnocené, zejména v případě bazických typů hornin (viz tab. 4-3). V případě gabrových/gabrodioritových/ dioritových porfyrů, afanitické horniny SK 34, spessartitu FH 2 a afanitického mikrotonalitu SK 5 byly pro všechny druhy amfibolů vypočítány tlaky nad 5 kbar. Nižší tlaky byly zjištěny v případě amfibolů tonalitových/kvarcioritových porfyrů (~4 kbar) a nejnižší tlaky byly určeny pro amfiboly malchitů (~3,5 kbar).

Podrobně jsou vypočtené tlaky pro jednotlivé druhy amfibolů v různých horninových typech za použití různých typů barometrů uvedeny v tab. 4-3. Při pohledu na data je důležité zmínit vyšší vypočtený tlak pro okrajové partie vyrostlic zonálních amfibolů a pro některé amfiboly základní hmoty v porovnání s jádry vyrostlic. V rámci posloupnosti krystalizace za klesajících teplotně-tlakových podmínek je nesmyslné, aby část amfibolů základní hmoty vznikala za vyšších tlaků než s nimi asociované vyrostlice. Stejně tak okrajové partie zonálních vyrostlic nemohly vznikat za vyšších tlaků než jádra těchto zrn. Problém pravděpodobně způsobuje změna obsahu Al, na kterou bylo upozorňováno již v předešlé kapitole. Celkově nadhodnocené tlaky vypočítané pro všechny druhy amfibolů různých horninových typů jsou důsledkem kalibrace těchto barometrů na jiném horninovém typu, než pro který jsou orientačně použity v této práci.

Tlaky a teploty vypočtené na základě termobarometrických rovnic navržených v publikacích Ridolfi et al. (2010) a Ridolfi a Renzulli (2012) jsou velmi podobných hodnot a přiměřené předpokládaným podmínkám krystalizace. Nadhodnocené tlaky byly zjištěny pouze pro zrna, která měla Al# > 0,21 a XMg < 0,5 a nesplňovala tak autory uvedená kritéria použitelnosti metody. Tato nevyhovující data byla vyřazena a tab. 4-3 zahrnuje pouze výpočty pro zúžený soubor dat.

Pouze některé analýzy splňovaly obě kritéria najednou. Pro některé byl vhodný pouze jeden či druhý termobarometr a tak průměrné hodnoty teplot a tlaků v tab. 4-3 nemusí být počítány ze stejného množství dat, které je v tabulce rovněž uvedeno. Zároveň by tyto dvě metody neměly být použity pro stanovení podmínek krystalizace amfibolů okrajových partií barevně zonálních zrn. V případě tohoto druhu amfibolu byla převážná většina dat vyřazena kvůli Al# > 0,21 a XMg < 0,5. Pouze v případě gabrových porfyrů bylo několik analýz vyhovujících a tato data jsou v tab. 4-3 ponechána.

Po korekci dat byly aplikováním rovnic navržených Ridolfi et al. (2010) a Ridolfi a Renzulli (2012) zjištěny teplotně-tlakové podmínky krystalizace jednotlivých druhů amfibolů v různých horninových typech, které jsou rovněž zahrnuty do tab. 4-3. Zúžený datový soubor v případě obou výpočetních metod způsobuje, že výsledné hodnoty nepokrývají celé krystalizační podmínky a průměrné hodnoty tak ve výsledku zobrazují nižší nebo vyšší teploty a tlaky. Rozdíly v průměrných

hodnotách vypočtených podle jedné či druhé metody odrážejí výpočet teplot a tlaků z různého počtu různých analýz. Toto se projevuje zejména u amfibolů základní hmoty. Amfiboly s XMg < 0,5 mají převážně nižší obsah Si, tudíž musely vznikat za vyšších podmínek a vypočtené hodnoty tak pravděpodobně ukazují nižší průměrné podmínky krystalizace než skutečné. Amfibolová zrna s Al# ≤ 0,21 mají vyšší obsahy Si, čili spíše vznikaly za nižších podmínek.

Tabulka 4-3 Průměrné výsledky termobarometrie pro amfiboly, považované za magmatické

	Si	Al_{tot}	Al#	XMg	H & Z *p*	H *p*	J & R *p*	S *p*	R *T*	R *p*	R & R *T*	R & R *p*
	(apfu)	(apfu)			(kbar)	(kbar)	(kbar)	(kbar)	(°C)	(kbar)	(°C)	(kbar)
Gabrový/gabrodioritový porfyr, Senohraby												
vyrostlice zonálních amfibolů - střed zrna												
počet dat	51	51	48	32	51	51	51	51	48	35	32	32
průměr	6,30	2,00	0,15	0,63	6,16	6,55	5,02	6,53	908,44	3,40	910,20	3,37
odchylka	0,11	0,11	0,05	0,06	0,55	0,61	0,46	0,52	26,42	0,52	30,28	0,63
vyrostlice zonálních amfibolů - okraj zrna												
počet dat	20	20	2	1	20	20	20	20	2	2	1	1
průměr	6,36	2,16	0,14	0,54	6,96	7,44	5,69	7,29	842,50	2,77	819,04	1,78
odchylka	0,10	0,17	0,06	0,00	0,86	0,97	0,73	0,82	34,98	0,93	0,00	0,00
amfiboly základní hmoty												
počet dat	53	53	12	10	53	53	53	53	12	6	10	10
průměr	6,42	2,19	0,17	0,56	7,08	7,57	5,79	7,40	886,89	3,14	802,62	2,55
odchylka	0,19	0,33	0,03	0,05	1,67	1,87	1,40	1,58	37,88	0,90	83,77	0,88
Gabrový/dioritový porfyr, Marjánka a Cikánské údolí												
vyrostlice zelených amfibolů												
počet dat	9	9	-	8	9	9	9	9	-	-	8	8
průměr	6,52	1,99	-	0,55	6,11	6,48	4,97	6,48	-	-	724,46	2,23
odchylka	0,20	0,29	-	0,02	1,47	1,65	1,24	1,39	-	-	23,16	0,42
amfiboly základní hmoty												
počet dat	36	36	7	20	36	36	36	36	7	6	20	20
průměr	6,45	2,11	0,20	0,53	6,69	7,14	5,46	7,03	881,68	3,26	756,17	2,71
odchylka	0,13	0,19	0,01	0,02	0,97	1,09	0,81	0,92	13,95	0,41	30,15	0,70
Afanitická hornina SK 34, Třemblat												
vyrostlice zonálních amfibolů - střed zrna												
počet dat	19	19	18	16	19	19	19	19	18	16	16	16
průměr	6,20	2,09	0,13	0,69	6,60	7,04	5,39	6,95	935,81	4,02	969,75	4,22
odchylka	0,12	0,18	0,03	0,02	0,91	1,02	0,77	0,86	41,49	0,19	33,17	0,27
vyrostlice zonálních amfibolů - okraj zrna												
počet dat	9	9	-	-	9	9	9	9	-	-	-	-
průměr	6,18	2,77	-	-	10,00	10,85	8,25	10,16	-	-	-	-
odchylka	0,10	0,20	-	-	1,01	1,14	0,85	0,96	-	-	-	-
amfiboly základní hmoty												
počet dat	18	18	1	-	18	18	18	18	1	-	-	-
průměr	6,18	2,78	0,17	-	10,08	10,94	8,32	10,24	896,45	-	-	-
odchylka	0,07	0,18	0,00	-	0,90	1,01	0,76	0,85	0,00	-	-	-

Tabulka 4-3 - pokračování (2. část)

	Si	Al_{tot}	Al#	XMg	H & Z *p*	H *p*	J & R *p*	S *p*	R *T*	R *p*	R & R *T*	R & R *p*
	(apfu)	(apfu)			(kbar)	(kbar)	(kbar)	(kbar)	(°C)	(kbar)	(°C)	(kbar)
Afanitický mikrotonalit SK 5, Senohraby												
vyrostlice zonálních amfibolů - střed zrna												
počet dat	3	3	2	1	3	3	3	3	2	1	1	1
průměr	6,30	2,11	0,17	0,65	6,67	7,12	5,45	7,01	911,49	3,75	915,58	4,24
odchylka	0,065	0,029	0,03	0,00	0,15	0,17	0,12	0,14	14,81	0,00	0,00	0,00
vyrostlice zonálních amfibolů - okraj zrna												
počet dat	1	1	-	-	1	1	1	1	-	-	-	-
průměr	6,45	2,25	-	-	7,40	7,93	6,06	7,70	-	-	-	-
odchylka	0,000	0,000	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	-	-	-
amfiboly základní hmoty												
počet dat	4	4	2	-	4	4	4	4	2	-	-	-
průměr	6,38	2,12	0,17	-	6,72	7,17	5,49	7,06	893,78	-	-	-
odchylka	0,12	0,12	0,03	-	0,62	0,70	0,52	0,59	11,13	-	-	-
Tonalitový/kvarcdioritový porfyr, Senohraby												
vyrostlice zonálních amfibolů - střed zrna												
počet dat	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
průměr	6,42	1,82	0,14	0,60	5,25	5,52	4,25	5,67	879,76	2,65	861,52	2,47
odchylka	0,045	0,054	0,01	0,02	0,27	0,31	0,23	0,26	13,88	0,20	26,69	0,21
vyrostlice zonálních amfibolů - okraj zrna												
počet dat	2	2	-	-	2	2	2	2	-	-	-	-
průměr	6,65	1,82	-	-	5,22	5,49	4,23	5,64	-	-	-	-
odchylka	0,15	0,12	-	-	0,58	0,65	0,49	0,55	-	-	-	-
vyrostlice zelených amfibolů												
počet dat	40	40	32	35	40	40	40	40	32	32	35	35
průměr	6,73	1,50	0,11	0,59	3,64	3,72	2,90	4,14	800,27	1,46	769,23	1,42
odchylka	0,11	0,24	0,04	0,04	1,21	1,36	1,02	1,15	13,33	0,19	36,14	0,16
amfiboly základní hmoty												
počet dat	10	10	7	-	10	10	10	10	7	-	-	-
průměr	6,38	2,05	0,18	-	6,38	6,79	5,20	6,74	881,22	-	-	-
odchylka	0,10	0,11	0,02	-	0,58	0,65	0,49	0,55	20,07	-	-	-
Spessartit FH 2, Senohraby												
amfiboly základní hmoty												
počet dat	6	6	4	6	6	6	6	6	4	4	6	6
průměr	6,42	2,04	0,18	0,56	6,35	6,75	5,17	6,70	957,81	5,20	866,67	4,46
odchylka	0,41	0,41	0,01	0,03	2,04	2,29	1,72	1,93	8,77	0,43	40,62	0,63

Tabulka 4-3 - pokračování (3. část)

	Si	Al_{tot}	Al#	XMg	H & Z	H	J & R	S	R	R	R & R	R & R
					p	*p*	*p*	*p*	*T*	*p*	*T*	*p*
	(apfu)	(apfu)			(kbar)	(kbar)	(kbar)	(kbar)	(°C)	(kbar)	(°C)	(kbar)
Malchit, Marjánka												
vyrostlice zelených amfibolů												
počet dat	3	3	1	3	3	3	3	3	1	1	3	3
průměr	7,10	1,16	0,20	0,65	1,93	1,80	1,46	2,53	765,84	0,95	738,24	1,17
odchylka	0,13	0,19	0,00	0,02	0,97	1,09	0,82	0,92	0,00	0,00	11,71	0,26
amfiboly základní hmoty												
počet dat	5	5	-	5	5	5	5	5	-	-	5	5
průměr	6,79	1,60	-	0,60	4,12	4,25	3,30	4,60	-	-	745,66	1,76
odchylka	0,08	0,09	-	0,01	0,44	0,49	0,37	0,41	-	-	12,99	0,18
Malchit, Senohraby												
amfiboly základní hmoty												
počet dat	5	5	1	1	5	5	5	5	1	1	1	1
průměr	6,92	1,52	0,19	0,58	3,74	3,83	2,98	4,24	766,45	1,26	665,56	1,14
odchylka	0,27	0,36	0,00	0,00	1,79	2,00	1,50	1,69	0,00	0,00	0,00	0,00

Jednotlivé termobarometrické rovnice: H & Z - Hammarstrom a Zen (1986), H - Hollister et al. (1987), J & R - Johnson a Rutherford (1989), S - Schmidt (1992), R - Ridolfi et al. (2010), R & R - Ridolfi a Renzulli (2012). Al_{tot} - celkový obsah hliníku, Al# = Al^{vi}/Al_{tot}), XMg = $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, *p* - tlak, *T* - teplota. Prázdné sloupce znamenají, že nebyla dostupná žádná vyhovující data.

Na základě zjištěných hodnot teplot a tlaků lze konstatovat, že za nejvyšších teplotně-tlakových podmínek krystalizovaly amfiboly afanitické horniny SK 34 (900–950°C, ~4 kbar), spessartitu FH 2 (~900°C, ~4,5 kbar), gabroidních hornin (830–900°C, ~3,0–3,4 kbar) a afanitického mikrotonalitu SK 5 (~900°C, 4 kbar). Nižší podmínky krystalizace byly zjištěny pro amfiboly tonalitových a kvarcdioritových porfyrů (780–870°C, ~1,4–2,5 kbar). Nejnižší podmínky byly určeny pro amfiboly malchitů (~750°C, ~1 kbar). Při srovnání stejných horninových typů v rámci jednotlivých lokalit nejsou pozorovatelné výrazné změny podmínek krystalizace amfibolových zrn.

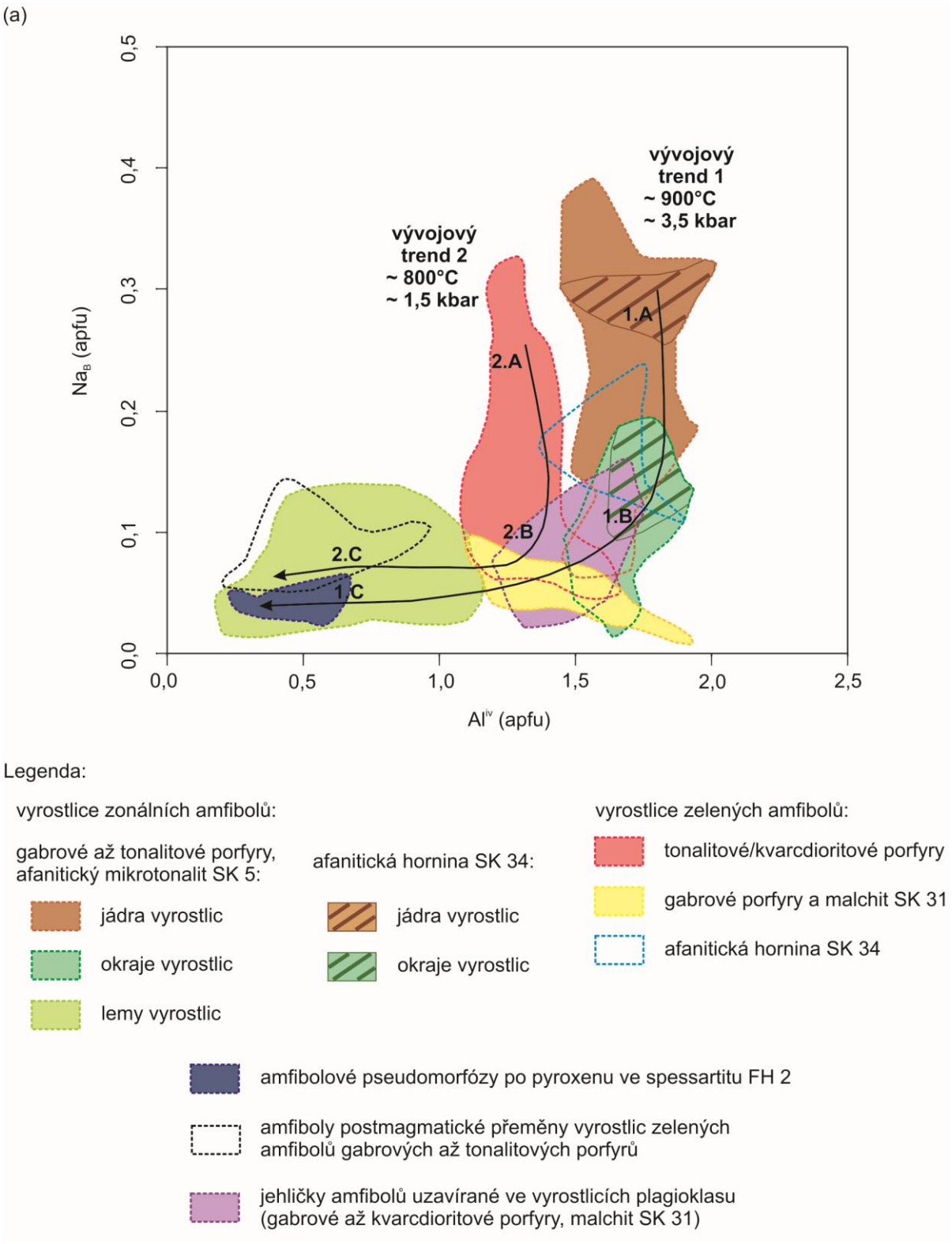
4.3 Variace chemismu amfibolů jako důsledek krystalizační sukcese

Na základě variací chemismu všech typů a variet amfibolů s různou pozicí ve strukturách studovaných a s uvážením jejich vzájemných petrografických vztahů jsem se pokusila o rekonstrukci posloupnosti krystalizace amfibolů. Jelikož obsah hliníku v tetraedrické pozici (Al^{iv}) je vhodný a běžně užívaný jako teplotní indikátor a množství sodíku na pozici B (Na_B) ve strukturním vzorci amfibolu narůstá s tlakem, byl pro ilustraci krystalizační sukcese amfibolů využit diagram zobrazující vzájemný vztah mezi těmito dvěma veličinami.

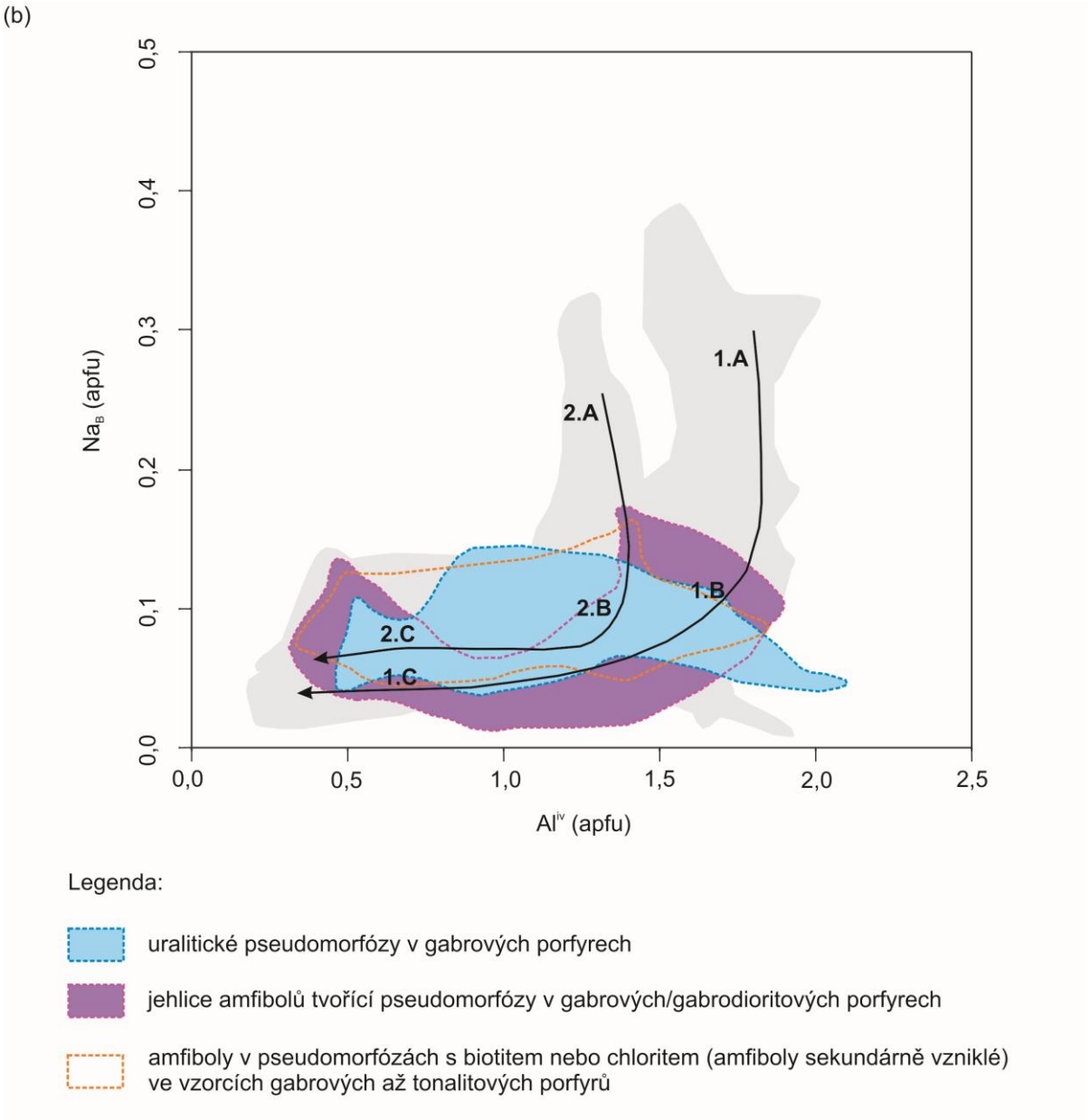
Na obr. 4-10 a–c lze rozlišit dva vývojové trendy (1, 2) se třemi krystalizačními fázemi zahrnujícími amfiboly magmatické (A), subsolidové (B) a postmagmatické/metamorfní (C). Na základě termobarometrických výsledků lze prvnímu vývojovému trendu přiřadit přibližné počáteční podmínky ~900°C a ~3,5 kbar a druhému vývojovému trendu ~800°C a ~1,5 kbar.

První vývojový trend zahrnuje formování hnědých jader zonálních vyrostlic a při nižších podmínkách i některých amfibolů základní hmoty (1. A), následně tvorbu okrajových partií zonálních zrn společně se vznikem většiny amfibolů základní hmoty a amfiboly uzavíranými ve vyrostlicích plagioklasu. Rovněž se v této fázi začínají tvořit vyrostlice zelených amfibolů a amfiboly vytvářející okraje uralitických pseudomorfóz. Zároveň ve fázi 1. B až 1. C dochází k utváření jehlicovitých amfibolů pseudomorfóz. V poslední fázi (1. C) dochází k formování lemů vyrostlic, vytvářejí se amfibolové agregáty uvnitř uralitických pseudomorfóz a vzniká zbytek amfibolů základní hmoty. Také se v této fázi vytvářejí amfiboly vyskytující se uvnitř pseudomorfóz v asociaci s biotitem nebo chloritem společně s relikty původních amfibolových zrn, vytvořených v podmínkách fáze 1. B (na obr. 4-10 souhrnně označené jako amfiboly sekundárně vzniklé). Za nejnižších podmínek fáze 1. C se ve spessartitu vytvořily pseudomorfózy po původním klinopyroxenu, zdálnivě připomínající vyrostlice.

Druhý vývojový trend začíná formováním vyrostlic zelených amfibolů s oscilační zonálností (2. A), jejichž krystalizace částečně pokračuje i ve druhé fázi (2. B), kde jsou tato zrna dotvářena, případně u některých vznikají sytě zelené okraje, a společně s nimi se vytvářejí menší zonální vyrostlice zelených amfibolů, převážná většina amfibolů základní hmoty a amfiboly uzavírané ve vyrostlicích plagioklasu. V poslední fázi (2. C) vznikají lemy vyrostlic, případně dochází k postmagmatické přeměně (aktinolitizace a vznik Si-bohatého magnesiohornblendu) dříve vzniklých vyrostlic amfibolů. Tento trend byl pozorován pouze v tonalitových porfyrech.

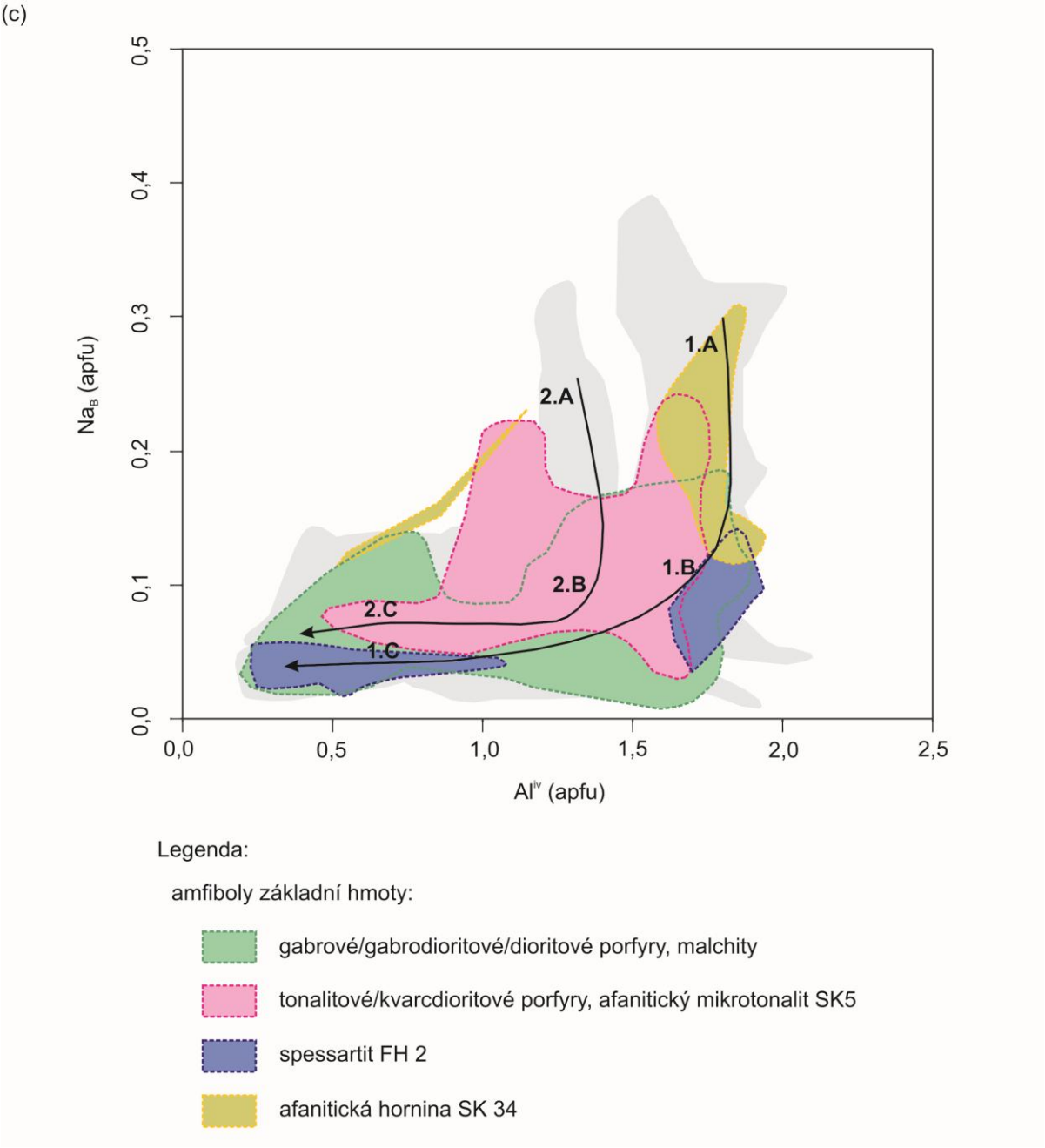


Obr. 4-10 a Krystalizační sukcese amfibolových zrn se dvěma vývojovými trendy a jejich přibližnými počátečními teplotně-tlakovými podmínkami



Obr. 4-10 b Krystalizační sukcese amfibolových zrn se dvěma vývojovými trendy zobrazující formování různých druhů amfibolových pseudomorfóz. Šedá barva znázorňuje pole z předchozího diagramu.

(c)



Obr. 4-10 c Krystalizační sukcese amfibolových zrn se dvěma vývojovými trendy zobrazující formování amfibolů základní hmoty různých horninových typů. Šedá barva znázorňuje pole z předchozích dvou diagramů.

5 GEOCHEMIE ŽILNÝCH HORNIN

5.1 Metodika analýz a jejich zpracování

Vzorky pro celkové analýzy byly odebírány v množství okolo 5 kg. Hornina byla rozbita na menší kusy, které byly geologickým kladivem zbaveny nečistot, alterací kolem puklin apod. Čisté horninové vzorky o hmotnosti přibližně 3 kg byly v přípravně vzorků České geologické služby drceny v čelisťovém drtiči, kvartovány, poté jemně umlety v achátové soupravě prstencového mlýnku až na analytickou jemnost. Analytické práce provedla kanadská komerční laboratoř Activation Laboratories, Ltd., v Ancasteru, Ontario. Navážené množství práškového vzorku bylo taveno s metaboritanem a tetraboritanem lithným, vzniklé boritanové sklo pak bylo rozpuštěno slabým roztokem kyseliny dusičné. Tato metodika umožňuje kompletní převedení vzorku do roztoku včetně minerálů velmi obtížně rozpustných. V upraveném roztoku byly stanoveny hlavní oxidy optickou emisní spektrometrií s indukčně vázanou plazmou (ICP). Výsledky hlavních oxidů v hmot. % byly doplněny stanovením ztráty žíháním jako měřítka obsahů volatilních komponent. Ztráta žíháním nebyla korigována na částečnou oxidaci FeO na Fe_2O_3 při tavení a rozpouštění vzorků, protože Fe bylo stanoveno jen jako sumární Fe_2O_3.

Ze stopových prvků byly Be, Sc, V, Sr, Y, Zr a Ba analyzovány v deseti vzorcích společně s hlavními oxidy rovněž ICP, zatímco velká většina stopových prvků včetně prvků skupiny vzácných zemin byla stanovena hmotnostní spektrometrií s indukčně vázanou plazmou (ICP-MS).

Vzorek SK 5 mohl být navíc díky velmi jemné zrnitosti po stránce hlavních oxidů orientačně analyzován pomocí skenovacího elektronového mikroskopu (výsledky jsou průměrem ze tří scanů plochy 5,9 × 5,9 mm). Obsahy stopových prvků pro tento vzorek nejsou k dispozici.

Pro zpracovávané analýzy byly vypočteny následující jednoduché petrochemické parametry:

(i) *mg*-hodnota představuje poměr 100 Mg/(Mg + Fe_{tot}), která je postavena na atomových (nebo molárních) hodnotách;

(ii) K_2O/Na_2O představující prostý poměr hmotnostních procent oxidů;

(iii) ASI (Aluminium Saturation Index) vyjadřující poměr $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ v molárních hodnotách, který se často také označuje jako A/CNK; v této nekorigované formě nezahrnuje odpočet CaO pro apatit;

(iv) ASI_{cor} jehož hodnota je o něco vyšší díky provedené korekci na apatit (odpočtu části CaO, odpovídající hmotnostně 1,33 × P_2O_5).

Variační, klasifikační a diskriminační geochemické diagramy byly vynášeny pomocí programu Geochemical Data Toolkit (GCDkit) verze 3.0 (základní informace viz Janoušek et al. 2006). Pro výpočet normy CIPW byl využit plugin pro normativní přepočty v rámci CGDkit.

Protože normativní přepočet je citlivý na oxidační poměr železa, byl pro všechny přepočítávané analýzy zvolen poměr Fe_2O_3/Fe_2O_{3Tot} jako 0,2.

Pro srovnání chemismu nově analyzovaných žilných hornin byly použity silikátové analýzy obdobných horninových typů ze sledovaného území a okolí z literatury (žádné starší údaje o stopových prvcích nejsou k dispozici). Jedná se zejména o data z nepublikované práce Žežulkové (1978), zahrnující analýzy žilných hornin z dálničního zářezu u Senohrab a také z blízkých úseků vodovodního přivaděče Želivka, doplněná dvojicí analýz z práce Jelínka (1949) a několika vybranými analýzami z prací Palivcové (1966), Němce (1974) a Kučerové (1982), pokud tato data mohla být ztotožněna se zkoumanými typy hornin podle jejich popisů a lokalizace. Vznikl tak srovnávací soubor celkem 29 silikátových analýz, použitých v diagramech. Naopak nemohly být použity analýzy z práce Rosického a Šplíchala (1921; tonalitový porfyr a spessartit z Třemblatu) ani Reisingera (1926; gabrový porfyr z horní části Cikánského údolí), protože v nich jsou zjevné chyby analytické nebo typografické.

5.2 Základní charakteristiky chemismu podle hlavních prvků

Geochemická data 11 analyzovaných vzorků s vypočtenými petrochemickými parametry jsou shrnuty v tab. 5-1. U vzorků gabrových až tonalitových porfyrů byla zaznamenána negativní korelace obsahu SiO_2 s obsahy TiO_2, Al_2O_3 (pouze v rámci gabrových porfyrů jeho obsah mírně narůstá s množstvím SiO_2), FeO, Fe_2O_3, MgO a CaO a pozitivní korelace s obsahem Na_2O. Množství K_2O se u těchto vzorků chová částečně nesystematicky, lze pozorovovat pouze slabou pozitivní korelaci s rostoucím množství SiO_2. Vzorek spessartitu svým složením převážně zapadá mezi gabrové porfyry. Obsahuje však snížené množství Al_2O_3, které je nižší i oproti tonalitovým porfyrům, má vysoký obsah MgO i CaO a obsahuje nejnižší množství Na_2O a K_2O. Chemické složení afanitického mikrotonalitu koresponduje s tonalitovými porfyry, má však oproti nim nepatrně zvýšený obsah Al_2O_3 (hodnoty obdobné gabrovým porfyrům), Na_2O a snížené množství K_2O. Zároveň tato hornina obsahuje nejnižší množství MgO a FeO. *mg*-hodnota klesá progresivně s nárustem obsahu SiO_2.

Tab. 5-2 zobrazuje výsledky rozpočtu silikátových analýz na normu CIPW. Deset z jedenácti analýz je Hy-normativních (výjimkou je FH 6). Všechny gabrové porfyry a spessartit jsou Ol-normativní (tři gabrové porfyry z pěti analyzovaných ale jen slabě), gabrový porfyr FH 6 s nejvyšším obsahem Na_2O (3,08 hm. %) mezi mafickými horninami je nejbohatší Ol a zároveň i slabě Ne-normativní. Všechny vzorky se zvýšeným obsahem SiO_2 (od 54 hmot. %, tj. kvarcdioritové a tonalitové porfyry) jsou vedle Hy také Q-normativní.

Tab. 5-1 Obsahy hlavních oxidů (hmot. %) v žilných horninách a vybrané petrochemické parametry.

Vzorek	FH 2	FH 5	FH 6	FH 8	FH 3	SK 30	FH 7	FH 9	FH 1	FH 4	SK 5
Hornina	spess.	g a b r o v é p o r f y r y					kvarcdioritové a tonalitové porfyry				afanit. m.
Lokalita	Senohr.	Marján.	Marján.	Cik. úd	Senohr.	Senohr.	Cik. úd	Třemb.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
SiO_2	47,75	46,36	46,97	49,59	50,39	48,14	54,76	57,76	62,61	60,79	60,90
TiO_2	0,827	0,942	0,897	0,892	1,049	0,887	0,826	1,106	0,636	0,530	0,68
Al_2O_3	14,80	17,62	17,67	17,88	18,33	18,20	17,67	17,19	17,07	16,74	18,49
Fe_2O_{3Tot}	10,65	11,66	11,40	10,56	9,88	11,09	9,23	8,98	6,85	5,77	4,41
Fe_2O_3	2,13	2,34	2,28	2,11	1,98	2,22	1,85	1,80	1,37	1,16	-
FeO	7,67	8,39	8,21	7,60	7,11	7,98	6,64	6,46	4,93	4,15	3,97
MnO	0,21	0,20	0,20	0,23	0,20	0,21	0,20	0,18	0,11	0,16	0,09
MgO	8,31	6,00	5,60	6,33	4,76	4,82	3,62	2,16	1,61	1,82	1,11
CaO	13,88	10,11	9,36	9,61	9,23	10,23	7,62	5,91	4,80	5,27	6,39
Na_2O	1,73	2,48	3,08	1,91	2,91	2,61	3,50	3,92	4,04	4,11	4,88
K_2O	0,45	1,20	1,40	1,80	1,62	0,78	1,06	1,28	1,81	1,95	0,75
P_2O_5	0,30	0,21	0,24	0,27	0,21	0,18	0,30	0,36	0,30	0,35	0,31
LOI	1,70	2,08	1,82	1,45	1,62	1,14	1,32	0,75	0,92	2,05	-
Σ	100,60	98,86	98,65	100,50	100,20	98,28	100,10	99,59	100,70	99,54	98,01
mg	60,7	50,5	49,3	54,3	48,8	46,3	43,7	32,3	31,8	38,5	33,3
K_2O/Na_2O	0,26	0,48	0,45	0,94	0,56	0,30	0,30	0,33	0,45	0,47	0,15
ASI	0,52	0,74	0,75	0,79	0,79	0,77	0,85	0,93	0,98	0,91	0,90
ASI_{cor}	0,53	0,76	0,77	0,82	0,80	0,78	0,88	0,97	1,03	0,95	0,94

Vysvětlivky: spess. = spessartit, afanit. m. = afanitický mikrotonalit; Senohr. = Senohraby, Marján. = Marjánka, Cik. úd. = Cikánkské údolí, Třembl. = Třemblat

Tab. 5-2 Výsledky přepočtů silikátových analýz na normu CIPW (hmot. %)

Vzorek	FH 2	FH 5	FH 6	FH 8	FH 3	SK 30	FH 7	FH 9	FH 1	FH 4	SK 5
Hornina	spess.	g a b r o v é p o r f y r y					kvarcdioritové a tonalitové porfyry				afanit. m.
Lokalita	Senohr.	Marján.	Marján.	Cik. úd	Senohr.	Senohr.	Cik. úd	Třemb.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
Q	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,45	11,46	17,12	14,15	13,01
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,00	0,00
Or	2,66	7,09	8,27	10,64	9,57	4,61	6,26	7,56	10,70	11,52	4,43
Ab	14,64	20,99	23,81	16,16	24,62	22,09	29,62	33,17	34,19	34,78	41,29
An	31,29	33,40	30,25	34,90	32,17	35,64	29,37	25,53	21,85	21,47	26,33
Ne	0,00	0,00	1,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	28,91	12,65	12,03	9,01	10,08	11,52	5,37	1,21	0,00	2,00	2,85
Hy	7,80	2,47	0,00	21,10	13,36	14,39	16,04	13,65	11,09	9,62	7,65
Ol	7,41	13,60	14,75	1,05	2,64	2,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mt	3,09	3,39	3,31	3,07	2,87	3,22	2,68	2,61	1,99	1,68	0,00
Il	1,57	1,79	1,70	1,70	1,99	1,69	1,57	2,10	1,21	1,01	1,29
Ap	0,71	0,50	0,57	0,64	0,50	0,43	0,71	0,85	0,71	0,83	0,73
Σ	98,08	95,86	95,93	98,25	97,81	96,27	98,07	98,15	99,31	97,04	97,56

Vysvětlivky: spess. = spessartit, afanit. m. = afanitický mikrotonalit; Senohr. = Senohraby, Marján. = Marjánka, Cik. úd. = Cikánské údolí, Třembl. = Třemblat

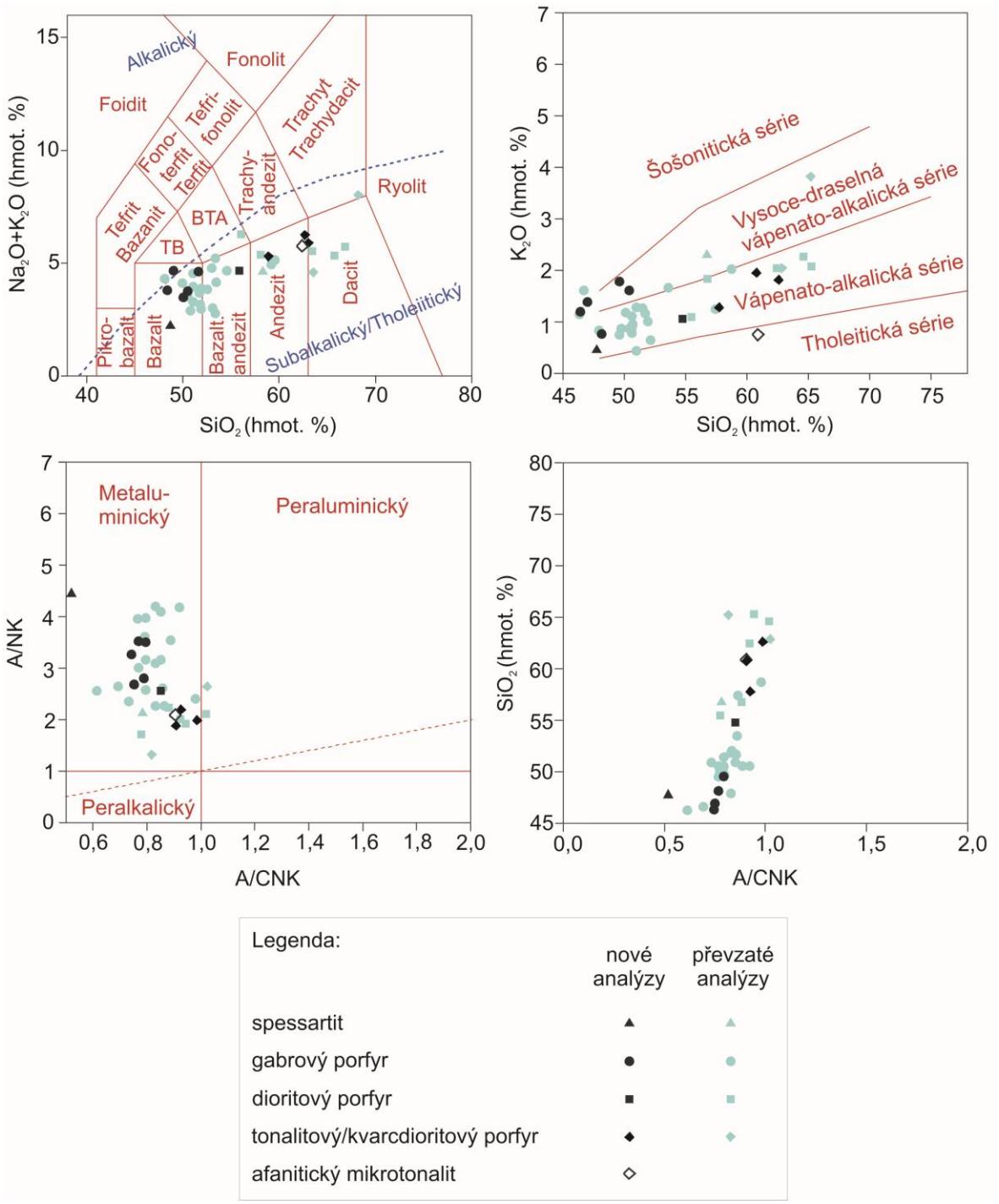
Koncentrace SiO_2 v gabrových porfyrech dosahuje hodnot 46,36–50,39 hmot. %, pro kvarcdioritové a tonalitové porfyry se obsah SiO_2 pohybuje v rozsahu 54,76–62,61 hmot. %, spessartit má 47,75 hmot. % SiO_2. Při srovnání s běžnými vulkanickými horninami v klasifikačním diagramu alkálie vs. SiO_2 (Le Bas et al. 1986; viz obr. 5-1) žíly gabrových porfyrů i spessartitu odpovídají bazaltům, a to převážně subalkalickým (ale přesná hranice v tomto diagramu není možná), dioritový porfyr spadají do bazaltického andezitu, kvarcdioritový do andezitu, tonalitové porfyry se blíží hranici andezitu a dacitu.

Na základě SiO_2-K_2O-diagramu podle Peccerillo a Taylora (1976; obr. 5-1) většina analýz odpovídá vápenato-alkalické sérii, část analýz bazických hornin se promítá i do pole draslíkem bohatých vápenato-alkalických hornin, vzorek afanitického mikrotonalitu se nachází sice blízko hranice vápenato-alkalické série, ale promítá se již to pole tholeiitických hornin.

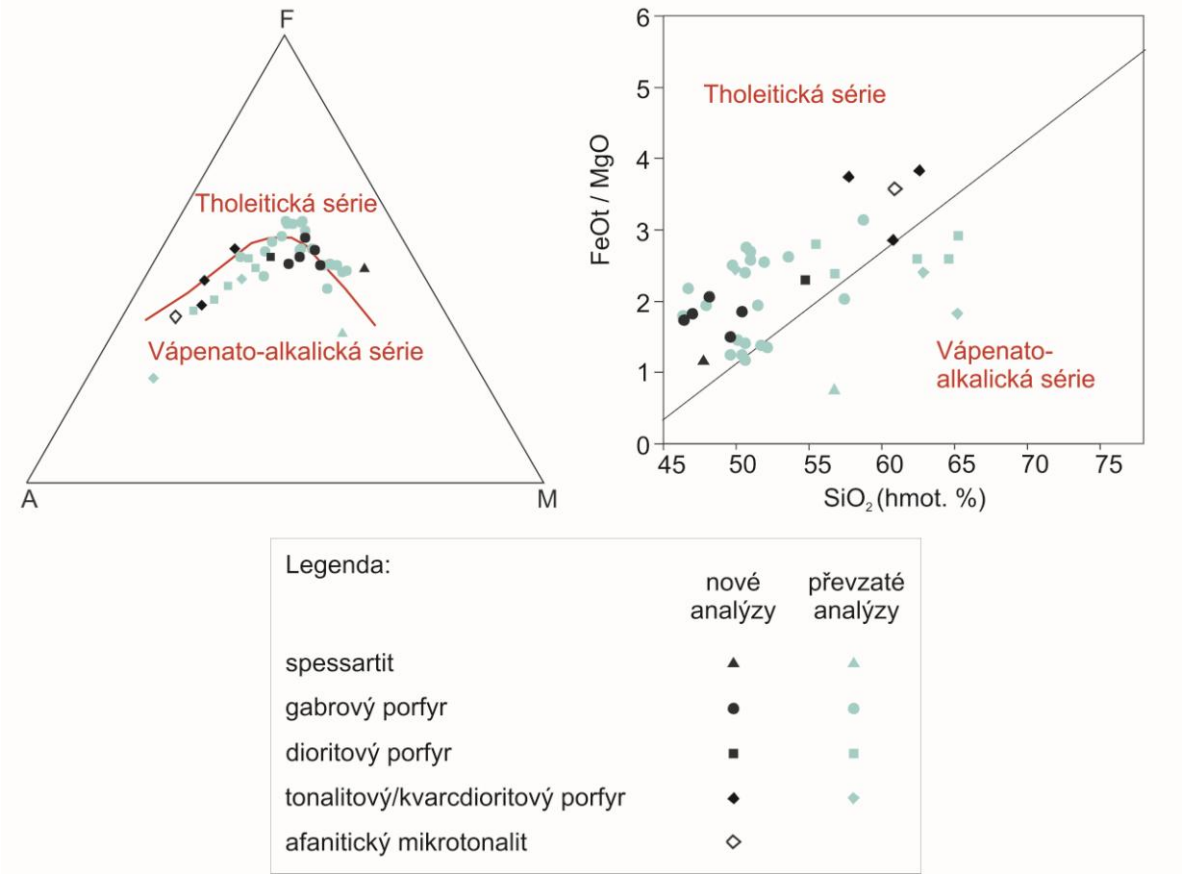
Množství CaO a alkálií v gabrových porfyrech dosahuje hodnot 13,32–13,84 hmot. % s K_2O/Na_2O poměry 0,30–0,94. Kvarcioritové až tonalitové porfyry mají oproti gabrovým porfyrům mírně nižší obsahy CaO a alkálií (10,65–12,18 hmot. %) s poměry K_2O/Na_2O v rozsahu 0,15–0,47. Spessartit se svým obsahem CaO a alkálií o hodnotě 16,06 hmot. % odchyluje od předešlých horninových typů, jeho poměr K_2O/Na_2O je 0,26.

Ve smyslu Shandova pojetí saturace hornin hliníkem (Shand, 1927) jsou podle nekorigovaného parametru ASI všechny analyzované vzorky metaluminické (obr. 5-1). Spessartit má ze všech vzorků nejnižší ASI (jen 0,52). V gabrových porfyrech jsou hodnoty ASI v rozpětí 0,74–0,79 a s růstem SiO_2 lineárně narůstají (obr. 5-1). Kvarcdioritové až tonalitové porfyry mají hornoty ASI v rozsahu 0,85–0,98 a stejně jako gabrové porfyry vykazují lineární trend růstu ASI s obsahem SiO_2 (obr. 5-1). V tonalitovém porfyru FH 1 (podle SiO_2 na hranici intermediálních a acidních hornin) dosahuje ASI (bez korekce) nejvyšší hodnoty 0,98, po korekci na apatit se ASI_{cor} dostává velmi mírně nad hodnotu 1 a v normě CIPW se objevuje korund (C) v množství kolem 0,5 %.

V AFM diagramu podle Irvine a Baragar (1971; obr. 5-2) se studované žíly promítají do blízkosti hranice mezi tholeiitickými a vápenato-alkalickými vývojovými trendy. Mezi mafickými varietami zhruba polovina spadá do pole tholeiitických hornin, většina z nich ale do té části, kterou Kuno (1968) ještě řadil k vápenato-alkalickým. Intermediální až slabě acidní horniny se velkou většinou bodů promítají do pole vápenato-alkalického nebo těsně při hranici. V původní terminologii podle Peacocka (1931) žíly mají vápenato-alkalický až vápenatý charakter (calc-alkalic a calcic). V diagramu FeO_{tot}/MgO vs. SiO_2 podle Miyashiro (1974; obr. 5-2) analýzy hornin padají do pole tholeiitických hornin, pouze vzorek tonalitového porfyru (FH 4) se promítá velmi blízko hranice tholeitické a vápenato-alkalické série. Mafické horniny odpovídají bazaltům s vysokým FeO*/MgO, zčásti se promítají do těsné blízkosti hranice vůči horninám se středním FeO*/MgO podle Arculuse (2003).



Obr. 5-1 Diagramy ilustrující základní variace chemického složení žilných hornin. Diagram alkálie vs. SiO_2 je klasifikací vulkanitů podle Le Bas et al. (1986; vysvětlivky: TB - trachybazalt, BTA - bazaltický trachyandezit, bazalt. andezit - bazaltický andezit.), SiO_2 vs. K_2O podle Peccerillo a Taylora (1976), diagram A/CNK vs. A/NK podle Shand (1927). Poslední diagram ukazuje prostý růst A/CNK s rostoucí aciditou hornin.



Obr. 5-2 AFM diagram podle Irvine a Baragar (1971) a diagram FeO_{tot}/MgO vs. SiO_2 podle Miyashiro (1974) zobrazující příslušnosti žilných hornin k vulkanické sérii.

5.3 Základní charakteristiky chemismu podle obsahů stopových prvků

Obsahy stopových prvků ve studovaných žilných horninách společně s některými vybranými poměry prvků jsou shrnuty v tab. 5-3. Tab. 5-4 zobrazuje obsahy prvků skupiny vzácných zemin a rovněž zahrnuje vybrané petrochemické parametry.

Z tranzitních kovů mají mafické žíly včetně spessartitu značně vysoké obsahy V (207–374 ppm). Gabrové porfyry jsou ale chudé Cr a Ni, obsahy Cr mezi 20 až 60 ppm se objevují jen u variet s vyšší hořečnatostí (mg > 50). Spessartit FH 2 se od gabrových porfyrů výrazně odlišuje vysokým Cr (240 ppm) a zvýšeným Ni (60 ppm). Kvarcdioritové a tonalitové porfyry se vyznačují nízkými obsahy tranzitních kovů, přičemž obsahy V jsou několikanásobně nižší než v gabrových porfyrech.

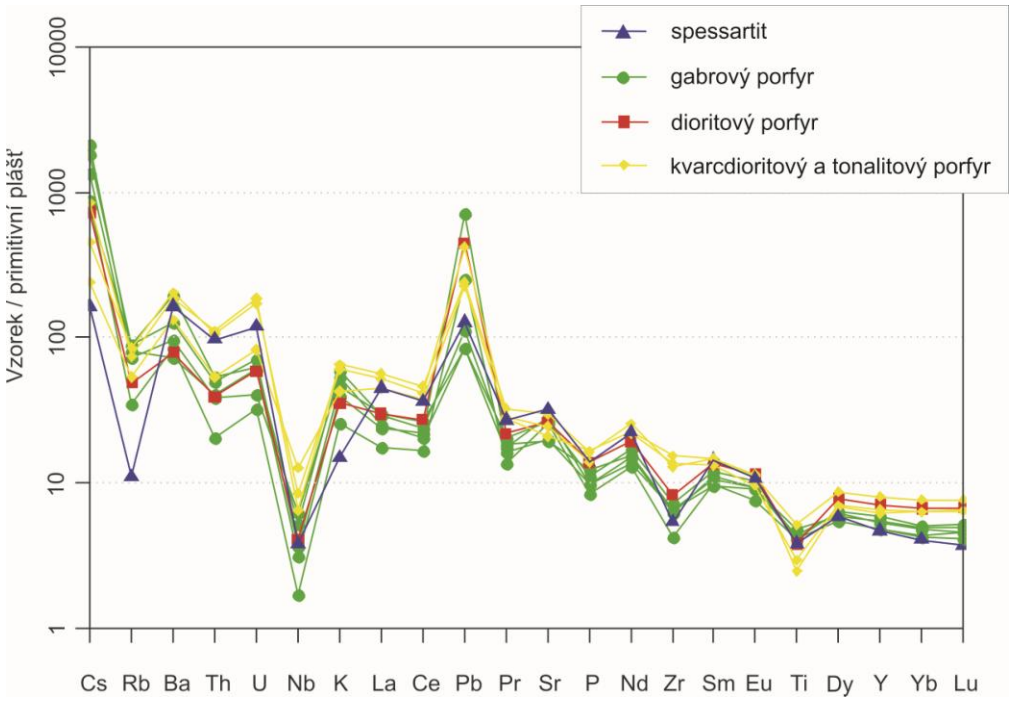
Multiprvkový diagram obsahů vybraných stopových a minoritních prvků, normalizovaných předpokládaným středním složením primitivního pláště podle McDonough a Sun (1995), u všech vzorků ukazuje velmi variabilní míru nabohacení pro plášť silně inkompatibilními prvky (obr. 5-3). Charakteristické jsou vysoké poměry většiny prvků skupiny LILE (s malými iontovými potenciály) i Th a U vůči prvkům skupiny HFSE (s velkými iontovými potenciály). Obzvláště nápadnými rysy

jsou vysoké hodnoty poměru Th/Ta (7,5–31,4) a silné negativní anomálie v obsazích Nb a Ta. Extrémem je spessartit FH 2 s poměrem Th/Ta = 82,3.

Tab. 5-3 Obsahy stopových prvků (ppm) kromě REE a vybrané prvkové poměry v žilných horninách.

Vzorek	FH 2	FH 5	FH 6	FH 8	FH 3	SK 30	FH 7	FH 9	FH 1	FH 4
Hornina	spess.	g a b r o v é p o r f y r y					kvarcdioritové a tonalitové porfyry			
Lokalita	Senohr.	Marján.	Marján.	Cik. úd	Senohr.	Senohr.	Cik. úd	Třemblat	Senohr.	Senohr.
Sc*	52	38	31	30	29	34	24	19	12	10
V*	322	374	337	298	207	275	194	54	61	63
Cr	240	30	20	60	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	35	36	30	33	19	28	20	10	8	8
Ni	60	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	30	110	110	< 10	< 10	60	60	< 10	50	70
Zn	100	140	100	90	80	90	110	70	60	50
Ga	17	20	20	19	20	18	20	24	20	18
Rb	7	51	56	56	46	22	31	34	54	47
Sr*	676	594	552	411	421	536	549	441	516	622
Y*	21,3	23,9	26,9	21,9	24,7	21,9	32,0	36,3	29,5	27,8
Zr*	60	69	81	73	72	47	92	171	153	143
Nb	2,7	2,2	2,6	3,7	4,4	1,2	2,9	9	6	4,6
Sn	2	1	2	2	2	< 1	1	2	2	1
Cs	1,3	17	14,5	6,2	10,6	6,9	5,8	1,9	3,6	6,7
Ba*	1150	506	879	1372	669	591	551	928	1425	1297
Hf	1,9	2,0	2,2	2,0	2,0	1,5	2,7	4,4	4,0	3,8
Ta	0,10	0,12	0,14	0,23	0,26	0,08	0,19	0,61	0,47	0,30
Pb	9	51	6	8	6	18	32	16	30	17
Th	8,23	3,48	4,21	4,55	3,3	1,74	3,33	4,55	9,05	9,42
U	2,50	1,26	1,50	1,32	0,86	0,68	1,23	1,73	3,58	3,91
K/Rb	534	195	208	267	292	294	284	313	278	344
Rb/Sr	0,010	0,086	0,101	0,136	0,109	0,041	0,056	0,077	0,105	0,076
Rb/Cs	5,4	3,0	3,9	9,0	4,3	3,2	5,3	17,9	15,0	7,0
Th/Ta	82,3	29	30,1	19,8	12,7	21,8	17,5	7,5	19,3	31,4
Th/U	3,3	2,8	2,8	3,4	3,8	2,6	2,7	2,6	2,5	2,4

Prvky označené * byly stanoveny ICP, ostatní ICP-MS.

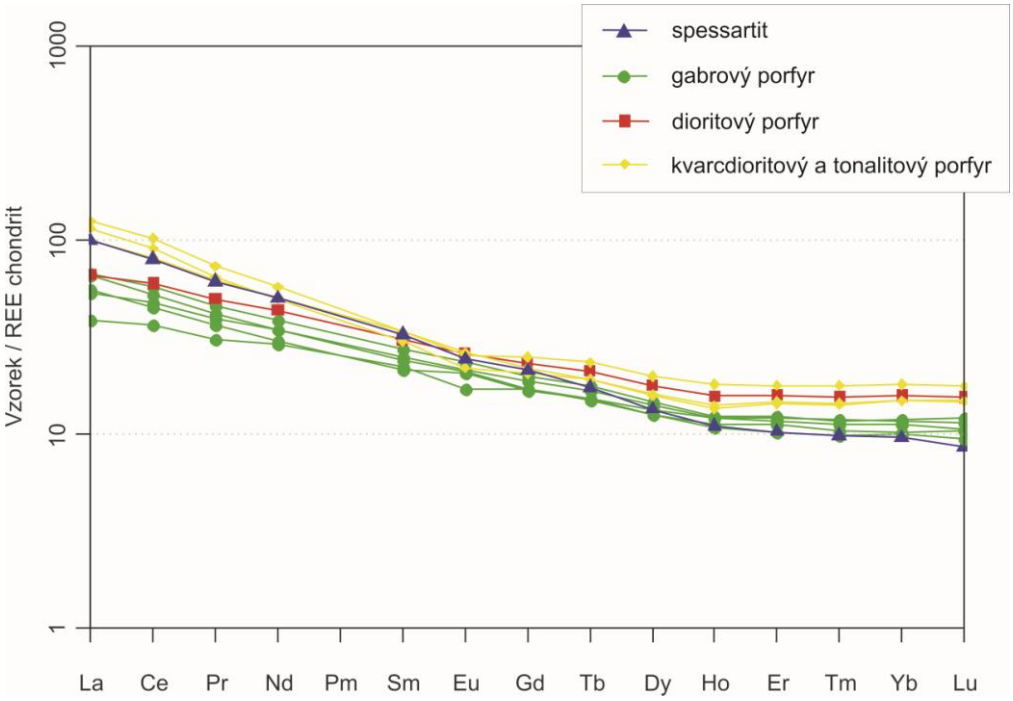


Obr. 5-3 Multiprvkový diagram obsahů stopových prvků, normalizovaných složením primitivního pláště podle McDonough a Sun (1995).

Tab. 5-4 Obsahy prvků skupiny vzácných zemin (ppm) a z nich vypočtené geochemické parametry ve studovaných žilných horninách.

Vzorek	FH 2	FH 5	FH 6	FH 8	FH 3	SK 30	FH 7	FH 9	FH 1	FH 4
Hornina	spess.	g a b r o v é p o r f y r y					kvarcdioritové a tonalitové porfyry			
Lokalita	Senohr.	Marján.	Marján.	Cik. úd.	Senohr.	Senohr.	Cik. úd.	Třemblat	Senohr.	Senohr.
La	30,8	16,4	20,6	20,2	17,1	12,0	20,5	30,8	35,6	38,8
Ce	64,4	38,6	46,3	42,6	36,6	29,2	48,3	66,1	72,9	82,3
Pr	7,45	4,77	5,6	5,03	4,43	3,73	6,05	7,61	7,83	8,97
Nd	30,1	20,5	23,3	20,8	18,2	17,3	26,1	30,4	29,7	34,3
Sm	6,34	4,87	5,30	4,70	4,18	4,36	5,98	6,52	5,85	6,52
Eu	1,79	1,57	1,74	1,55	1,51	1,26	1,91	1,88	1,61	1,93
Gd	5,49	4,83	5,08	4,39	4,32	4,41	5,96	6,43	5,32	5,65
Tb	0,82	0,79	0,84	0,71	0,72	0,72	1,00	1,11	0,90	0,91
Dy	4,30	4,49	4,72	4,04	4,27	4,02	5,71	6,38	5,13	5,02
Ho	0,79	0,87	0,89	0,77	0,87	0,80	1,12	1,29	1,00	0,97
Er	2,15	2,44	2,56	2,14	2,53	2,33	3,32	3,74	3,08	2,99
Tm	0,32	0,36	0,38	0,32	0,38	0,34	0,51	0,57	0,47	0,46
Yb	1,99	2,34	2,46	2,07	2,44	2,14	3,29	3,76	3,09	3,09
Lu	0,28	0,34	0,39	0,31	0,36	0,34	0,50	0,56	0,48	0,47
Σ	157,01	103,17	120,15	109,62	97,92	82,94	130,24	167,16	172,95	192,38
Eu/Eu*	0,91	0,98	1,01	1,03	1,08	0,87	0,97	0,88	0,87	0,95
La/Yb	15,48	7,01	8,37	9,76	7,01	5,61	6,23	8,19	11,52	12,56
La_n/Yb_n	10,43	4,73	5,65	6,58	4,72	3,78	4,2	5,52	7,77	8,47

Obsahy prvků skupiny vzácných zemin (REE), normalizovaných středním složením chondritu podle Boynton (1984) ukazují na obr. 5-4 velmi plynulý průběh křivek, a to vždy s nabohacením LREE proti HREE (obr. 5-4). Obsahy lehkých i těžkých REE jsou při tom vyšší v tonalitových než gabrových porfyrech. Dioritový porfyr je v oblasti lehkých REE na úrovni nejvyšších obsahů pro gabrové porfyry, v oblasti středních až těžkých REE se promítá mezi tonalitové porfyry.



Obr. 5-4 Obsahy prvků skupiny vzácných zemin (REE) ve studovaných horninách, normalizované průměrným složením chondritů podle Boynton (1984).

Poměr La_n/Yb_n se pohybuje mezi 4,2 až 8,5 s tendencí ke zvýšeným hodnotám v horninách nejbohatších SiO_2 (dva ze tří vzorků s SiO_2 > 60 % mají hodnotu nejvyšší, tab 5-4). Výjimkou je ale mafický spessartit FH 2 s vůbec nejvyšší hodnotou La_n/Yb_n =10,4. Europiová anomálie zcela chybí nebo je velmi slabá, všechny hodnoty Eu/Eu* jsou blízké 1 (0,87–1,03).

Podobně jako prvky skupiny REE stoupají od gabrových porfyrů k tonalitovým porfyrům i obsahy některých dalších pro plášť inkompatibilních prvků. Platí to např. u Y, Zr, Hf, se značným rozptylem i Th, Nb, Ta a U. Naproti tomu variace v koncentracích Rb, Sr a Ba se překrývají a jsou zcela nesystematické, Cs je dokonce v průměru nejvyšší v gabrových porfyrech. Nápadné jsou nejen nesystematické variace, ale také vztahy mezi koncentracemi Rb a Cs při většinou nápadně nízkých hodnotách poměru Rb/Cs.

Spessartit FH 2 svými obsahy Ba, Zr, Hf, Nb a Ta sice zapadá mezi gabrové porfyry, ale má proti nim nejnižší obsahy Rb a Cs a naopak podstatně zvýšené koncentrace Th, U, Sr a REE. Jeho poměr K/Rb (534) je nápadně zvýšený proti všem ostatním studovaným žilným horninám.

6 PROJEVY DEFORMACE A METAMORFÓZY

Význačných deformačních rysů, doprovázených projevy metamorfózy, nejen žilných, ale i plutonických hornin v zájmové oblasti si povšiml již Krupička (1948). O deformaci plutonitů a žilných hornin se zmiňuje také Jelínek (1949) a částečně i Vajner (1963). Vajner (1963) zároveň zmiňuje intenzivnější deformaci relativně starších intruzí v porovnání s mladšími, ale tento postřeh je problematické ověřit vzhledem k nejasným časovým vytahům řady dílčích intruzí.

Všechny studované horniny, s výjimkou syenitového porfyru, vykazují známky určitého křehkého porušení, plastické deformace a většinou i velmi slabé nebo částečné metamorfní rekrystalizace.

6.1 Deformační mikrostruktury

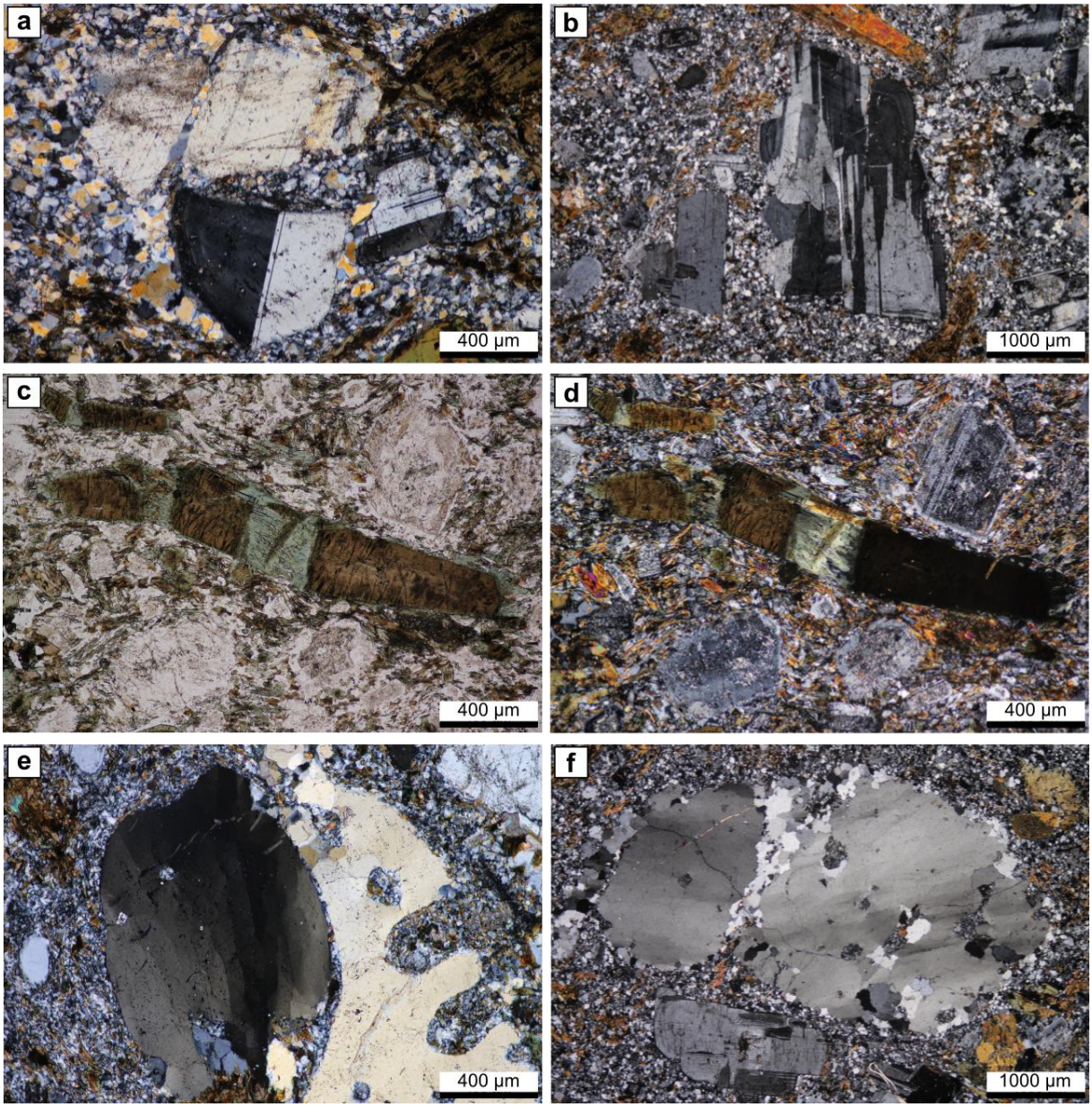
Mikrostruktury studovaných hornin lze většinou klasifikovat jako submagmatické. Ve vzorcích jsou zachovány relikty magmatické struktury, doprovázené projevy křehké i plastické deformace a rekrystalizace. Nejzřetelněji se deformace projevuje na vyrostlicích, zatímco na minerálech základní hmoty u převážné většiny vzorků zjevná deformace není pozorovatelná.

Vyrostlice plagioklasu poměrně často vykazují projevy křehké i plastické deformace (obr. 6-1 a, b). Zrna mohou být popraskaná, nalomená, rozlámaná až částečně drcená, což se odráží i na jejich omezení, které je v některých případech až xenomorfní. Mikrotrhliny bývají vyhojeny kyselejším plagioklasem (ale jen zcela výjimečně albitem), jehličkami amfibolu nebo šupinkami biotitu, ojediněle se vyskytuje i kalcit. Fragmenty zrn jsou často mezi sebou posunuty a různě pootočeny či přesunuty přes sebe (obr. 6-1 a). K těmto projevům přistupuje i deformace plastická. Pokud nejsou zrna značně epidotizována či sericitizována, lze pozorovat undulózní zhášení. Lamely uvnitř jednotlivých zrn jsou variabilní šířky (v řádu prvních desítek mikrometrů až po 0,2 mm), místy vykliňují, zužují se směrem k centru zrn a ojediněle jsou i prohnuté (obr. 6-1 b). Na základě těchto projevů lze soudit, že se jedná o deformační lamely. Lze však vedle sebe pozorovat zrna s vyvinutými deformačními lamelami i zrna, u nichž je zachovalé původní polysyntetické lamelování podle albitového zákona.

Daleko větší projevy křehké deformace než u plagioklasu lze sledovat na **vyrostlicích amfibolu** v některých vzorcích. Jednotlivá zrna mohou podléhat různě intenzivní mikrofrakturaci a rozlámání. Větší fraktury jsou vyhojeny minerály základní hmoty, Al-chudým magnesiohornblendem, méně často aktinolitem, popřípadě chloritem či novotvořeným křemenem a ojediněle karbonátem. Některá zrna, která byla dvojčatně srostlá podle (100), jsou prasklá podél srůstové plochy. Jednotlivé fragmenty původních zrn mohou být vzájemně posunuty a natočeny, ale bez známek jednotícího usměrnění. Okolo vyrostlic amfibolu či jejich větších fragmentů lze někdy

pozorovat i jejich drobné úlomky. V případě vyrostlic hnědých amfibolů se lze v malé míře setkat i se vznikem dílčích, od sebe odtažených segmentů (obr. 6-1 c, d). Části takto porušených zrn jsou obrůstány zeleným amfibolem, který je spojuje a musel růst v závislosti na deformaci v podmínkách pod solidem. V rámci výbrusu jsou však takto segnentovaná zrna orientována různě, nekorespondují orientací s fragmenty ostatních zrn a vyskytují se i v asociaci pouze slabě popraskaných zrn obdobné velikosti. V případě amfibolů malchitu, jež jsou velikostně už blízké zrnům amfibolů základní hmoty porfyrů, lze na vzorku SK 11 pozorovat drobně olámaná a popraskaná zrna, jejichž části jsou jen v malé míře vzájemně posunuty.

Vyrostlice křemene v tonalitových porfyrech vykazují často známky magmatické koroze (zaoblený až hluboce a mnohočetně zálivovitý tvar zrn). Takové již magmaticky oslabené partie bývají pak nejsnáze a nejintenzivněji modifikovány deformačními mikrostrukturami křehkého i plastického charakteru. Na vyrostlicích je často patrná mikrofrakturace. Větší trhliny jsou vyplněny směsí minerálů základní hmoty, případně vyhojeny jinou generací křemene. Na vyrostlicích lze pozorovat silné undulózní zhášení, které se projevuje vznikem subzrn protáhlého tvaru (např. obr. 6-1 e). U některých vyrostlic subzrna začínají nabývat nepravidelného až laločnatého tvaru a projevuje se deformace označovaná jako vysokoteplotní migrace hranic zrn („grain boundary migration“, GBM), která je iniciovaná při okrajích vyrostlic (obr. 6-1 f), případně uvnitř vyrostlic při okrajích dutin vytvořených magmatickou korozí, a postupně se šíří napříč zrny a vede až k jejich úplné rekrystalizaci. Zejména menší vyrostlice mohou být až kompletně rekrystalizované.



Obr. 6-1 Projevy deformace studovaných žilných hornin, a - křehce porušená vyrostlice plagioklasu (tonalitový porfyr SK 17, Senohraby; XPL), b - oscilačně zonální vyrostlice plagioklasu s deformačními lamelami (tonalitový porfyr SK 23, Senohraby; XPL), c, d – rozpad vyrostlice hnědého amfibolu na oddělené segmenty, spojené modrozeleným amfibolem vzniklým v subsolidu (gabrový pofryr SK 1, Senohraby; c - IPL, d - XPL), e - undulózně zhášející křemen s protáhlým tvarem subzrn v oddělené partii původně souvislé korodované vyrostlice křemene (tonalitový porfyr SK 8, Senohraby; XPL), f - vyrostlice křemene s počátečním stádiem vysokoteplotní migrace hranic zrn (tonalitový porfyr SK 23, Senohraby; XPL).

Při bližším pozorování typu deformace u jednotlivých žilných hornin lze rozlišit tři stupně deformace, stanovené podle dominance křehého či plastického porušení jednotlivých hlavních horninotvorných minerálů, které jsou shrnuty v tab. 6-1. Středního stupně deformace je dosaženo u tonalitových a kvarcdioritových porfyrů z lokality Senohraby. Gabrové a gabrodioritové porfyry jsou zde deformovány převážně ve středním stupni, případně v přechodu nízkého až středního stupně.

Afanitický mikrotonalit SK 5 v tomto území podléhá jen nízkému stupni deformace a malchity (SK 2, SK 11) rovněž vykazují jen slabou deformaci. Spessartit FH 2 má projevy možné deformace smazány alteračními procesy.

Gabrové a dioritové porfyry v okolí Stříbrné Skalice (Cikánské údolí, Marjánka), tj. nejblíže k hranici moldanubika ve studovaném území, jsou deformovány ve středním až vysokém stupni (vysoký stupeň lze pozorovat u vzorků SK 36, FH 5, FH 6). Malchit SK 31 v tomto území vykazuje deformaci o slabším středním stupni.

Kvarcdioritový a granodioritový porfyr a afanitická hornina SK 34 z lokality Třemblat dosahují slabé deformace, projevy ale mohou být částečně zastírány zvýšenou mírou biotitizace a epidotizace. Nejnižší stupň deformace lze pozorovat u gabrového porfyru SK 39 od Zvánovic, kde však deformace může být zčásti překryta procesy, souvisejícími s kontaktním a metasomatickým vlivem říčanského granitu.

Tab. 6-1 Stupně deformace, stanovené podle převládajících deformačních mechanismů u jednotlivých horninotvorných minerálů žilných hornin

Vyrostlice	nízký stupeň	střední stupeň	vysoký stupeň
křemen	mikrofrakturace, undulózní zhášení	mikrofrakturace, prasklá zrna, jejichž části jsou částečně posunuty, intenzivní undulózní zhášení s tvorbou subzrn protáhlého až laločnatého tvaru, lokálně rozšířený GBM	
plagioklas	mikrofrakturace, slabé slabé undulózní zhášení	mikrofrakturace, přelomená zrna, malý počet fragmentů zrn vzájemně posunutých a pootočených, undulózní zhášení projevující se různě zhášejícími odlišně prohnutými partiemi zrn, deformační lamely	mikrofrakturace, olámaná zrna, větší počet fragmentů zrn posunutých či přesunutých přes sebe, undulózní zhášení identického typu jako v předchozím stupni, deformační lamely
amfibol	mikrofrakturace, přelomená zrna, malé množství větších segmentů zrn vzájemně různě posunutých	mikrofrakturace, olámaná zrna, fragmenty zrn proměnlivé velikosti vzájemně posunuté a přesunuté přes sebe	mikrofrakturace, olámaná zrna, malé množství zachovalých původních vyrostlic, ale velký počet drobných fragmentů původních zrn různě přesunutých přes sebe

Vzorek **dioritu** SK 38 z Marjánky vykazuje známky slabšího středního stupně deformace. Jedná se však o izolovaný vzorek z komplexu bazických až intermediálních hornin, v němž jsou

lokalizovány partie či zóny deformované do různé míry. V případě **amfibolu** se deformace projevuje vznikem drobných prasklin uvnitř zrn a nepravidelným olámaným tvarem zrn, okolo kterých mohou být pozorovány jejich drobné úlomky. **Plagioklas** jeví známky křehké i plastické deformace. Zrna obsahují drobné praskliny a při okajích jsou olámána. Fragmenty některých zrn jsou přesunuty přes sebe. U zrn se vyskytuje undulózní zhášení a v malé míře prohnutí lamel, méně časté je vykliňování lamel. **Křemen** je rovněž křehce i plasticky deformován. Na zrnech lze pozorovat drobné praskliny a silné undulózní zhášení, některá zrna vykazují GBM projevující se nepravidelným až laločnatým tvarem subzrn.

V rámci jednotlivých lokalit zájmové oblasti lze pozorovat náznak vyznívání deformace směrem k SZ, ale ověření tohoto fenoménu by vyžadovalo specializovanou studii. Vzorky gabrových porfyrů z okolí Stříbrné Skalice, které vykazují intentivnější projevy deformace, mohou být relativně starší než gabrové/gabrodioritové porfyry ze Senohrab a zaznamenat tak vliv tlakového působení po delší dobu. Dioritový porfyr ze Seradovského údolí je deformován se stejnou intenzitou jako gabrové/gabrodioritové porfyry ze Senohrab. Stejně tak malchit z Marjánky může být relativně starší než malchity se Senohrab a zaznamenávat tak nepatrně intenzivnější deformaci. Jelikož malchity celkově vykazují nižší stupeň deformace, daly by se považovat za relativně mladší než porfyry, s nimiž jsou asociovány. Roli však může hrát řada faktorů, včetně mnohem jemnější zrnitosti malchitů, minimálních mocností apod..

6.2 Projevy částečné metamorfní rekrystalizace

Ve studovaných vzorcích všech horninovových typů (s výjimkou podstatně mladšího syenitového porfyru) lze pozorovat doklady přeměn minerálů, které souvisejí s vývojem horniny v subsolidovém stádiu (epidotizace a sericitizace plagioklasu, tvorba modrozeleného amfibolu, který zatlačuje primární hnědý amfibol a vytváří jeho nepravidelný až roztřepený okraj). Společně s těmi projevy, které mohou být důsledkem kontinuálního vývoje minerálních asociací z magmatického přes raně subsolidové za účasti postmagmatických fluid se však také vyskytuje několik druhů přeměn patrně metamorfního charakteru, projevující se zejména u vyrostlic mafických minerálů, které jsou popisovány níže. V porovnání s intenzitou deformace však dosahuje metamorfní rekrystalizace malého rozsahu. V horninových vzorcích lze také zároveň pozorovat alterační projevy (někdy rozsáhlá biotitizace, lokálně pokročilejší epidotizace), které musí souviset s většími látkovými migracemi. Minerály spjaté s pozdním vývojem horniny (kalcit, prehnit, chlorit vyplňující mikrotrhliny) bývají zastoupeny spíše lokálně a v malém množství.

Možným projevem metamorfní přeměny je tvroba **uralitických pseudomorfóz** (obr. 3-2 c, d), které jsou pozorovány pouze v gabrových porfyrech na lokalitě Senohraby (vzorky SK 30 a MV 8). Uralitizace je také popisována Krupičkou (1948) jak v bazických žilných horninách, tak i

bazických plutonitech zájmové oblasti. O uralitizaci se rovněž zmiňuje i Kratochvíl a Veselý (1922) při popisu gabrodioritu, kteří vznik „uralitu“ přisuzují kontaktní metamorfóze. Shelley (1983) uvádí, že uralitizace může být proces jak deuterický, spjatý s vývojem horniny v závěru magmatické krystalizace za účasti vlastních fluid, tak i metamorfní, vyžadující přínos vody uvolněné během deformace.

Deer et al. (1997) uvádějí vznik uralitu z pyroxenu, který je alterovaný na světle zelený amfibol řady tremolit-aktinolit. Uralit může být vytvořen přeměnou klino- i orto-pyroxenu a vytvářet pseudomorfózy formované samostatnými krystaly nebo krystalovými agregáty. V této publikaci je uralitizace popisována jako výsledek pneumatolytického působení vodou obohacených fluid na dříve vykrystalizované pyroxeny a není tedy spojována s metamorfózou.

Fayan a Day (1997) popisují tvorbu uralitu přeměnou klinopyroxenu přes dvě stádia zahrnující hydrataci horniny s tvorbou chloritu a méně amfibolu na úkor klinopyroxenu, následnovanou dehydratací a růstem amfibolu (za rozpadu chloritu) částečně až zcela nahražujícím klinopyroxen. Přechod od reliktů klinopyroxenu k uralitu podle autorů souvisí s růstem metamorfního stupně blízkého facii zelených břidlic, ale jejich případ se zdá být značně specifický ve srovnání s poznatky jiných autorů.

Ve studovaných vzorcích se tak nejedná o typickou uralititizaci, neboť byl analyzován amfibol o složení Al-chudého magnesiohornblendu a jen v malé míře aktinolit, značící vyšší metamorfní facii. Amfibolové vláknité agregáty uvnitř pseudomorfózy mohou také vznikat na úkor primárního amfibolu a nikoli klinopyroxenu. Modrozelený okraj celé pseudomorfózy barevně i chemicky koresponduje s modrozelenými okraji hnědých amfibolů. Uvnitř pseudomorfózy se navíc podařilo analyticky zjistit přítomnost amfibolu pargasitického složení, který pravděpodobně představuje relikt původního amfibolu.

O uralitizacaci primárního amfibolu v gabrodioritových porfyrech se zmiňuje i Jelínek (1948), který uvnitř pseudomorfóz popisuje zachovalé „vločkovité partie hnědozeleného amfibolu“, jenž tvořil hmotu původní vyrostlice. Vznik uralitu přeměnou amfibolu popisuje i Krupička (1948). Skutečnost tvorby tohoto typu pseudomorfóz na úkor primárního amfibolu podporuje i vzájemně se vylučující přítomnost vyrostlic hnědého amfibolu a „uralitu“. Další podporou může být i srovnání chemického složení amfibolu, který se tvoří přeměnou klinopyroxenu ve vzorku gabrového porfyru SK 39 se složením amfibolových agregátů uvnitř uralitických pseudomorfóz. Amfibol nahražující klinopyroxen je hořečnatější a hlinitější než uralitický amfibol. Ve vzorku gabrového porfyru SK 39 zároveň není pozorován žádný hnědý amfibol. Okrajové partie uralitu však barevně i chemicky korespondují s okraji pseudomorfóz po klinopyroxenu v gabrovém porfyru SK 39.

Zajímavým jevem je tvorba **shluků jehlic, jehliček nebo tyčinek zeleného amfibolu**, tvořících roztřepené pseudomorfózy po pyroxenu nebo amfibolu, které byly pozorovány zejména

v gabrových a gabrodioritových porfyrech na lokalitě Senohraby (s výjimkou vzorků SK 30 a MV 8), méně časté jsou v kvarcdioritových porfyrech ze Senohrab a ojedinělé v afanitické hornině SK 34 z Třemblatu. Tyto pseudomorfózy se od uralitických liší uspořádáním jehlic, nepřítomností modrozeleného okraje, naooak lze okolo nich pozorovat aureolu téměř bez tmavých minerálů (obr. 3-2 e, f). Jejich vznik tak může alespoň částečně souviset i s účastí tzv. sběrné krystalizace a lze je tudíž připsat nejspíše rovněž připsat k projevům metamorfní rekrystalizace. Pseudomorfózy jsou tvořeny zejména nahodile orientovanými jehlicemi zeleného až modrozeleného amfibolu. Pouze vzorek gabrového porfyru MV 5 obsahuje pseudomorfózy, jejichž jehlice vytvářejí vějířovité „chvosty“ alespoň částečně vyzařující jedním směrem (obr. 3-2 f). Při porovnání jednotlivých pseudomorfóz jsou však „chvosty“ orientovány nahodile a nekorespondují ani se směry roztřepených konců vyrostlic zonálních amfibolů. Problematické je určit typ původního minerálu. Na základě tvaru jednotlivých pseudomorfóz lze soudit, že se jedná o pseudomorfózy po amfibolu, ale nelze vyloučit, že primárním minerálem mohl být klinopyroxen. Na rozdíl od uralitických pseudomorfóz, tyto se vyskytují v přítomnosti vyrostlic hnědých i zelených amfibolů. Společně s „uralitem“ nebyly pozorovány.

Otázkou je, proč se v některých vzorcích vytvořily uralitické pseudomorfózy a v jiných pseudomorfózy složené ze shluků jehlic amfibolů. Pseudomorfózy tvořené jehlicemi amfibolu se chemicky liší od vláknitých agregátů uralitických pseudomorfóz. Jehlicovité pseudomorfózy jsou podstatně železnatější a v průměru méně hlinité. Z tohoto lze soudit, že se obě pseudomorfózy vytvořily přeměnou minerálu nepatrně odlišného složení. Jehlicovité amfiboly pseudomorfóz jsou chemicky i opticky velmi podobné modrozeleným amfibolům, tvořících okraje vyrostlic hnědých amfibolů ve stejném horninovém typu. Amfibol tvořící okraje uralitických pseudomorfóz je opticky podobný oběma těmto druhům amfibolů, v průměru je však hořečnatější.

V malé míře lze ve vzorcích gabrových až tonalitových porfyrů dále pozorovat **pseudomorfózy budované směsí amfibolu a biotitu nebo chloritu**, doprovázené titanitem a relikty primárního amfibolu. Tyto pospolu se vyskytující minerály pseudomorfují původní vyrostlice amfibolu, od kterých se částečně šíří i základní hmotou a z části obrůstají přilehlé vyrostlice plagioklasu. Novotvořené (sekundární) amfiboly vyskytující se uvnitř těchto pseudomorfóz se chemicky liší od amfibolů budujících lemy zonálních vyrostlic i od shluků jehlic amfibolů tvořících pseudomorfózy. Chemicky jsou však velmi podobné vláknitým amfibolům uvnitř uralitických pseudomorfóz. V některých těchto pseudomorfózách se však podařilo analyzovat relitky původního amfibolu o složení ferrotschermakitu, edenitu a magnesiohornblendu s nízkým obsahem Si. Tyto pseudomorfózy tak byly vytvořeny z odlišného typu primárního amfibolu než ostatní dva druhy pseudomorfózy.

Jedním z dalších možných projevů metamorfózy je **tvorba zelených lemů**, vyskytujících se nesystematicky u některých amfibolových vyrostlic tonalitových až gabrových porfyrů a

afanitického mikrotonalitu SK 5 z lokality Senohraby. Tento druh amfibolu vytváří přírůstky nepravidelného tvaru a proměnlivé mocnosti okolo vyrostlic, ale nepřerůstá původní zrna. Zároveň se vyskytuje uvnitř mikrotrhlinek, případně obrůstá fragmenty hnědého amfibolu a spojuje je (obr. 6-1 c, d).

Jen v malé míře lze pozorovat v některých vzorcích **aktinolitizaci amfibolu**, která je obecně slabá. Projevuje se případnou tvorbou aktinolitu podél mikrofraktur ve vyrostlicích zeleného amfibolu.

Zvláštní postavení má vznik **modrozelených okrajů hnědých amfibolů**. Na základě mikroskopického pozorování je zřejmé, že tento amfibol zatlačuje primární hnědý amfibol. Měl by tedy vznikat interakcí hnědého amfibolu s fluidy nebo reziduální taveninou. Vzhledem k tomu, že amfibol okrajů je opticky podobný převážné většině amfibolů základní hmoty, lze jeho vznik zařadit do subsolidového stádia. Naopak tvorbu tohoto druhu amfibolu ještě v pozdně magmatickém stádiu vývoje horniny by mohla podporovat přítomnost hnědých amfibolů v afanitickém mikrotonalitu SK 5, jejichž modrozelený okraj roste ve směru toku daným uspořádáním minerálů základní hmoty. Občasně se vyskytující vyrostlice amfibolu bez pozorovatelného hnědého jádra a opticky shodných vlastností s amfiboly okrajů hnědých vyrostlic mohou představovat zcela přeměněné hnědé amfiboly.

V souvislosti se vznikem barevně zonálních amfibolů je nutné zde zmínit ryze spekulativní teorii Palivcové (1966), která formování tohoto druhu amfibolu přisuzovala ve smyslu transformistických teorií porfyroblastéze, aniž znala jeho složení.

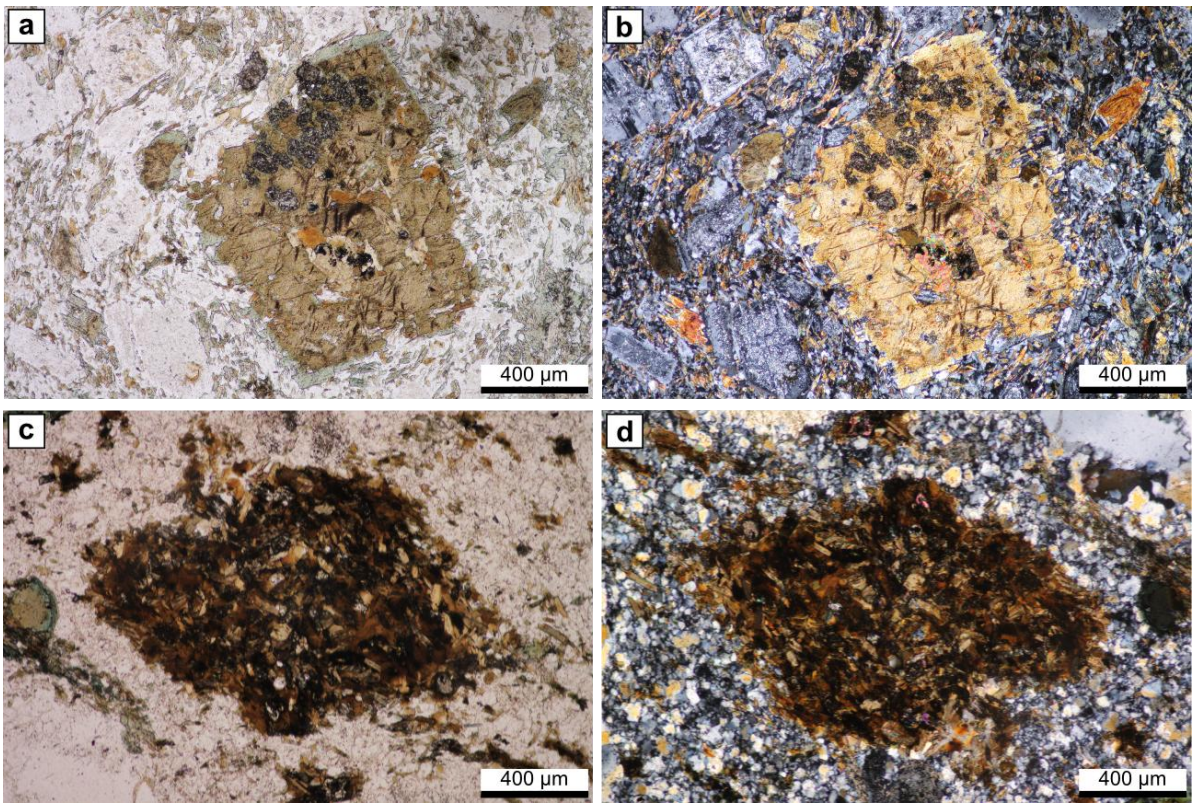
Biotitizace amfibolu se s výjimkou afanitického mikrotonalitu SK 5, spessartitu FH 2, malchitů a vzorků gabrových porfyrů FH 5, FH 6 a SK 37 vyskytuje ve všech horninových typech, v intermediálních horninách je však intenzivnější. Přeměna postihuje všechny druhy amfibolových vyrostlic a ve vzorcích se lze setkat s různými stádii tohoto typu přeměny. Mohou se v navzájem těsné blízkosti objevovat vyrostlice amfibolů jen z malé části i téměř biotitizované. Zdroj draslíku pro tuto biotitizaci není jasný.

V případě vyrostlic zonálních amfibolů přeměna postihuje selektivně hnědá jádra, ve kterých lze pozorovat drobné tabulky biotitu společně se shluky zrnek titanitu (obr. 6-2 a, b). V těchto zrnech je biotitizace iniciována v korozivních dutinách, případně se šíří podél štěpných trhlin a prasklinek. V pokročilejším stádiu biotitizace se vyrostlice mění na směs biotitu a titanitu, méně často s příměsí kalcitu. Tyto pseudomorfózy mohou mít částečně zachovaný zelený okraj či jsou lemovány sloupečky zeleného amfibolu.

U vyrostlic zelených amfibolů se biotitizace šíří od okraje zrna a podél štěpných trhlin, případně je iniciována při okrajích korozivních dutin, a rovněž je doprovázena vznikem titanitu. Při

pokročilejší přeměně některých zrn vznikají pseudomorfózy zachovávající tvar původního zrna (obr. 6-2 c, d).

Místy lze v tonalitových porfyrech ze Senohrab pozorovat shluky drobných tabulek biotitu, promísené titanitem a leukoxenizovanými rudními minerály, šířící se základní hmotou mezi vyrostlicemi plagioklasu a amfibolu (např. obr. 3-11 a, b). Jednotlivé tabulky biotitu z části obrůstají vyrostlice plagioklasu i amfibolu a omezují tak jejich tvar. Lokálně tyto projevy biotitizace postihují amfibolová zrna kompletně a vznikají pseudomorfózy tvořené agregáty biotitu. Vzorky granodioritových porfyrů (SK 33, SK 35) nemají zachovalý žádný primární amfibol, vyskytují se v nich pouze biotitové pseudomorfózy a hojně rozšířené agregáty biotitu v základní hmotě obrůstající vyrostlice plagioklasu. Takto rozsáhlá biotitizace pravděpodobně souvisí s postmagmatickou alterací, vyžadující významné látkové migrace a zdroj draslíku. Z hlediska časového zařazení lze tento typ biotitizace pokládat za mladší než všechny metamorfní přeměny, ale starší než tvorbu ostatních projevů alterace (kalcit, prehnit a chlorit v mikrotrhlinách).



Obr. 6-2 Projevy biotitizace amfibolu, a, b - částečně biotitizovaná vyrostlice hnědého amfibolu s modrozeleným okrajem a odmíšeninami titanitu (gabrový porfyr SK 1, Senohraby; a - IPL, b - XPL), c, d - pseudomorfóza tvořená agregátem biotitu a titanitu (tonalitový porfyr SK 23, Senohraby, c - IPL, d - XPL).

Projevy **chloritizace amfibolu** dosahují velmi malého rozsahu. V gabrových porfyrech SK 1 a SK 10, dioritovém porfyru FH 7 a afanitické hornině SK 34 se lze v malém množství lokálně setkat

s pseudomorfózami tvořenými agregáty chloritu a shluky zrnek titanitu s relikty amfibolových zrn. Méně časté jsou také pseudomorfózy složené z agregátů chloritu, sekundárního amfibolu a titanitu s relikty primárního amfibolu. Pseuodomorfózy zachovávají tvar původního minerálu, lokálně se v malé míře agregáty chloritu šíří základní hmotou v těsné blízkosti pseudomorfózy. Dále lze ve všech vzorcích tonalitových, gabrových, gabrodioritových porfyrů setkat s chloritem vyskytujícím se lokálně podél vyrostlic amfibolů, který se také v menší míře šíří po štěpných trhlinách a drobných prasklinách do vnitřních partií vyrostlic. V gabrových porfyrech SK 30 a MV 8 se drobné agregáty chloritu vyskytují i při okrajích některých uralitických pseudomorfóz. V malé míře se v gabrových a gabrodioritových porfyrech chlorit vyskytuje ve vyrostlicích plagioklasu, kde se pravděpodobně vytvořil přeměnou amfibolu. Agregáty chlorit se také vyskytují lokálně v základní hmotě výše zmiňovaných horninových vzorků. U tonalitových a kvarcdioritových porfyrů se agregáty chloritu vyskytují jen lokálně při okrajích některých vyrostlic zeleného amfibolu, odkud se v malé míře šíří po drobných prasklinách do vnitřních partií vyrostlic. Hojněji zastoupený je chlorit ve vzroku spessartitu FH 2, kde vytváří agregáty v základní hmotě a nahrazuje i některá zrna amfibolu. V gabrové porfyru SK 39 je chlorit je přítomen jen lokálně v základní hmotě, případně vyplňuje drobné prasklinky.

U vzorku gabrového porfyru SK 39 od Zvánovic, který se vyskytuje poblíž kontaktu s říčanským granitem lze za projev metamorfní přeměny považovat také rozsáhlou přeměnu plagioklasových vyrostlic i zrn základní hmoty. Centrální partie zrn jsou kompletně sericitizovány (sericit tvoří drobná zrnka a žilky) a od okrajů jsou zrna zatlačovány epidotem, který postupuje po mikrotrhlinkách. V malé míře lze pozorovat i epidotová zrnka uvnitř některých amfibolových vyrostlic. Zároveň lze v tomoto vzorku pozorovat zvýšené množství patrně metamorfního amfibolu v základní hmotě, který svým tvarem zčásti omezuje vyrostlice plagioklasu i amfibolu a vyskytuje na trhlinách v některých vyrostlicích plagioklasu. Projevy takto rozsáhlé přeměny lze snad přisoudit vlivu velmi blízké intruze říčanského granitu.

Na základě minerální asociace (nepřítomnost albitu, často zachovalá bazická jádra vyrostlic plagioklasu nebo alespoň plagioklasy střední bazicity, běžná přítomnost metamorfních amfibolů s vysokými obsahy Al_2O_3, ale jen lokální výskyt aktinolitu, minimální rozsah chloritizace amfibolu, nepatrné množství epidotu, akcesorický nebo žádný výskyt prehnitu), lze píkové podmínky slabé metamorfní rekrystalizace řadit k amfibolitové facii (příp. k facii amfibolických rohovců). Vznik minerálů indikujících nižší teploty zřejmě odpovídá až výrazně mladšímu stadiu. S podmínkami amfibolitové facie teplotně korespondují i projeve krystaloplastické deformace, pozorované u plagioklasu a křemene (shrnutí projevů deformace jednotlivých horninotvorných minerálů např. viz Passchier a Trouw 2005).

7 STUDIUM MAGNETICKÝCH VLASTNOSTÍ

7.1 Magnetická anizotropie

Za účelem identifikace orientace a intenzity mezoskopických staveb (magmatické foliace a lineace) ve vybraném tělese gabrového porfyru na lokalitě Senohraby byla aplikována metoda anizotropie magnetické susceptibility (AMS).

7.1.1 Teoretické základy metody AMS

Metoda anizotropie magnetické susceptibility (AMS) slouží k identifikaci a kvantifikaci vnitřních staveb horniny (např. Bouchez et al., 1997; Tarling and Hrouda, 1993). V případě magmatických hornin je obvykle možné na základě jejich orientace, charakteru a intenzity rekonstruovat například procesy vmístění, orientaci a kinematiku magmatického toku, regionální napěťové aspekty během magmatické krystalizace (Knight and Waker, 1988; Tarling and Hrouda, 1993; Bouchez et al., 1997).

Magnetická susceptibilita (κ) popisuje závislost magnetizace horniny (M) na intenzitě vnějšího magnetického pole (H), tato závislost je vyjádřena vztahem $M = \kappa \times H$.

Na základě velikosti magnetické susceptibility lze běžné horninotvorné minerály rozdělit na tři základní skupiny: (i) diamagnetické, (ii) paramagnetické a (iii) ferromagnetické (Bouchez et al., 1997). Mezi diamagnetické minerály, mající záporné hodnoty κ, je řazen například křemen či živce, dále opál, halit nebo kalcit. Paramagnetické minerály mají kladnou magnetickou susceptibilitu řádově v rozsahu 10^{-4}–10^{-2} (SI). Její hodnoty vykazují nepřímou úměrnost s teplotou a nejsou závislé na vnějším magnetickém poli. Paramagnetické vlastnosti vykazují zejména mafické silikáty jako například amfiboly, pyroxeny, olivín, dále také slídy, chlorit nebo dolomit. Ferromagnetické minerály tvoří skupinu s vysokými kladnými hodnotami magnetické susceptibility v řádech až 10^5 (SI). Magnetická susceptibilita těchto minerálů se složitým způsobem mění v závislosti na intenzitě magnetického pole a na teplotě. Podle uspořádání domén se ferromagnetické minerály dělí na (i) ferrimagnetické (magnetit, titanomagnetit a monoklinický pyrhotin), (ii) antiferromagnetické (hematit, hexagonální pyrhotin) a (iii) ferromagnetické s.s. (např. ocel). Celková susceptibilita horniny je pak dána příspěvkem minerálů paramagnetických a feromagnetických minerálů (Tarling and Hrouda, 1993).

Hodnota susceptibility závisí nejen na intenzitě magnetického pole a míře magnetizace, ale také na směru (orientaci) těchto dvou veličin. Magnetická susceptibilita je tedy anizotropní a matematicky jí lze popsat tzv. tenzorem susceptibility. Přehledněji lze tento tenzor znázornit geometricky pomocí tzv. elipsoidu susceptibility, jehož osy K_1, K_2 a K_3 ($K_1 > K_2 > K_3$) představují

tzv. hlavní susceptibility a směry těchto os jsou tzv. hlavními směry (Tarling a Hrouda, 1993). Mezi základní parametry metody AMS patří (celkový přehled v Tarling a Hrouda, 1993):

(i) Magnetická lineace (K_1/K_2),

(ii) Magnetická foliace (K_2/K_3)

(iii) Stupeň anizotropie $P = K_1/K_3$ udává intenzitu tvarového přednostního uspořádání horninotvorných minerálů;

(iv) Tvarový parametr $T = (2n_2 - n_1 - n_3)/(n_1 - n_3)$, kde n jsou přirozené logaritmy hodnot K_1, K_2 a K_3, popisuje celkový tvar elipsoidu magnetické susceptibility.

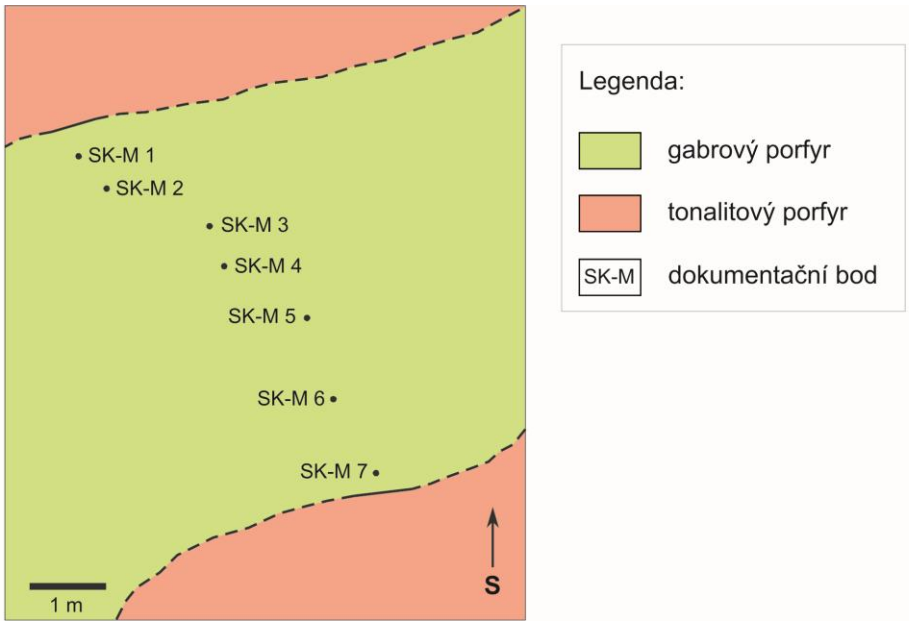
(v) Celková průměrná susceptibilita $K_m = (k_1 + k_2 + k_3)/3$

7.1.2 Výsledky měření anizotropie magnetické susceptibility

V žíle gabrového porfyru na severním konci dálničního zářezu u Senohrab (východní strana, 765 m zsz. od kóty 454 Dubsko) bylo v příčném profilu odebráno sedm orientovaných blokových vzorků (viz obr. 7-1). Z těchto bloků byly následně odvrtány orientované válečky pro analýzu AMS.

Analýzy byly provedeny na přístroji MFK1-FA (pro každý vzorek bylo proměřeno nejméně 8 jednotlivých válečků) v laboratoři magnetické anizotropie na Ústavu geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v Praze. Výsledky byly vyhodnoceny pomocí počítačového programu ANISOFT verze 4.2 (základní informace viz agico.com).

Průměrné hodnoty vybraných parametrů AMS ve studované žíle gabrového porfyru na lokalitě Senohraby zobrazuje tab. 7-1, kompletní data jsou uvedena v příloze C.



Obr. 7-1 Pozice odebraných orientovaných vzorků gabrového porfyru v severním konci dálničního zářezu u Senohrab

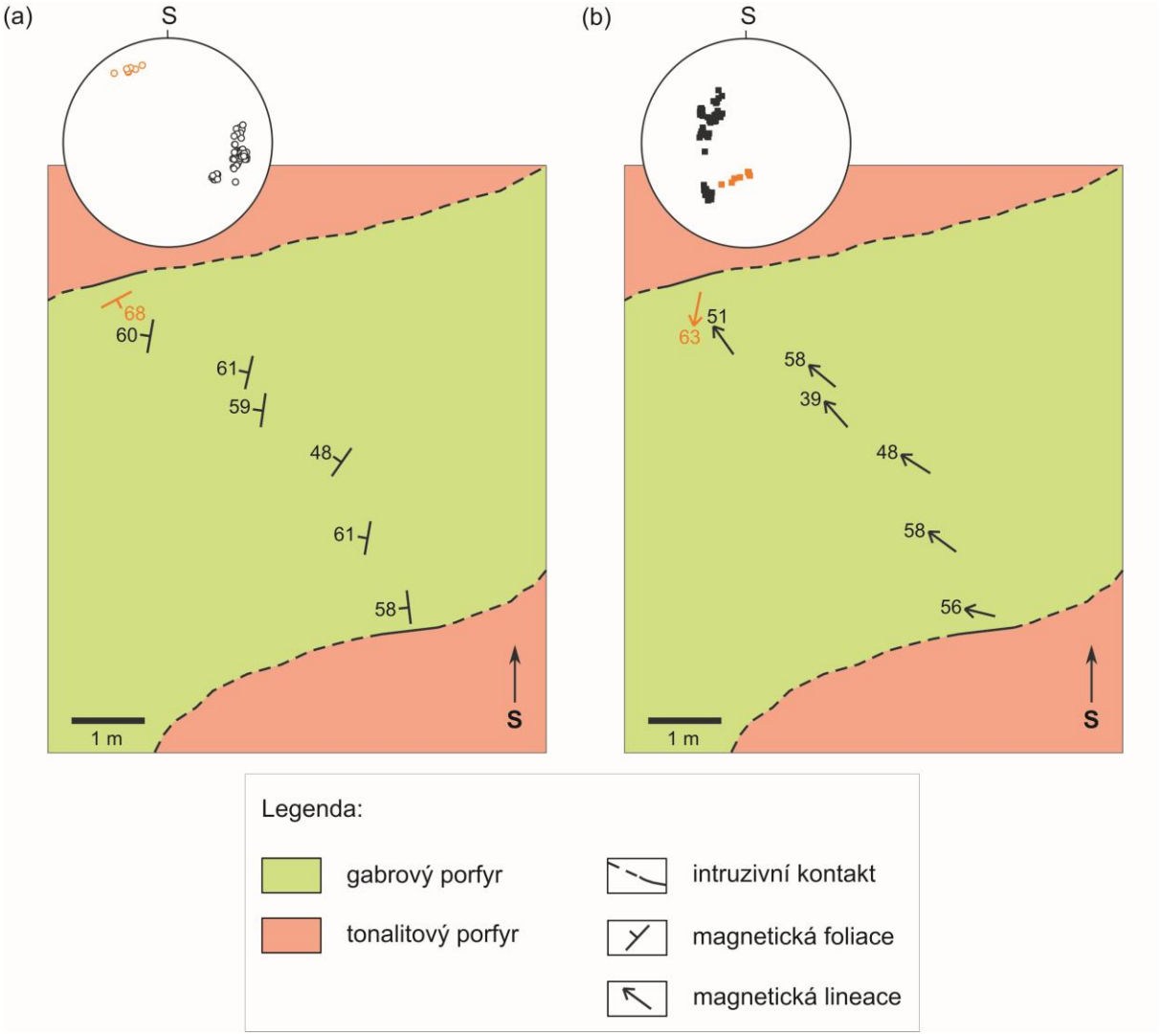
Tab. 7-1 Průměrné hodnoty parametrů anizotropie magnetické susceptibility (P = stupeň anizotropie, T = tvarový parametr, K_m = průměrná susceptibilita)

Vzorek	Magnetická foliace		Magnetická lineace		P	T	K_m
	směr sklonu	úhel sklonu	směr sklonu	úhel sklonu			
SK-M 1	152	68	191	63	1,120	0,528	924×10^{-6}
SK-M 2	280	60	324	51	1,048	0,500	575×10^{-6}
SK-M 3	283	61	309	58	1,059	0,221	568×10^{-6}
SK-M 4	278	59	218	39	1,063	0,584	551×10^{-6}
SK-M 5	305	48	302	48	1,064	0,608	508×10^{-6}
SK-M 6	280	61	306	58	1,055	0,509	499×10^{-6}
SK-M 7	263	58	282	56	1,058	0,138	548×10^{-6}

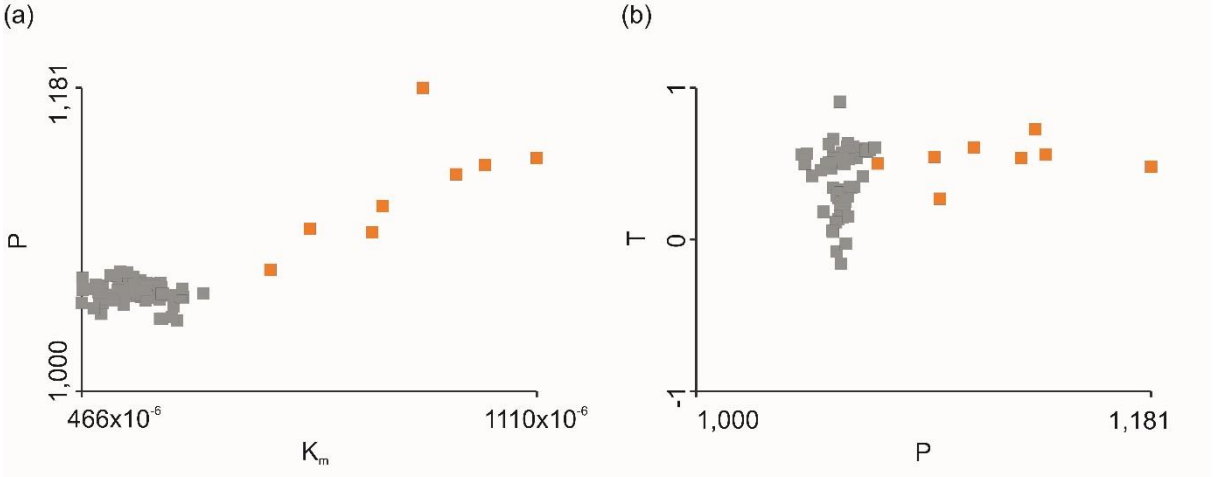
Orientace a parametry vnitřních stavby v tělese gabrového porfyru jsou v rámci jednotlivých míst odběru vzorků relativně homogenní. Plochy magnetické foliace na vzorku SK-M 1 vykazují orientaci subparalelní s intruzivním kontaktem vůči tonalitovému porfyru a upadají pod strmými úhly k JZ (obr. 7-2 a). Na zbývajících vzorcích jsou magnetické foliace vůči intruzivním kontaktům mírně diskordantní, upadají převážně pod strmými úhly k Z až ZSZ (obr. 7-2 a). Odpovídající magnetické lineace jsou u vzorku SK-M 1 orientovány pod středními úhly k JJZ, u ostatních pak pod středními úhly k Z až SZ (obr. 7-2 b).

Hodnoty K_m se pohybují v rozmezí 466×10^{-6} až 1110×10^{-6}. Z toho lze usuzovat, že podstatný vliv na magnetické vlastnosti horniny a její anizotropii mají minerály paramagnetických vlastností. Přesné určení typu minerálních fází a jejich proporcí podílejících se na magnetických vlastnostech horniny bylo provedeno na základě termomagnetické analýzy (kap. 7.2.2).

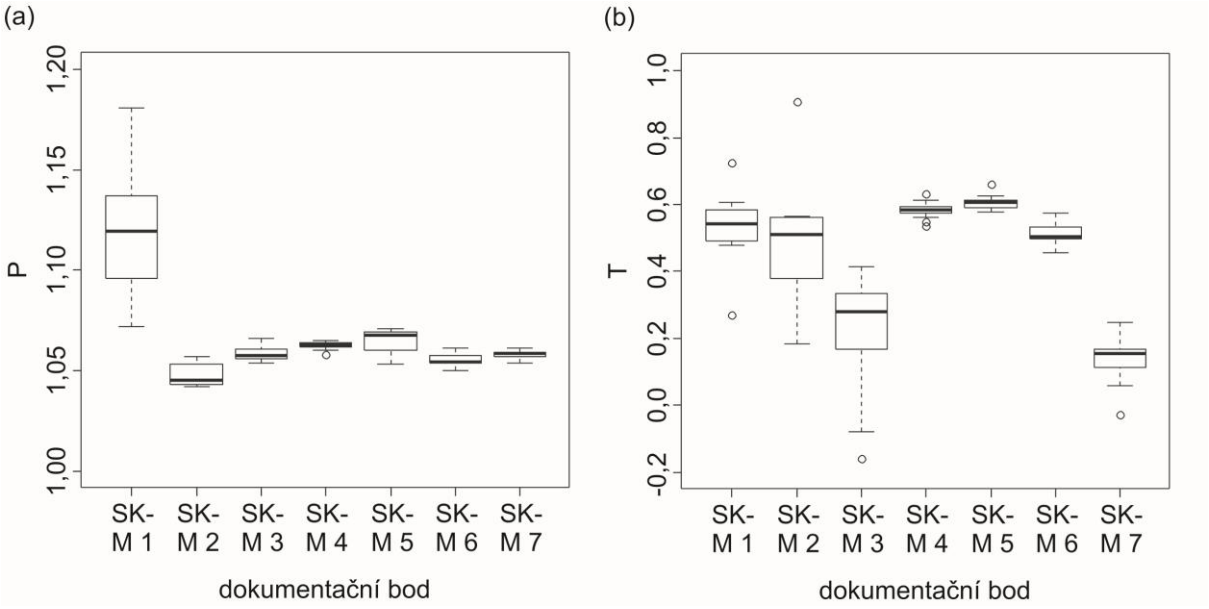
Stupeň magnetické anizotropie (P) je relativně nízký, pohybuje se v rozsahu hodnot 1,042–1,181 (obr. 7-3 a). Nejvyšší hodnoty parametru P (okolo 12 %) vykazuje vzorek SK-M 1 u kontaktu žilného tělesa. U ostatních vzorků jsou hodnoty parametru velmi nízké (mezi 4–8 %), přičemž poněkud vyšší hodnoty vykazují vzorky s lokalizací ve středních částech žilného tělesa (obr. 7-4 a). Tvarový parametr (T) nabývá převážně kladných hodnot v intervalu od -0,161 až 0,908 (tab. 7-1; obr. 7-3 b) bez výraznější závislosti na pozici v žilném tělese (obr. 7-4 b). Tvar magnetického elipsoidu je tak mírně oblátní.



Obr. 7-2 a - schéma magnetické foliace a projekce pólů magnetické foliace na spodní polokouli, b - schéma magnetické lineace a projekce magnetické lineace na spodní polokouli.



Obr. 7-3 a - závislost stupně anizotropie P na průměrné susceptibilitě K_m, b - Jelínkův P-T diagram (P = stupeň anizotropie, T = tvarový parametr). Oranžové symboly znázorňují měření v bodě SK-M 1.



Obr. 7-4 Krabicové diagramy odrážející variabilitu stupně anizotropie (P) a tvarového parametru (T) na jednotlivých odběrových místech napříč žílou gabrového porfyru.

7.2 Výsledky termomagnetické analýzy

Z důvodu identifikace minerálních fází, které se podílejí na magnetických vlastnostech horniny a jejich proporcí byla na vzorku SK-M 3/3-1 analyzována závislost celkové magnetické susceptibility na teplotě. Měření bylo provedeno pomocí přístroje MFK1-FA s teplotní kontrolní jednotkou CS-4 a CS-L na Ústavu geologie a paleontologie Univerzity Karlovy v Praze.

7.2.1 Teorie a princip měření

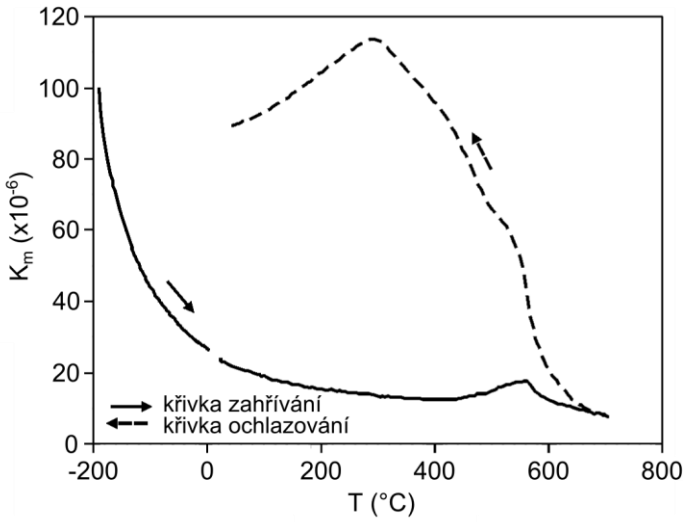
Závislost feromagnetických a paramagnetických minerálů na teplotě je definována Curieovým zákonem, který je vyjádřen vztahem kp = C / T, kde kp je paramagnetická susceptibilita, C konstanta chemického složení horniny a T je absolutní teplota (v kelvinech). V případě paramagnetických minerálů magnetická susceptibilita s nárustem teploty mírně klesá a projevuje se hyperbolickou závislostí měřených veličin. U ferromagnetických minerálů magnetická susceptibilita s nárůstem teploty mírně vzrůstá až k bodu fázového přechodu (tzv. Curieova teplota), po překročení této hranice susceptibilita začíná prudce klesat. Na závislosti celkové magnetické susceptibility horniny s teplotou se podílí kp ferromagnetických i paramagnetických minerálů. Závislost je vyjádřena termomagnetickou křivkou, kterou je možno matematicky rozložit na složky paramagnetické a feromagnetické, a zjistit tak obsah a charakter feromagnetických a paramagnetických minerálů v hornině.

K získání termomagnetické křivky bylo provedeno měření ve dvou krocích. Nejprve byl vzorek zchlazen na teplotu likvidu dusíku (-196 °C) a postupně zahříván k teplotě 4 °C, magnetická

susceptibilita byla při tom měřena přibližně každou minutu. Ve druhém kroku byl vzorek o pokojové teplotě zahříván na teplotu 700 °C a poté postupně zchlazován na 40 °C o rychlosti přibližně 14 °C/min.

7.2.2 Interpretace termomagnetické křivky

Získaná termomagnetická křivka vzorku SK-M 3/3-1 o nízké magnetické susceptibilitě ($k_m = 524 \times 10^{-6}$) ukazuje postupný hyperbolický pokles susceptibility od teploty likvidu dusíku až k teplotě 400 °C (obr. 7-5). Tato vlastnost je charakteristická pro paramagnetické minerály. Výsledky jsou plně v souladu s petrologickým zkoumáním vzorku, který neukázal přítomnost magnetitu.



Obr. 7-5 Termomagnetická křivka vzorku SK-M 3/3-1.

S teplotou nad 400 °C susceptibilita narůstá a dále roste během ochlazování, což může být přisouzeno růstu novotvořeného magnetitu v důsledku dekompozice a oxidace Fe-minerálů s narůstající teplotou. Nově vzniklý magnetit je indikován Curieovou teplotou na křivce zahřívání (náhlý pokles při 580 °C).

8 DISKUZE VÝSLEDKŮ

8.1 Časové zařazení a posloupnost intruzí

Z pozorované situace v terénu i podle starších geologických map je evidentní, že všechny studované žilné horniny jsou relativně mladší než granitoidy sázavského typu a také s nimi sdružené gabrodioritické horniny. Krystalizační stáří sázavského tonalitu až granodioritu bylo určeno jako 349 +/- 12 Ma (Holub et al. 1997b) a nověji 354,1 +/- 3,5 Ma (Janoušek a Gerdes 2003).

V dálničním zářezu u Senohrab se podařilo zjistit vyšší relativní stáří tonalitového porfyru vůči gabrovému porfyru. Rozdíly ve stáří však mohou být poměrně malé a nelze vyloučit, že intruze žil různého složení se v oblasti navzájem časově překrývaly.

Výjimkou je syenitový porfyr, který se svým složením silně odlišuje od převažujících typů žilných hornin a není deformován, jak si povšiml již Krupička (1948). Syenitové porfyry v jiných částech SPK a moldanubika v jeho jižním okolí představují výrazně mladší generaci žilných intruzí, mladší nejen než vápenatoalkalické granitoidy sázavského typu, ale také než draslíkem bohaté granitoidy skupiny HKCA podle Holuba et al. (1997a). Krystalizační stáří melagranitových až syenitových porfyrů v jižních částech oblasti SPK (ty však nejsou identické s ondřejovskými, protože jsou podstatně tmavší a silně hořečnaté) bylo metodou U-Pb na zirkonech stanoveno jako 338 Ma, tj. blízké dolní hranici stáří durbachitických intruzí ultradraselného složení (Holub et al. 2010, 2012).

Podle toho, že vápenatoalkalické žilné horniny srovnatelného složení se studovanými gabrovými až tonalitovými porfyry nebyly nikdy pozorovány v jiných granitoidech SPK než v sázavském a okrajovém typu (srov. Holub), považuji je sice za mladší než samotný sázavský typ, ale starší než plutonická asociace skupiny HKCA (blatenský, červenský, kozárovický a další podobné typy granitoidů). Stáří těchto granitoidů reprezentují datování blatenského granodioritu s výsledkem 346 +/- 10 Ma (Holub et al. 1997b, metoda Pb-Pb na zirkonech) a přesněji 346 +/- 2 Ma (Janoušek et al. 2010, U-Pb datování zirkonu), nebo kozárovického granodioritu s výsledkem 347 +/- 2 Ma (rovněž Janoušek et al. 2010). Studované žíly kromě syenitového porfyru musely tedy intrudovat během časového úseku mezi cca 354 Ma a 346 Ma, jako pravděpodobnější se ale jeví relativně starší část tohoto teoreticky možného rozpětí, navazující na intruze sázavské suity *sensu stricto*, než úsek těsně před intruzemi K-bohatých granitoidních magmat.

8.2 Podmínky krystalizace, deformační a metamorfní postižení intruzí

Na základě mikroskopického studia je zřejmé, že žilné horniny s výjimkou syenitových porfyrů, krystalizovaly za měnících se fyzikálně-chemických podmínek (korodované vyrostlice amfibolu a křemene, značně zonální (i oscilačně) zrna plagioklasu a amfibolu, hojná přítomnost

amfibolových a biotitových inkluzí ve vyrostlicích plagioklasu a zároveň pozorovatelná zrna plagioklasu uvnitř amfibolů, nepravidelné či skvrnité přechody jednotlivých partií barevně zonálních amfibolových zrn svědčící o značně nerovnovážném stavu těchto amfibolů, tvorba modrozelených roztřepených konců pozorovaných okolo některých hnědých amfibolů).

Nápadným znakem těchto žilných hornin je vzácnost až nepřítomnost „suchých" minerálních fází (relikty klinopyroxenu jsou výjimečným jevem, nepochybné pseudomorfózy po pyroxenu jsou spíše ojedinělé) i v nejbazičtějších typech. Namísto toho je typické hojné zastoupení primárního amfibolu v asociaci s plagioklasem vysoké bazicity. Tento fakt nasvědčuje o zvýšeném podílu volatilních komponent (především vody) v tavenině. Vzhledem k tomu, že žilné horniny pronikají převážně metamorfované horniny ondřejovského a choceradského ostrova, které již neobsahují podstatný podíl vody, a zásadně se neliší ani od stejného typu žilných hornin intrudujících diorit náležící k sázavské suitě, musela být tavenina obohacena vodou primárně.

Zvláštním rysem těchto žilných hornin je zaznamenaná deformace pouze s malým narušením původní magmatické struktury. Ve vzorcích nebyla pozorována foliace, ale zůstala zachovalá všesměrná, případně fluidální struktura s různě orientovanými úlomky vyrostlic amfibolu a plagioklasu, které jsou doprovázené plasticky deformovanými zrny plagioklasu a křemene s náznaky statické rekrystalizace. Pro tyto žilné horniny je také charakteristická metamorfní rekrystalizace projevující se přeměnou zejména mafických minerálů. Na základě minerální asociace lze metamorfní přeměnu zařadit k facii amfibolitové či facii amfibolických rohovců. Do teplotního intervalu této facie zapadají i projevy plastické deformace a deformační rekrystalizace plagioklasu a křemene.

Na základě orientace mezoskopických staveb (magmatické foliace definované prostorovou orientací vyrostlic plagioklasu) a staveb magnetických (magnetické foliace a lineace definované paramagnetickými minerálními fázemi) pozorovaných uvnitř žilného tělesa gabrového porfyru na lokalitě Senohraby lze dokumentovat deformační přetisk původní magmatické stavby.

Při sz. intruzivním kontaktu (ve vzorku SK-M 1) byla identifikována magnetická foliace orientovaná pod strmými úhly k JZ (subparalelní orientace s intruzivním kontaktem) a orientace magnetické lineace pod středními úhly k JJZ. Ve vnitřních partiích žíly a i při jv. okraji žíly byla vůči intruzivním kontaktům zjištěna mírně diskordantní magnetická foliace, která upadá pod strmými úhly k Z až ZSZ. Magnetická lineace je v těchto částech žíly orientována pod středními úhly k Z až SZ. Hodnoty parametru P (stupeň magnetické anizotropie) jsou relativně nízké. Ve středových partiích žilného tělesa byly zjištěny hodnoty nepatrně vyšší, nejvyšších hodnot je dosaženo při sz. kontaktu žilného tělesa. Tvarový parametr T ukazuje mírně oblátní tvar magnetického elipsoidu ve všech vzorcích, odebraných v profilu napříč žilným tělesem.

Podle Fémenias et al. (2004) je stavba způsobená magmatickým tokem charakterizována magnetickou foliací subparalelní s intruzivním kontaktem při okrajích žilného tělesa a v centrálních

partiích žíly by měla být stavba prolátního charakteru. Namísto toho jsou uvnitř studované žíly a při jv. kontaktu pozorovány foliace i lineace téměř identické orientace a stavby jsou planární (oblátní tvar magnetického elipsoidu). Tato stavební charakteristika tak dokládá deformační přetisk primární magmatické stavby, která je zachována pouze při sz. inruzivním kontaktu (vzorek SK-M 1).

Pro celou studovanou oblast je charakteristická poměrně silná deformace plutonitů náležících sázavské suitě i studovaných žilných hornin, podstatně silnější než je v jiných částech středočeského plutonického komplexu běžné (např. na Příbramsku). Zároveň se Krupička (1948) zmiňuje, že průměrný stupeň metamorfózy hornin náležících tzv. choceradskému ostrovu je vyšší než u hornin ostatních ostrovů. Z tohoto lze soudit, že metamorfní a deformační projevy se projevují výhradně v této oblasti. Vyvstává tak otázka, co zapříčinilo tento typ metamorfózy a deformace.

Jsou možné tři způsoby vysvětlení. Prvním z nich je vznik metamorfních minerálů ještě během chladnutí z magmatických teplot, čímž ale nelze vysvětlit projevy deformace. Navíc metamorfní a deformační událost postihla jak plutonické horniny sázavské suity, tak i postupně intrudující horninové žíly, které musely pronikat do prostředí již alespoň částečně vychladlého.

Druhou možností je tvorba metamorfních minerálů v důsledku výrazného prohřátí nad mladší, neznámou magmatickou intruzí, která dosud nebyla denudací nikde odkryta. Na základě studia Mottlové (1971) a Tomka (1976) byla rozsáhlá negativní tíhová anomálie mezi Říčany a Kutnou Horou vysvětlována přítomností neodkrytého plutonického tělesa, podle Tomka (1976) zvaná „říčansko-kutnohorský batolit“. Toto hypotetické těleso však nezasahuje až pod zájmovou oblast a stěží by tak mohlo vyvolat metamorfní změnu celé oblasti. Navíc, v nadloží mladší intruze, podestýlající celou studovanou oblast, by kontaktní metamorfóza postihla všechny horniny. Krystalizující intruzivní horniny uvolňují značné množství vodou bohatých fluid, které by podstatně ovlivnily všechny horniny oblasti a vedly by k intenzivním alteračním procesům (albitizace, epidotizace, aktinolitizace, chloritizace), než které jsou pozorovány ve studovaných vzorcích. Problémem je také významná deformace, která je pro takové podmínky spíše neobvyklá.

Jako třetí možnost se jeví exhumace horkých horninových komplexů moldanubika. Exhumace horkého moldanubika, pod středními úhly vysouvaného z hlubších zón v podloží SPK analogicky jako v oblastech položených jižněji (viz Žák et al. 2012), může být příčinou jak deformace, tak prohřátí již hotové východní části magmatického komplexu sázavské suity. Protože exhumující se moldanubické horniny jsou produkty vysokého stupně metamorfózy, jsou do značné míry dehydratované a přítomná voda je vázaná jako $(OH)^-$ na stabilní minerály - biotit, v hojných metabazitech hlavně amfibol. Moldanubické metamorfity při svém chladnutí proto nemohou uvolňovat vodou bohatá fluida v takové míře, jako tuhnoucí magmatická intruze, i když během dekomprese prodělávaly migmatitizaci a obsahovaly podružné objemy tavenin. Představa není v rozporu s předpokládanou a ověřenou časovou posloupností událostí v oblasti SPK (354 Ma -

intruze a krystalizace sázavského granodioritu až tonalitu (Janoušek a Gerdes 2003), 346 Ma - intruze blatenské suity (Holub et al. 1997b, Janoušek et al. 2010). Představu dále může podpořit i deformační přetisk magmatické stavby zjištěný magnetickou anizotropií v gabrovém porfyru u Senohrab, který v rámci tohoto žilného tělesa nasvědčuje o zkrácení přibližně V-Z směru.

Směrem k severu lze v rámci studované oblasti zaznamenat vyznívání intenzity a metamorfózy. V těchto horninách se spíše projevují alterační procesy pravděpodobně spjaté s intruzí říčanského granitu. Na lokalitě Třemblat je u afanitické horniny SK 34 pozorována slabší epidotizace vyrostlic plagioklasu i zrn plagioklasu v základní hmotě a u granodioritového porfyru rozsáhlá biotitizace a přeměna všech amfibolových zrn na agregáty biotitu. Podstatně vyšší projevy alterace vykazuje vzorek gabrového porfyru SK 39, jenž byl odebrán v těsné blízkosti říčanského granitu (rozsáhlá epidotizace a sericitizace, aktinolitizace, hojné zastoupení metamorfního amfibolu).

8.3 Chemismus amfibolů gabrových až tonalitových porfyrů a jejich paralela s amfiboly vybraných plutonitů SPK

Amfibol představuje nejpodstatněji zastoupený typ mafických minerálů (primární biotit je omezen pouze na základní hmotu, apatit a rudní minerály jsou zastoupeny jen akcesoricky) a jeví mimořádnou rozmanitost. Tato různorodost je dána přítomností několika typů magmatických amfibolů (hnědé amfiboly se zelenými okraji, zelené zonální amfiboly), jejichž následná přeměna patrně vede ke k vývoji různých druhů pseudomorfóz. Druhová rozmanitost amfibolu je však typická pouze pro horniny studované oblasti, jak žilné tak plutonické (např. Krupička (1948) zmiňuje přítomnost „uralitu“ v menším gabrovém tělese poblíž Lensedel v těsné blízkosti dálničního zářezu D1 a přítomnost barevně zonálních amfibolů v bazických plutonitech celé zájmové oblasti). V plutonitech sázavské skupiny i v žilných horninách intrudující tyto plutonity mimo zájmovou oblast jsou popisovány pouze barevně zonální amfiboly a další variety amfibolů nejsou zmiňovány.

Z mikroskopického hlediska je část barevně zonálních amfibolů kvarcdioritových až tonalitových porfyrů (amfibolové vyrostlice s jednoduchou oscilační zonálností a kontinuálním přechodem mezi jednotlivými zónami) podobná amfibolům pozorovaným v peceradském gabru i sázavském tonalitu (pro srovnání bylo zhlédnuto několik výbrusů uložených v Ústavu petrologie a strukturní geologie Univerzity Karlovy).

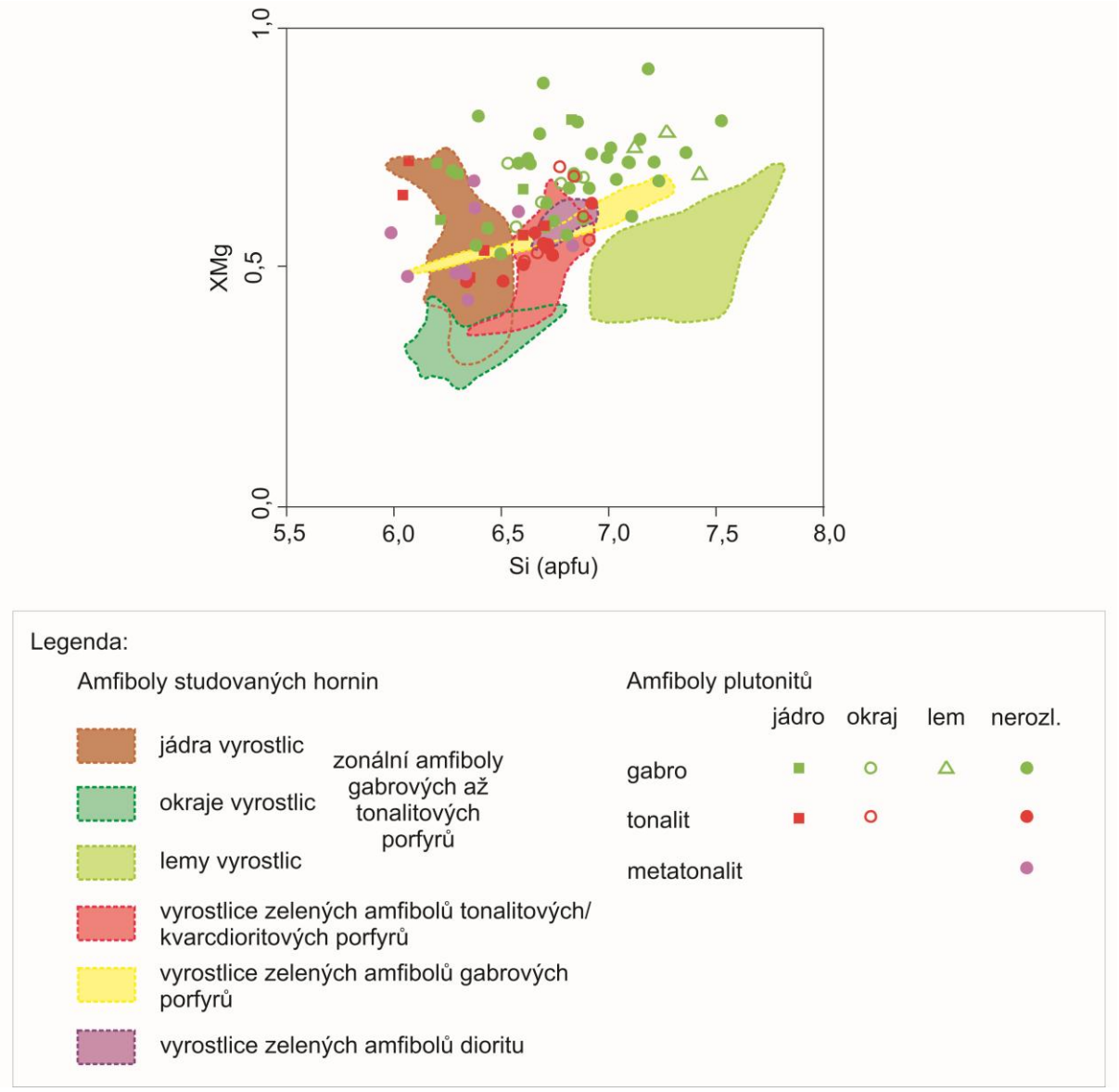
Detailním studiem chemismu zonálních amfibolů hornin náležících ke středočeskému plutonickému komplexu (SPK) se zabýval Ulrych (1985). Autor si mimo jiné povšiml analogických trendů vývoje chemismu zonálních amfibolů v gabrových až tonalitových horninách SPK. Další publikací, která se zabývá zonálními amfiboly je dílo Ulrycha (1975) popisující amfiboly peceradského gabra. Autor v obou těchto pracích na základě mikroskopických pozorování (kontinuální a neostrý přechod jednotlivých zón) a zejména variací chemismu jednotlivých zón

amfibolových zrn (plynulý růst či pokles jednotlivých prvků) vysvětluje vznik zonálnosti postupnou krystalizací za klesající teploty a tlaku.

V případě amfibolů studovaných v této práci, lze na základě mikroskopického pozorování a variací chemismu zonálních vyrostlic tvořených hnědým jádrem a modrozeleným okrajem konstatovat, že vznik této zonálnosti nasvědčuje spíše interakci primárního hnědého amfibolu s reziduální taveninou a případně ranými fluidy (modrozelený amfibol běžně atakuje vnitřní hnědé partie a žilkovitě je nahrazuje), než že by mohlo jít o klidnou postupnou krystalizaci z magmatu za klesajících p-T podmínek.

Prvky obsažené v jednotlivých partiích zonálních vyrostlic studovaných amfibolů částečně zobrazují obdobné variace, které popisuje Ulrych (1975, 1985). V případě amfibolů studovaných žilných hornin však okrajové partie hnědých jader obsahují v rámci jednotlivých zrn mírně zvýšený obsah Al a alkálií, podstatně snížené množství Ti a jeví pokles XMg. Rovněž sytě zelené okraje některých vyrostlic zelených amfibolů vykazují tento trend. Lemy těchto vyrostlic pak mají téměř identické, nikoli silně snížené množství Ti jako amfiboly okrajů, obsah Al a alkálií u nich klesá a XMg roste, hodnoty jsou však v průměru nižší než v plutonitech. Zároveň lemy okolo těchto zonálních vyrostlic jsou tvořeny převážně magnesiohornblendem, aktinolit se vyskytuje jen v malé míře, kdežto u amfibolů plutonitů je pro tuto zónu běžný aktinolit. Ulrych popisuje i mírné snížení obsahu Al v amfibolech základní hmoty. Ve studovaných vzorcích lze však pozorovat některé amfiboly základní hmoty s mírně zvýšeným množstvím Al proti vyrostlicím v těchže vzorcích.

Při porovnání chemického složení vyrostlic zonálních amfibolů s obdobnými amfiboly analyzovanými v plutonitech sázavské suity a s nimi sdruženými bazickými tělesy jsou amfiboly plutonitů celkově hořečnatější (viz obr. obr. 8-1). Chemismus amfibolů dioritu z Marjánky je obdobný amfibolům sázavského tonalitu. Rovněž hornina z lokality Skalka u Kostelních Střimelic, označovaná Vránou a Chábem (1981) jako metatonalit, obsahuje ve skutečnosti amfiboly chemicky identické s amfiboly sázavského tonalitu až granodioritu i dioritu z Marjánky (obr. 8-1). Netýká se to ale cummingtonitu, který nebyl zatím jinde zjištěn a Vrána a Cháb (1981) ho na lokalitě Skalka interpretují jako výsledek nejmladší fáze metamorfního procesu.



Obr. 8-1. Diagram Si vs. XMg ilustrující složení amfibolů studovaných žilných hornin a plutonitů sázavské suity včetně sdružených bazických těles. Analýzy byly převzaty z prací Janoušek et al. (2004), Vejnar (1975), Vrána a Cháb (1981), Ulrych (1975, 1978), Fiala et el. (1975), Poubová (1971, 1974) a Lang et al. (1978).

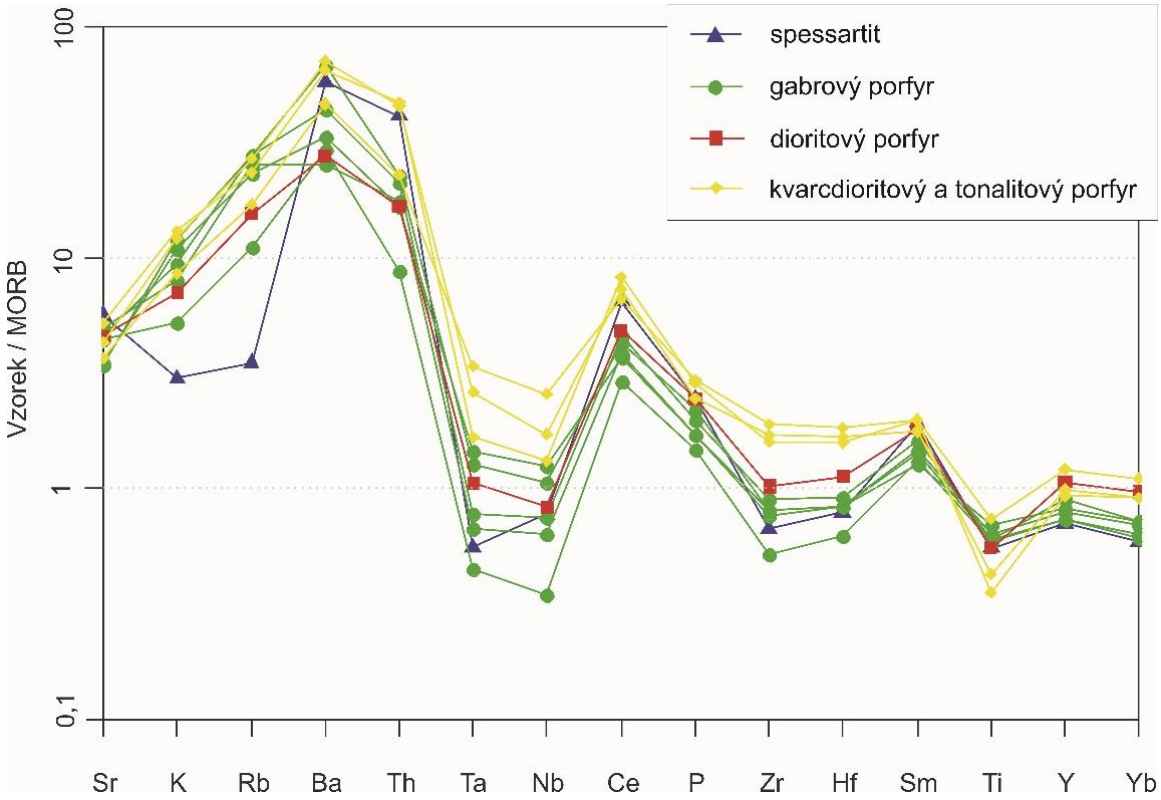
Vysvětlivky k amfibolům plutonitů: jádro, okraj a lem - partie zonálních vyrostlic; nerozl. - analýzy, u kterých nebyla uvedena pozice v rámci zrna; tonalit - tonalitické až kvarcdioritové horniny sázavské intruze; gabro - tělesa gaber, gabrodioritů a dioritů asociovaných se sázavskám tonalitem; metatonalit - hornina tonalitového složení z publikace Vrána a Cháb (1981).

8.4 Interpretace geochemického charakteru žilných hornin (kromě syenitového porfyru) a jejich paralela s plutonity sázavské suity

Analyzované žilné horniny, zahrnují složení od gabrového až po tonalitové a doplněné spessartitem, jsou subalkalického metaluminického charakteru a převážně odpovídají vápenato-alkalické sérii nebo přechodu mezi vápenato-alkalickou a tholeiitickou sérií (viz kapitola 5).

Všechny základní charakteristiky chemického složení těchto žilných hornin jsou v souladu se vznikem výchozích magmat v suprasubdukčním prostředí, stejně jako je tomu u většiny granitoidů a mafických hornin středočeského plutonického komplexu.

Lepší vypovídací schopnost však mají stopové prvky, které mohou nejen typ prostředí vzniku magmat dokazovat, ale také do značné míry kvantifikovat míru této afinity. Lze použít jak vybrané klasické a osvědčené diskriminační diagramy, tak multiprvkové diagramy („spidergramy"), ukazující některé prvkové vztahy a vazby mezi různými vzorky mnohem detailněji a zároveň komplexněji.



Obr. 8-2. Multiprvkový diagram („spidergram"), znázorňující obsahy vybraných stopových prvků ve studovaných horninách po normalizaci typickým složením bazaltů středooceánských hřbetů (NMORB). Použity jsou normalizační hodnoty podle Pearce (1983).

Důležitým příkladem je multiprvkový diagram podle Pearce (1983), s normalizací vybraných stopových a některých minoritních prvků na složení NMORB (obr. 8-2). Výrazné nabohacení prvků skupiny LILE (velkých kationtů s malým iontovým potenciálem), konkrétně pro plášťové tavení nejsilněji inkompatibilní Rb, Ba a spolu s nimi navíc Th, kontrastující s nápadným minimem v přilehlé oblasti silně inkompatibilních prvků skupiny HFS (malých kationtů s velkým iontovým potenciálem), tj. normalizovaných obsahů Th a Nb. je klasickým a dosud nikdy vážně nezpochybněným znakem sepětí vzniku mafického (případně i intermediálního) magmatu se suprasubdukčním prostředím. Vysoké poměry LILE/HFSE indikují obohacení fluidy uvolněnými ze subdukované desky.

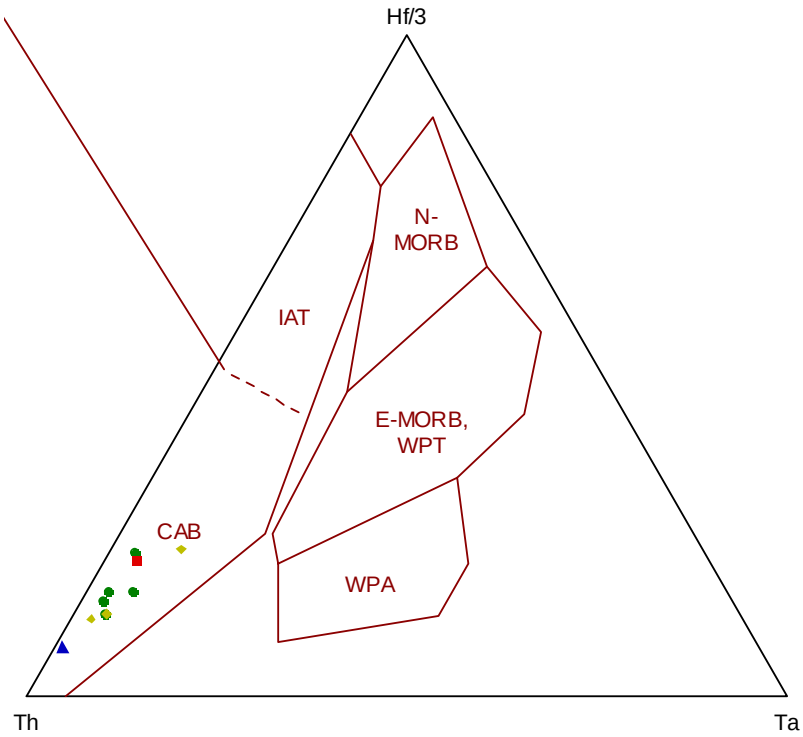
Umírněný typ této křivky sice mohou vykazovat mnohá magmata, pocházející např. litosférického pláště ovlivněného nikoli bezprostředně, ale ve své dlouhodobé historii subdukčními procesy (např. Condie 1997), ale míra disproporce mezi koncentracemi obou definovaných prvkových skupin pro studované žilné horniny (obr. 8-2) je pro takové spekulace příliš vysoká a předčí mnohé recentní příklady s nezpochybnitelnou přímou vazbou mezi subdukcí a magmatismem.

Zajímavostí na obr. 8-2 je obdobný průběh křivek i pro tonalitové porfyry, které však mají hladinu většiny zobrazených prvků, zejména ale normalizovaných obsahů Ta, Nb, ale také Ce, P. Zr, Hf nejvyšší nebo téměř nejvyšší. Výjimkou jsou pouze koncentrace Ti, které jsou ve dvou ze tří tonalitových porfyrů nejnižší z celého souboru dat.

Z jednoduchých prvkových poměrů, indikujících míru afinity k suprasubdukčnímu prostředí, je určitě nejvýznamější poměr Th/Ta (případně Th/(Nb/17). V gabrových porfyrech studovaných lokalit hodnota Th/Ta kolísá v rozpětí 12,7–30,1 (viz tab. 5-3), v tonalitových porfyrech 7,5–31,4, ve spessartitu dosahuje extrémní hodnoty 82,3.

Gabrové až tonalitové porfyry svým chemickým složením představují paralelu k plutonické asociaci gabra (gabrodiority) - tonality až granodiority sázavského typu SPK (srov. např. Janoušek et al. 2000, 2004, Vejnar 1975, Knotek 1975), lépe však odpovídají složení výchozích magmat, protože nezahrnují kumuláty. Publikovaných dat s těmito prvky z plutonitů SPK je zatím minimum, ale analýzy z archivu F. Holuba ukazují blízké hodnoty Th/Ta (srovnatelné nebo jen mírně nižší proti studovaným žilám) i pro bazické horniny a také tonality až granodiority sázavské suity.

Vysoké obsahy Th v kontrastu s nízkými obsahy Ta (resp. Nb/117) mají zásadní význam pro výsledek tektonomagmatické diskriminace v diagramech podle Wood (1980). Tyto diagramy jsou založené na vzájemných poměrech prvků Th-Ta-Hf, Th-Nb-Hf a Th-Nb-Zr a všechny analýzy spadají do pole vápenatoalkalických bazaltů magmatických oblouků (obr. 8-3).



Obr. 8-3. Trojúhelníkový diskriminační diagram podle Wood et al (1980) pro řešení tektonomagmatické pozce mafických vulkanických hornin, založený na poměrech Th, Ta a Hf/3. Identické výsledky dávají i obdobné diagramy se Zr/117 místo Hf/3 nebo Nb/16 namísto Ta.
Vysvětlivky: CAB – vápenatoalkalické bazalty magnatických oblouků, IAT – tholeiity ostrovních oblouků, N-MORB – normální bazalty středooceánských hřbetů, E-MORB, WPT – obohacené bazalty středooceánských hřbetů a vnitrodeskové bazalty, WPA – vnitrodeskové alkalické vulkanity.

8.5 Vývoj magmat

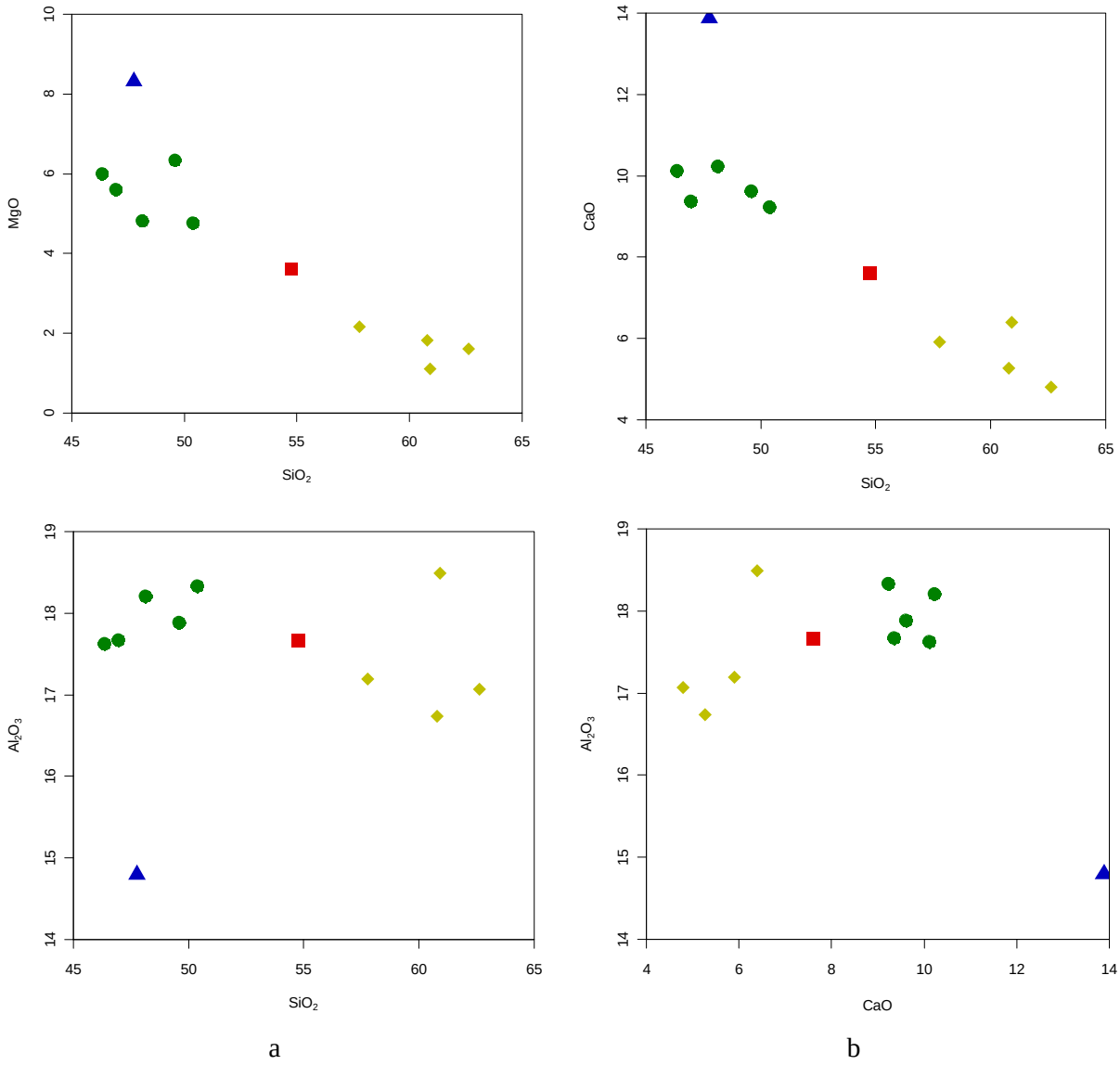
Variace chemického složení studovaných žilných hornin se při povrchním pohledu moho zdát jednoduché, vysvětlitelné jednoduchými genetickými principy, Ve skutečnosti ale jsou značně komplikované a některé petrogenetické vazby lze vyloučit, přičemž je ale celkových dat horninového chemismu pro podrobné interpretace vývoje dílčích porcí magmat nedostatek.

Postavení spessartitu vzhledem k vývojovým trendům chemického složení gabrových porfyrů (obr. 8-4) je natolik kontrastní, že spessartit je nutné považovat za zcela samostatnou porci mafického, proti gabrovým porfyrům navíc výrazně primitivnějšího složení (hořečnatost, vyšší obsahy Cr a Ni) se zcela samostatným magmatickým vývojem.

Jelikož gabrové porfyry jsou chudé Cr a Ni, nejedná se o horniny primitivního složení, ale o horniny již do značné míry vyvinutého bazaltického složení.

Variace obsahů některých prvků a tendence k lineárním nebo mírně prohnutým trendům v některých variačních diagramech (obr. 8-4) by se mohly zdát nasvědčovat frakcionaci

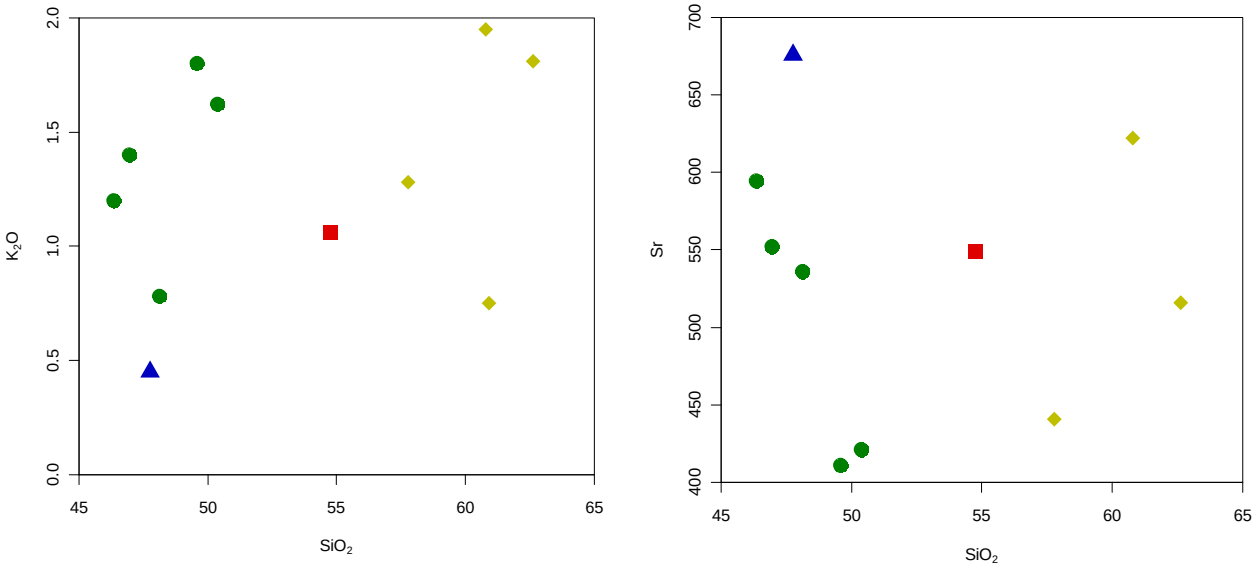
(krystalizační diferenciaci) magmat gabrových porfyrů až po složení porfyrů tonalitových, případně významné roli mísení magmat (bazického a acidního) při genezi navzájem sblížených členů z vnitřních částí této řady. Janoušek et al. (2004) předpokládá významnou roli hybridizace (mísení magmat) při genezi sázavského tonalitu až granodioritu.



a b

Obr. 8-4. Příklady variačních diagramů, které jasně ukazují samostatné postavení spessartitu, ale nevylučují těsné genetické vztahy gabrových a tonalitových porfyrů, které by mohly být spjaté frakcionačními procesy, případně mísením magmat.

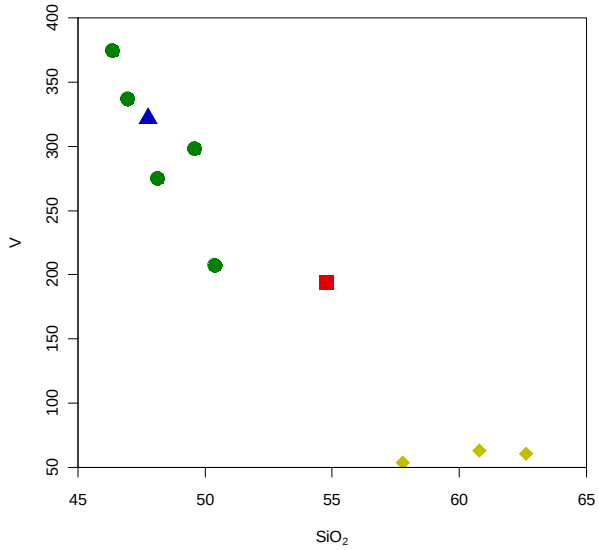
Problematické jak pro frakcionaci, tak i mísení magmat, jsou ale např. obsahy K_2O, Rb a Sr, jejichž variace jsou chaotické (obr. 8-5).



a b

Obr. 8-5. Variační diagramy a) SiO_2 versus K_2O (hmot. %) a b) SiO_2 (hmot. %) versus Sr (ppm), ukazující nesystematické variace a jsoucí v nesouladu s možnostmi frakcionace či magmatického mísení ve vztazích mezi složením gabrových a tonalitových porfyrů.

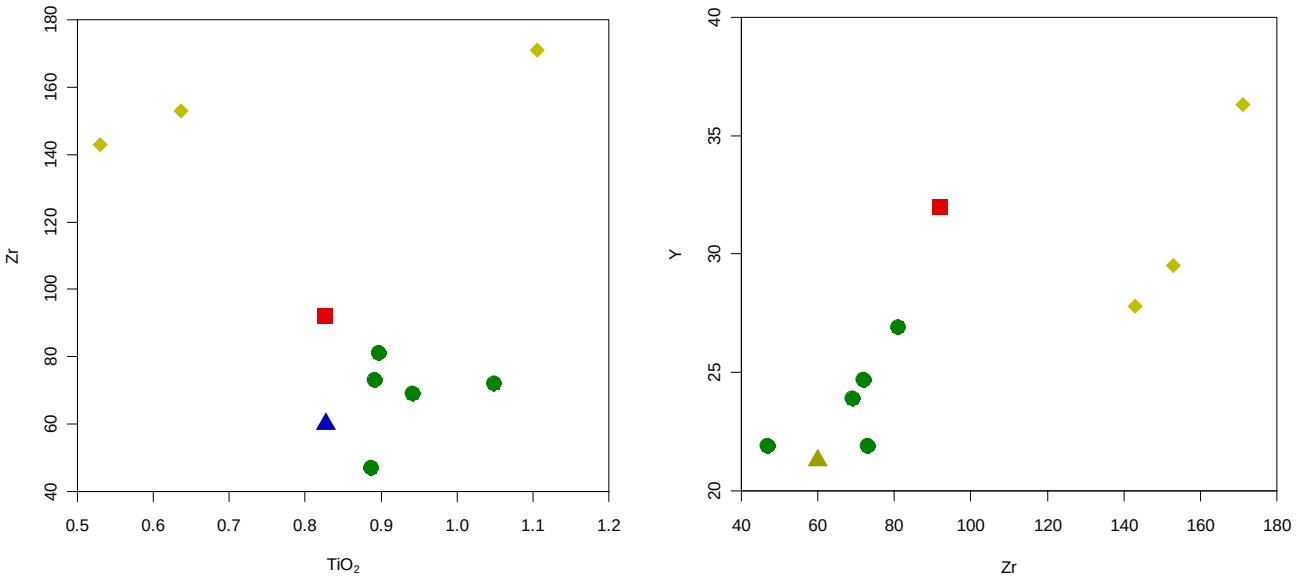
Tonalitové porfyry mají oproti gabrovým porfyrům až 3–5x snížené obsahy vanadu (obr. 8-6), ale možnost uplatnění frakcionace magnetitu je krajně nepravděpodobná vzhledem k jeho nepřítomnosti ve všech studovaných žilách.



Obr. 8-6. Variační diagram SiO_2 (hmot. %) versus obsah V (ppm). Přestože teoreticky by se mohlo jednat o výsledek frakcionace určitého podílu magnetitu, žádný magnetit nebyl v zúčastněných vzorcích zjištěn.

Na obr. 8-7 jsou znázorněny příklady variačních diagramů TiO_2 (hmot. %) versus Zr (ppm) a) Zr (ppm) versus Y (ppm), které svou podstatou vůbec nepřipouštějí jakoukoli možnost přímého

genetického sepětí dílčí skupiny gabrových (až po dioritový) porfyrů a porfyrů tonalitových, jejichž trend je samostatný a diskordantní.



a b

Obr. 8-7. Variační diagramy a) TiO_2 (hmot. %) versus Zr (ppm), b) Zr (ppm) versus Y (ppm), dokazující samostatnost skupiny gabroových a tonalitových porfyrů, které nejeví čádnou návaznost na vývoj bazických typů magmat.

Obě základní skupiny vápenatoalkalických žilných hornin studovaného území vznikly samostatně, z odchylných zdrojových hornin a jejich magmata se frakcionačně vyvíjela bez přímé interakce se zástupci druhé skupiny. Mísení magmat, pokud se uplatnilo, mohlo sehrát nějakou roli pouze v rámci každé skupiny zvlášť.

9 ZÁVĚRY

V této diplomové práci byla studována část rozsáhlého žilného roje asociovaného s plutonity sázavské suity a intrudující rovněž metamorfované horniny ostrovní zóny (ondřejovský a choceradský metamorfovaný ostrov).

Převažujícím typem jsou gabrové až tonalitové porfyry, ojediněle se vyskytují porfyry syenitové a také lamprofyry. Jelikož gabrové až tonalitové porfyry pronikají nejen do metamorfitů ostrovní zóny, ale také do granitoidů sázavského typu, musí být vůči nim mladší. Syenitové porfyry představují samostatnou horninovou skupinu, která je podle nedostatku projevů deformace a také podle analogie s jinými částmi SPK výrazně mladší než gabrové až tonalitové porfyry.

Gabrové až tonalitové porfyry mají typické geochemické znaky magmat vzniklých v suprasubdukčním prostředí (zejména vysoké poměry LILE/HFSE, velmi vysoký Th/Ta) a svým chemickým složením představují pararelu k plutonické asociaci gaber/gabrodioritů až tonalitů/granodioritů sázavského typu SPK.

Pro celou oblast je charakteristická relativně silná deformace plutonitů sázavského typu i studovaných žilných hornin, podstatně silnější než je v jiných částech SPK běžné. Deformace musí být starší než intruze říčanského granitu v severním sousedství studované oblasti.

Spolu s deformací se projevují i znaky částečné metamorfní rekrystalizace, pozorovatelné zejména na vzniku postmagmatických amfibolů a místy i pokročilé biotitizaci magmatických mafitů. Podmínky této částečné metamorfní rekrystalizace byly teplotně vyšší než facie zelených břidlic a odpovídaly teplotám facie amfibolitové či facie amfibolických rohovců. S tímto teplotě korespondují i projevy plastické deformace a deformační rekrystalizace pozorované na vyrostlicích křemene a plagioklasu.

Deformační a metamorfní projevy v magmatických horninách studované oblasti (žilných i plutonických, ale kromě syenitových porfyrů) jsou partně spjaty s exhumací přilehlého moldanubika. Žilné horniny vyskytující se na sz. studované oblasti vykazují známky alteračních procesů, které mohly smazat projevy případné deformace. Tyto projevy alterace lze připsat intruzi říčanského granitu.

Velká část studia byla věnována amfibolům, které vykazují značnou druhovou rozmanitost. Na základě mikroskopického pozorování a detailního studia chemického složení jednotlivých druhů amfibolů byla sestavena krystalizační sukcese se dvěma vývojovými trendy a třemi fázemi, které zahrnují stádium (i) magmatické, (ii) subsolidové s prvními projevy rekrystalizačních pochodů a (iii) postmagmatické/metamorfní s četnými znaky rekrystalizace. Aplikováním metody amfibolové termobarometrie byly oběma trendům přiřazeny přibližné teplotě-tlakové podmínky (pro první vývojový trend ~900°C a ~3,5 kbar, pro druhý vývojový trend ~800°C ~1,5 kbar).

Seznam použité literatury

Altenberger, U., Oberhänsli, R., Stein, E., Moghni, M. (2001): Geochemistry, tectonic setting and geodynamic significance of late orogenic dikes in the Melibocus Massif, Bergsträsser Odenwald. Mineralogy and Petrology, 72: 209–228.

Arculus, R. J. (2003): Use and abuse of the terms calcalkaline and calcalkalic. Journal of Petrology, 44: 929–935.

Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, Ch., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti., S., Pan, Y., Pasero, M. (2006): Recommended nomenclature of epidote-group minerals. European Journal of Mineralogy, 18: 551–567.

Boynton, W. V. (1984): Chapter 3. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Henderson P. (ed.), Rare Earth Element Geochemistry, pp. 115−152. Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam.

Deeer,W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1997): Rock Forming Minerals, Vol. 2B, Double-Chain Silicates, 2nd Edition. The Geological Society, London, 764 pp.

Fagan, T. J., Day, H. W. (1997): Formation of amphibole after clinopyroxene by dehydration reactions: Implications for pseudomorphic replacement and mass fluxes. Geology, 25/5: 395–398.

Fémenias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D. (2004): Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). Journal of Structural Geology, 26: 1401–1418.

Fiala J., Ulrych J., Lang M., Pivec E. (1975): Koexistence hlavních minerálů peceradského gabra. - In: Palivcová M. et al., Peceradské gabro - příklad tělesa appinitické série ve středočeském plutonu, 141–60. Studie ČSAV č. 12.

Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Varscides: Tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Varicsan Belt (W. Franke, V. Haak, O. Oncken, and D. Tanner, Eds.), Geological Society London Special Publications, 179: 35–61.

Franke, W. (2006): The Variscan orogen in Central Europe: construction and col-lapse. In: Gee D. G., Stephenson R. A. (eds.) European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32: 333–343.

Dallmeyer, R. D, Franke, W., Weber K. (1995): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer, Berlin Heidelberg, 604 pp.

Hammarstrom, J. M., Zen, E. (1986): Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 71: 1297–1313.

Hey, M. H. (1954): A new review of the chlorites. The Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society. 224/XXX: 277–292.

Holub, F. V. (1991): Příspěvek k petrochemii středočeského plutonu. In: Souček, J. (Ed.): Horniny ve vědách o Zemi, 117–140. Univerzita Karlova, Praha.

Holub, F. V. (1999): Geochemistry and significance of dyke swarms in the Central Bohemian Plutonic Complex. Geolines 8: 28.

Holub, F. V. (2007): Žilné roje v oblasti středočeského plutonického komplexu: látkové variace a vztahy k plutonitům. 3. sjezd České geologické společnosti, Volary 19.–22.září 2007.

Holub, F. V., Studená, M., Vosk, M. (2006): Diabasy a „gabrové porfyrity“ ve středočeském plutonickém komplexu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2006, 127–129.

Holub, F. V., Lantora, M. (1999): Žilné horniny v podzemním zásobníku plynu Příbram. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1998, 133–135.

Holub, F. V. (2005): Draselné a ultradraselné horniny v rámci tělesa tzv. benešovského typu granitoidů ve středočeském plutonickém komplexu. Zprávy o geologických výzkumech v R. 2004, 99–100.

Holub, F. V., Machart, J., Manová, M. (1997a): The Central Bohemian Plutonic Complex: Geology, chemical composition and genetic interpretation. Sborník geologických věd, Ložisková geologie, mineralogie, LG 31: 27–50.

Holub, F. V., Cocherie, A., Rossi, P. (1997b): 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. Comptes Rendu Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planétes, Earth and Planetary Sciences, 325: 19–26.

Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H., Sisson, V. B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, 72: 231–239.

Chlupáč, I. (1998): The metamorphic Paleozoic of the „Islet Zone“ as possible connecting link between Barrandian and the Moldanubicum. In: Z. Kukal (Editor), Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif, Prague, Czechoslovakia, Sept. 26. - Oct. 3., 1998. Czech Geological Survey, Prague, pp. 49–52.

Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523–548.

Janoušek, V., Rogers, G., Bowes, D. R. (1995): Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis of the Central Bohemian Pluton, Czech Republic. Geologische Rundschau, 84: 520–534.

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. Journal of the Czech Geological Society, 48: 70–71.

Janoušek, V., Brainthwaite, C. J. R., Bowes, D. R., Gerdes, A. (2004): Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. Lithos, 78: 67–99.

Janoušek V., Farrow C. M. & Erban V. (2006): Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). Journal of Petrology, 47: 1255-1259.

Janoušek, V., Wiegand, B., Žák, J. (2010). Dating the onset of Variscan crustal exhumation in the core of the Bohemian Massif: new U-Pb single zircon ages from the high-K calc-alkaline granodiorites of the Blatná suite, Central Bohemian Plutonic Complex. Journal of the Geological Society London, 167: 347–360.

Jelínek, J. (1947): Zpráva o petrografickém výzkumu metamorfovaného území mezi Voděrady, Zvánovicemi a Sázavou. Věstník Státního geologického ústavu Čs. Rep., 23: 103–105.

Jelínek, J. (1948): O vyvřelinách metamorfovaného území mezi Ondřejovem a Sázavou. Věstník Státního geologického ústavu Čs. Republ., 24: 219–231.

Johnson, M. C., Rutherford, M. J. (1989): Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology, 17: 837–841.

Kachlík, V. (1992): Litostratigrafie, paleogeografický vývoj a metamorfní postižení hornin pláště v severovýchodní části ostrovní zóny středočeského plutonu. MS Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 240 pp.

Kachlík, V. (1999): Relationship between Moldanubicum, the Kutná Hora Crystalline Unit and Bohemicum (Central Bohemia, Czech Republic): A result of the polyphase Variscan nappe tectonics. Journal of the Czech Geological Society 44: 201–291.

Kettner, R. (1930): O postavení metamorfovaných ostrovů v oblasti středočeského žulového masivu. Sborník Státního geologického ústavu Čs. Republ., 9: 301–332.

Knight, M. D., Walker, G. P. L. (1988): Magma flow direction in dykes of the Koolau complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 93, B 5: 4301–4319.

Knotek, M. (1975): Geologie a petrografie peceradského gabra. - In: Palivcová M. et al., Peceradské gabro - příklad tělesa appinitické série ve středočeském plutonu, 9–33. Studie ČSAV č. 12.

Košler, J., Aftalion, M., Bowes, D. R. (1993): Mid-late Devonian plutonic activity in the Bohemian Massif: U-Pb zircon isotopic evidence from the Stare Sedlo and Mirotice gneiss complexes, Czech Republic. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte., 1993, 9: 417–431.

Košler, J., Farrow, C. M. (1994): Mid-late Devonian arc type magmatism in the Bohemian Massif: Sr and Nd isotope and trace element evidence from the Staré Sedlo and Mirotice gneiss complex, Czech Republic. Journal of Czech Geological Society, 39: 56–58.

Kratochvíl, J., Veselý, V. (1922): O kontaktně změněném gabbrodioritu od Klokočné. Rozpravy České Akademie, 31, Tř. II, (27), 1–12.

Krupička, J. (1948): Petrologické studie ze severovýchodního okraje středočeského plutonu. Sborník Státního geologického ústavu Československé republiky, 15: 259–338.

Kučerová, L. (1982): Metabazity choceradského metamorfovaného ostrova. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta UK Praha.

Kuno, H. (1968): Differentiation of basalt magmas. In: Hess H. H. and Poldervaart A. (eds.), Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, Vol. 2, 623–688. Interscience, New York.

Lang, M. (1978): Horniny teletínských lomů (Petrologie intruzivního kontaktu tonalitů u Teletína). Studie ČSAV, 3, 110 pp.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commision on new minerals and mineral names. The Canadian Mineralogist, 35: 219–246.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745–750.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A. R. (2002): Igneous rocks - A Classification and Glossary of Terms (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks). 2nd edition, Cambridge University Press, 236 pp.

McDonough, W. F., and Sun, S. S. (1995): The composition of the Earth. Chemical Geology, 120, 223–253.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I, Český masiv. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 336 pp.

Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 274: 321–355.

Morimoto, N. (1989): Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27: 143–156.

Mottlová, L. (1971): Hlubší stavba kutnohorského krystalinika s. s. na základě interpretace regionálního tíhového pole. Časopis pro mineralogii a geologii, 16, (3): 247–252.

Palivcová, M. (1966): Dioritization of metabasites of the spilite-keratophyre association at the contact of the Central Bohemian Pluton, the "Islets" zone and the Moldanubicum. In: Paleovolcanites of the Bohemian Massif, 61–74. Universita Karlova, Praha.

Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 2005. Microtectonics. 2nd Edition, Springer, Berlin, 366 pp.

Peacock, M. A. (1931): Classification of igneous rock series. Journal of Geology, 39: 54–67.

Pearce, J. A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C. J. and Norry M. J. (eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, 230–249. Shiva Geology Series, Shiva Publishing Ltd., Nantwich, UK.

Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63–81.

Pitra, P., Burg, J. P., Giraud, M. (1999): Late-Variscan strike-slip tectonics between the Teplá-Barrandien and Moldanubien terranes (Czech Bohemian Massif): petrostructural evidence. Journal of Geological Society, 156: 1003–1020.

Poubová, M. (1971): Optical and chemical charakteristic of some hornblendes from the Central Bohemian Pluton. Krystalinikum, 7: 119–134.

Poubová, M. (1974): Composition of amphiboles and rock type subdivision in the Central Bohemian Pluton. Krystalinikum, 10: 159–169.

Reisinger, K. P. (1926): Zwei Gabbroanalysen aus dem Sázavatale. Sborník Státního geologického ústavu Československé Republiky, 1925/ I: 295–317.

Rajlich, P. (1988): Tektonika sz. okraje středočeského plutonu a variská transprese v bloku bohemika. Sborník geologických věd, Geologie, G 43: 9–81.

Ridolfi, F., Renzulli, A. (2012): Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkalic magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa. Contributions to Mineralogy and Petrology, 163: 877–895.

Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M. (2010): Stability and chemical equilibruim of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160: 45–66.

Rieder, M., Cavazzini, G., D´Yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D. R. (1998): Nomenclature of the micas. The Canadian Mineralogist, 36: 1–8.

Rose, G. (1831): Ueber die Northwendigkeit, Augit und Hornblende in einer Gattung zu vereigen Pogg. An., XXII, 1831, 342.

Rosický, V., Šplíchal, J. (1921): Smíšená žíla od Třemlata u Mnichovic. Sborník Státního geologického Ústavu Čs. Republ., 1919-20/1: 145–165.

Shand, S. J. (1943): Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. New York: John Wiley & Sons.

Shelley (1993): Igneous and metamorphic rocks under the microscope : classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman & Hall, London, 445 pp.

Shervais, J. W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59: 101–118.

Schmidt, M. W. (1992): Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110: 304–310.

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 Rendu Geoscience, 341: 266–286.

Tarling, D. H., Hrouda, F. (1993): The Magnetic Anisotropy of Rocks. Chapman and Hall, London. 215 pp.

Tomas, J. (1968): Zpráva o petrografickém výzkumu hornin zastižených štolami přivaděče „Želivka“ (05-11) v roce 1968. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1968: 45–49.

Tomek Č. (1976): Hlubší stavba a petrogeneze středočeského plutonu. - In: Výzkum hlubinné geologické stavby Československa (sborník referátů, Loučná 1974–1975), 187–194. Geofyzika Brno.

Ulrych, J. (1975): Amfiboly peceradského gabra. - In: Palivcová M. et al., Peceradské gabro - příklad tělesa appinitické série ve středočeském plutonu, 85–105. Studie ČSAV č. 12.

Ulrych, J. (1985): Vývoj chemismu zonálních amfibolů mafických hornin středočeského plutonu. Acta Universitatis Carolinae – Geologica, 1985(1): 25–48.

Vajner, V. (1963): Geologie metamorfovaného ostrova ondřejovského. Sborník geologických věd, Geologie, G 1: 21–37.

Vejnar, Z. (1975): Hornblendes and problemes of recrystallization of gabbroic rocks. Lithos, 8: 59–68.

Vejnar, Z., Žežulková, V., Tomas, J. (1975): Granitoidy středočeského plutonu ze štoly vodního přivaděče „Želivka". Sborník geologických věd, Geologie, G 27: 31–54.

Vrána S., Cháb J. (1981): Metatonalite-metaconglomerate relation: the problem of the Upper Proterozoic sequence and its basement in the NE part of the Central Bohemian Pluton. Sborník geologických věd - Geologie, G 35: 145–187.

Wood, D. A. (1980): The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters 50: 11–30.

Zane, A., Weiss, Z. (1998): A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microbe data. Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali, 9: 51–56.

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. Journal of Structural Geology, 27: 805–822.

Žák J., Verner, K., Holub, F. V., Kabele, P., Chlupáčová, M., Halodová, P. (2012): Magmatic to solid state fabrics in syntectonic granitoids recording early Carboniferous orogenic collapse in the Bohemian Massif. Journal of Structural Geology, 36: 27–42.

Žák J., Verner K., Janoušek V., Holub F. V., Kachlík V., Finger F., Hajná J., Tomek F., Vondrovic L., Trubač J. (2014): A plate-kinematic model for the assembly of the Bohemian Massif constrained by structural relationships around granitoid plutons. In: Schulmann, K., Martínez Catalán, J. R., Lardeaux, J. M., Janoušek, V., Oggiano, G. (eds), The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. Geological Society, London, Special Publications, 405 pp (v tisku, publikováno online)

Žežulková, V. (1971): Ke genezi benešovského granodioritu. Sborník geologických věd, Geologie, G 21: 37–81.

Žežulková, V. (1978): Žilné horniny ze štoly vodovodního přivaděče "Želivka" a zářezu dálnice u Senohrab. MS, Archiv České geologické služby, Praha, 30 pp.

PŘÍLOHY

Příloha A: Seznam horninových vzorků

vzorek	hornina	lokalita	vzorek	hornina	lokalita
SK 1	gabrový porfyr	Senohraby	SK 39	gabrový porfyr	Zvánovice
SK 2	malchit	Senohraby	MV 1	gabrodioritový porfyr	Senohraby
SK 3	gabrový porfyr	Senohraby	MV 2	gabrový porfyr	Cikánské údolí
SK 4	gabrodioritový porfyr	Senohraby	MV 3	gabrový porfyr	Senohraby
SK 5	afanitický mikrotonalit	Senohraby	MV 4	gabrový porfyr	Senohraby
SK 6	tonalitový porfyr	Senohraby	MV 5	gabrový porfyr	Senohraby
SK 7	kvarcdioritový porfyr	Senohraby	MV 6	gabrový porfyr	Senohraby
SK 8	kvarcdioritový porfyr	Senohraby	MV 7	tonalitový porfyr	Senohraby
SK 9	gabrový porfyr	Senohraby	MV 8	gabrový porfyr	Senohraby
SK 10	gabrový porfyr	Senohraby	MV 9	tonalitový porfyr	Senohraby
SK 11	malchit	Senohraby	MV 10	gabrový porfyr	Senohraby
SK 12	gabrový porfyr	Senohraby	MV 11	gabrový porfyr	Senohraby
SK 13	tonalitový porfyr	Senohraby	MV 12	gabrový porfyr	Senohraby
SK 14	gabrový porfyr	Senohraby	MV 13	gabrový porfyr	Senohraby
SK 15	gabrový porfyr	Senohraby	MV 14	gabrový porfyr	Senohraby
SK 16	gabrový porfyr	Senohraby	MV 15	kvarcdioritový porfyr	Senohraby
SK 17	tonalitový porfyr	Senohraby	MV 16	gabrový porfyr	Senohraby
SK 18	gabrodioritový porfyr	Senohraby	MV 17	gabrový porfyr	Senohraby
SK 19	tonalitový porfyr	Senohraby	MV 18	tonalitový porfyr	Senohraby
SK 20	gabrový porfyr	Senohraby	MV 19	gabrový porfyr	Senohraby
SK 21	gabrový porfyr	Senohraby	MV 20	gabrový porfyr	Senohraby
SK 22	tonalitový porfyr	Senohraby	MV 21	gabrový porfyr	Senohraby
SK 23	tonalitový porfyr	Senohraby	MV 22	gabrový porfyr	Senohraby
SK 24	gabrový porfyr	Senohraby	MV 23	gabrový porfyr	Senohraby
SK 25	tonalitový porfyr	Senohraby	MV 24	gabrový porfyr	Senohraby
SK 26	gabrový porfyr	Senohraby	MV 25	gabrový porfyr	Senohraby
SK 27	tonalitový porfyr	Senohraby	MV 26	gabrový porfyr	Senohraby
SK 28	gabrový porfyr	Senohraby	MV 27	gabrový porfyr	Senohraby
SK 29	gabrový porfyr	Senohraby	MV 28	gabrový porfyr	Senohraby
SK 30	gabrový porfyr	Senohraby	FH 1	tonalitový porfyr	Senohraby
SK 31	malchit	Marjánka	FH 2	spessartit	Senohraby
SK 32	syenitový porfyr	Ondřejov	FH 3	gabrový porfyr	Senohraby
SK 33	granodioritový porfyr	Třemblat	FH 4	tonalitový porfyr	Senohraby
SK 34	afanitická hornina	Třemblat	FH 5	gabrový porfyr	Marjánka
SK 35	granodioritový porfyr	Třemblat	FH 6	gabrový porfyr	Marjánka
SK 36	gabrový porfyr	Cikánské údolí	FH 7	dioritový porfyr	Cikánské údolí
SK 37	gabrový porfyr	Cikánské údolí	FH 8	gabrový porfyr	Cikánské údolí
SK 38	diorit	Marjánka	FH 9	kvarcdioritový porfyr	Třemblat

Příloha B: Vybrané chemické analýzy horninotvorných minerálů

Seznam tabulek:

Tab. B-1 Vybrané chemické analýzy plagioklasu

Tab. B-2 Vybrané chemické analýzy amfibolu

Tab. B-3 Vybrané chemické analýzy biotitu

Tab. B-4 Vybrané chemické analýzy draselného živce

Tab. B-5 Vybrané chemické analýzy chloritu

Tab. B-6 Vybrané chemické analýzy minerálů skupiny epidotu

Tab. B-7 Chemické analýzy sericitu

Tab. B-8 Vybrané chemické analýzy titanitu

Tab. B-9 Vybrané chemické analýzy ilmenitu

Tab. B-10 Vybrané chemické analýzy apatitu

Tab. B-11 Chemické analýzy reliktů zrn pyroxenu

Zkratky použité v tabulkách B-1 až B-11:

Hornina: gabr. p. - gabrový porfyr, dior. p. - dioritový porfyr, qdior. p. - kvarcdioritový porfyr, tonal. p. - tonalitový porfyr, grd. p. - granodioritový porfyr, afan. h. - afanitická hornina, afan. m. - afanitický mikrotonalit, spess. - spessartit

Lokalita: Senohr. - Senohraby, Cik. úd. - Cikánské údolí, Marján. - Marjánka, Třembl. - Třemblat

Minerál: plagioklas: anor. - anortit, bytow. - bytownit, labr. - labradorit, andz. - andezín, olig. - oligoklas; amfibol: act - aktinolit, fe-edn - ferro-edenit, fe-hbl - ferrohornblend, fe-prg - ferropargasit, fe-tsch - ferrotschermakit, hast - hastingsit, kaers - kaersutit, mg-hast - magnesiohastingsit, mg-hbl - magnesiohornblend, tsch - tschermakit; chlorit: ripid. - ripidolit, brun. - brunsvigit, diab. - diabantit

Pozice: plagioklas: trhl. - vyhojená mikrofraktura uvnitř vyrostlice plagioklasu, uzavř. - zrno plagioklasu uzavírané ve vyrostlici amfibolu, zákl. h. - plagioklas základní hmoty; amfibol: zonál. vyrostl. - vyrostlice zonálního amfibolu, vyrostl. - vyrostlice zeleného amfibolu, uralit - uralitická pseudomorfóza, jehl. - pseudomorfóza tvořená jehlicemi amfibolu, sek. p. - pseudomorfóza tvořená směsí sekundárního amfibolu a bioitu nebo chloritu s relikty zrn primárního amfibolu, uzavř. - zrno amfibolu uzavírané ve vyrostlici plagioklasu, zákl. h. - amfibol základní hmota; biotit: biotitiz. - biotitizace amfibolu, zákl. h. - biotit základní hmoty

Tab. B-1 Vybrané chemické analýzy plagioklasu

vzorek	SK 30	SK 30	SK 30	FH 3	FH 3	MV 5	MV 5	SK 14	SK 14	SK 20	SK 20
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	140414	140414	140414	130621	130621	131001	131001	140331	140331	140414	140414
	SA2-S2	SA2-S2	SA2-S2	SA2	SA2	SA3	SA3	SA1-S4	SA1-S4	SA1-S2	SA1-S2
	21	23	20	39	41	23	24	8	9	6	9
minerál	anor.	bytow.	olig.	bytow.	labr.	labr.	andz.	labr.	labr.	anor.	bytow.
pozice	v y r o s t l i c e			vyrostlice		vyrostlice		vyrostlice		vyrostlice	
	střed	kraj	trhl.	střed	kraj	střed	kraj	střed	kraj	střed	kraj
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	44,22	47,15	62,35	45,37	54,30	52,28	56,06	53,28	50,83	44,30	50,10
Al_2O_3	35,22	33,14	23,36	35,04	28,74	30,08	28,16	29,83	31,18	35,35	31,82
FeO	0,50	0,32	0,00	0,33	0,17	0,27	0,39	0,21	0,29	0,19	0,16
CaO	18,95	16,35	4,83	18,36	10,69	12,58	9,84	12,08	13,98	19,02	14,47
Na_2O	0,74	2,15	8,93	1,31	5,56	4,38	6,04	4,67	3,64	0,74	3,25
K_2O	0,04	0,00	0,08	0,00	0,07	0,06	0,09	0,03	0,01	0,00	0,00
Σ	99,66	99,11	99,56	100,41	99,53	99,65	100,58	100,10	99,93	99,61	99,81
kationty (apfu)											
Si	8,22	8,73	11,09	8,35	9,85	9,28	9,95	9,64	9,27	8,23	9,15
Al	7,72	7,24	4,90	7,60	6,14	6,29	5,89	6,36	6,70	7,74	6,85
Fe^{2+}	0,08	0,05	0,00	0,05	0,03	0,04	0,06	0,03	0,04	0,03	0,02
Ca	3,77	3,24	0,92	3,62	2,08	2,39	1,87	2,34	2,73	3,78	2,83
Na	0,27	0,77	3,08	0,47	1,95	1,51	2,08	1,64	1,29	0,27	1,15
K	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Σ	20,06	20,03	20,01	20,09	20,06	19,53	19,88	20,01	20,03	20,04	20,00
An	93,22	80,78	22,92	88,57	51,32	61,13	47,13	58,77	67,96	93,41	71,09
Ab	6,57	19,22	76,64	11,43	48,27	38,52	52,34	41,07	32,00	6,59	28,91
Or	0,21	0,00	0,45	0,00	0,41	0,35	0,53	0,16	0,04	0,00	0,00

vzorek	FH 8	FH 8	FH 8	FH 8	FH 7	FH 7	FH 7	SK 36	FH 5	FH 5
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	dior. p.	dior. p.	dior. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Marján.	Marján.
analýza	130805	130805	130805	130805	131001	131001	131001	140616	130805	130805
	SA1-S3	SA2-S1	SA2-S2	SA2-S2	SA2-S1	SA2-S1	SA2-S1	SA1-S1	SA3-S1	SA3-S1
	22	1	14	13	10	8	9	7	5	9
minerál	bytow.	labr.	bytow.	labr.	labr.	labr.	olig.	and.	and.	and.
pozice	vyrostl.	vyrostl.	vyrostlice		v y r o s t l i c e			vyrostl.	vyrostlice	
	střed	kraj	střed	kraj	střed	kraj	trhlina	kraj	kraj	kraj
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	45,19	51,83	46,22	52,18	51,47	52,43	63,95	56,77	56,14	56,13
Al_2O_3	34,47	30,82	34,56	30,09	30,21	29,14	22,44	27,54	27,80	27,60
FeO	0,54	0,10	0,00	0,00	0,40	0,44	0,00	0,25	0,18	0,14
CaO	17,50	13,10	17,54	12,48	12,87	12,09	3,33	9,25	9,50	9,43
Na_2O	1,42	4,17	1,70	4,48	4,10	4,60	9,72	6,22	6,18	6,20
K_2O	0,11	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02	0,08
Σ	99,24	100,02	100,07	99,23	99,11	98,69	99,44	100,02	99,81	99,58
kationty (apfu)										
Si	8,41	9,41	8,50	9,53	9,44	9,63	11,33	10,19	10,11	10,13
Al	7,56	6,59	7,49	6,48	6,53	6,31	4,69	5,82	5,90	5,87
Fe^{2+}	0,08	0,01	0,00	0,00	0,06	0,07	0,00	0,04	0,03	0,02
Ca	3,49	2,55	3,46	2,44	2,53	2,38	0,63	1,78	1,83	1,82
Na	0,51	1,47	0,61	1,59	1,46	1,64	3,34	2,16	2,16	2,17
K	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Σ	20,08	20,03	20,06	20,03	20,03	20,03	19,99	19,99	20,02	20,03
An	86,61	63,43	84,80	60,63	63,20	59,23	15,92	45,09	45,87	45,47
Ab	12,74	36,57	14,88	39,37	36,45	40,77	84,08	54,87	54,03	54,10
Or	0,65	0,00	0,32	0,00	0,35	0,00	0,00	0,04	0,10	0,43

vzorek	SK 30	SK 30	SK 30	SK 30	FH 3	FH 3	SK 12	SK 12	SK 14	SK 14	SK 14
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	140414	140414	140414	140414	130621	130621	140228	140228	140331	140331	140331
	SA2-S1	SA2-S1	SA2-S1	SA2-S1	SA2	SA2	SA1-S1	SA1-S2	SA1-S1	SA1-S1	SA1-S2
	18	19	22	26	15	32	10	14	17	23	13
minerál	labr.	labr.	bytow.	labr.	labr.	bytow.	olig.	andezin	labr.	and.	olig.
pozice	uzavř.	uzavř.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	uzavř.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	49,28	50,12	48,92	53,74	50,87	45,73	62,22	58,31	50,02	56,99	62,53
Al_2O_3	31,10	31,61	32,61	28,75	31,54	34,08	23,81	26,54	31,03	26,79	23,48
FeO	1,65	0,26	0,62	0,39	0,14	0,29	0,00	0,28	0,58	0,00	0,21
MgO	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	13,75	14,47	15,29	11,22	13,78	17,13	5,14	8,26	13,98	8,90	5,02
Na_2O	3,24	3,29	2,75	4,97	3,79	1,81	8,66	6,82	3,43	6,41	8,72
K_2O	0,39	0,00	0,03	0,02	0,05	0,05	0,08	0,05	0,12	0,03	0,09
Σ	99,75	99,75	100,22	99,09	100,17	99,09	99,90	100,25	99,17	99,12	100,04
kationty (apfu)											
Si	9,09	9,16	8,94	9,80	9,24	8,50	11,03	10,41	9,21	10,30	11,08
Al	6,76	6,81	7,02	6,18	6,76	7,47	4,98	5,58	6,73	5,71	4,90
Fe^{2+}	0,25	0,04	0,10	0,06	0,02	0,05	0,00	0,04	0,09	0,00	0,03
Mg	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,72	2,83	2,99	2,19	2,68	3,41	0,98	1,58	2,76	1,72	0,95
Na	1,16	1,17	0,97	1,76	1,33	0,65	2,98	2,36	1,23	2,25	2,99
K	0,09	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02
Σ	20,16	20,01	20,04	19,99	20,05	20,10	19,98	19,98	20,05	19,98	19,98
An	68,51	70,86	75,34	55,42	66,59	83,70	24,59	40,00	68,75	43,33	24,01
Ab	29,19	29,14	24,50	44,46	33,13	16,00	74,97	59,73	30,56	56,52	75,50
Or	2,30	0,00	0,17	0,12	0,28	0,30	0,44	0,27	0,69	0,15	0,49

vzorek	FH 8	FH 8	FH 7	FH 7	FH 7	SK 36	SK 36	SK 36	FH 5	FH 5	FH 5
hornina	gabr.p.	gabr.p.	dior. p.	dior. p.	dior. p.	gabr.p.	gabr.p.	gabr.p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Marján.	Marján.	Marján.
analýza	130805 SA1-S3 10	130805 SA2-S1 17	131001 SA2-S1 5	131001 SA2-S1 13	131001 SA2-S2 5	140616 SA1-S1 10	140616 SA1-S3 6	140616 SA1-S2 15	130805 SA3-S1 22	130805 SA3-S1 23	130805 SA3-S1 25
minerál	labr.	labr.	labr.	olig.	andz.	andz.	andz.	andz.	andz.	andz.	andz.
pozice	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	51,17	50,25	53,87	62,25	59,52	57,77	58,42	56,80	56,34	55,93	57,62
Al_2O_3	30,78	31,53	29,23	24,04	25,97	26,80	26,38	27,18	27,79	28,13	26,99
FeO	0,16	0,14	0,38	0,08	0,43	0,20	0,17	0,00	0,16	0,28	0,29
CaO	13,04	14,12	11,15	5,04	7,26	8,62	8,18	9,16	9,44	9,87	8,51
Na_2O	4,18	3,57	5,18	8,71	7,64	6,62	6,88	6,30	6,26	5,96	6,76
K_2O	0,05	0,06	0,03	0,06	0,08	0,04	0,00	0,02	0,06	0,05	0,06
Σ	99,38	99,68	99,84	100,18	100,90	100,04	100,03	99,46	100,05	100,22	100,23
kationty (apfu)											
Si	9,36	9,19	9,75	11,01	10,55	10,34	10,44	10,24	10,12	10,04	10,31
Al	6,64	6,80	6,24	5,01	5,42	5,65	5,56	5,77	5,88	5,95	5,69
Fe^{2+}	0,02	0,02	0,06	0,01	0,06	0,03	0,03	0,00	0,02	0,04	0,04
Ca	2,55	2,77	2,16	0,95	1,38	1,65	1,57	1,77	1,82	1,90	1,63
Na	1,48	1,26	1,82	2,99	2,63	2,30	2,38	2,20	2,18	2,08	2,34
K	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Σ	20,07	20,05	20,04	19,99	20,06	19,98	19,97	19,98	20,04	20,02	20,03
An	63,10	68,37	54,25	24,14	34,27	41,77	39,67	44,51	45,30	47,66	40,89
Ab	36,60	31,25	45,60	75,54	65,27	58,02	60,33	55,40	54,37	52,08	58,76
Or	0,30	0,37	0,15	0,32	0,45	0,21	0,00	0,09	0,32	0,26	0,35

vzorek	SK 22	SK 22	SK 13	SK 13	SK 8	SK 8	SK 23	SK 23	SK 7	SK 7
hornina	tonal. p.	tonal. p.	tonal. p.	tonal. p.	qdior. p.	qdior. p.	tonal. p.	tonal. p.	qdior.p.	qdior.p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	140204	140204	140228	140228	140616	140616	140617	140617	140617	140617
	SA1-S1	SA1-S1	SA2-S1	SA2-S1	SA2-S1	SA2-S1	SA2-S3	SA2-S3	SA3-S2	SA3-S2
	15	16	10	12	11	12	10	11	1	6
minerál	andz.	andz.	andz.	olig.	labr.	labr.	andz.	andz.	byrow.	andz.
pozice	vyrostlice		menší vyrostlice		vyrostlice		vyrostlice		vyrostlice	
	střed	kraj	střed	střed	střed	kraj	střed	kraj	střed	kraj
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	59,81	56,74	60,03	63,11	55,39	54,58	57,55	56,77	46,53	58,87
Al_2O_3	25,60	27,10	25,06	23,06	28,40	28,64	26,94	27,37	34,12	25,99
FeO	0,00	0,28	0,00	0,00	0,10	0,27	0,00	0,13	0,23	0,16
CaO	7,11	9,35	6,37	4,28	10,77	11,02	8,97	9,44	17,71	7,74
Na_2O	7,48	6,21	7,83	9,13	5,49	5,35	6,52	6,21	1,68	7,19
K_2O	0,05	0,00	0,19	0,05	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,07
Σ	100,05	99,67	99,48	99,63	100,15	99,89	100,01	99,96	100,27	100,02
kationty (apfu)										
Si	10,65	10,22	10,74	11,19	9,96	9,87	10,31	10,20	8,55	10,52
Al	5,37	5,75	5,28	4,82	6,02	6,10	5,69	5,79	7,39	5,47
Fe^{2+}	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,02	0,04	0,02
Ca	1,36	1,80	1,22	0,81	2,07	2,14	1,72	1,82	3,49	1,48
Na	2,58	2,17	2,72	3,14	1,92	1,87	2,27	2,16	0,60	2,49
K	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02
Σ	19,96	19,99	20,00	19,97	19,99	20,02	19,99	19,99	20,06	20,00
An	34,34	45,42	30,68	20,52	51,99	53,20	43,12	45,54	85,32	37,14
Ab	65,37	54,58	68,24	79,22	48,01	46,68	56,73	54,20	14,68	62,44
Or	0,28	0,00	1,08	0,26	0,00	0,13	0,15	0,26	0,00	0,42

vzorek	FH 4	SK 22	SK 13	SK 17	SK 8	SK 8	SK 8	SK 23	SK 23	SK 7	SK 7
hornina	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	qdior.p.	qdior.p.	qdior.p.	tonal.p.	tonal.p.	qdior.p.	qdior.p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	131001	140204	140228	140611	140616	140616	140616	140617	140617	140617	140617
	SA1	SA1-S2	SA2-S1	SA2-S1	SA2-S2	SA2-S4	SA2-S4	SA2-S2	SA2-S2	SA3-S1	SA3-S2
	21	24	7	18	18	1	3	9	10	12	14
minerál	olig.	andz.	olig.	andz.	labr.	labr.	bytow.	andz.	andz.	andz.	labr.
pozice	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	uzavř.	uzavř.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	60,79	59,31	63,64	59,23	54,23	54,67	48,42	59,75	60,50	55,40	53,08
Al_2O_3	24,59	25,63	22,98	25,92	28,74	28,46	32,96	25,51	24,62	27,95	29,57
FeO	0,42	0,19	0,00	0,23	0,33	0,29	0,31	0,00	0,00	0,43	0,39
CaO	5,91	7,44	4,25	7,75	11,35	10,93	16,03	7,19	6,38	10,31	12,28
Na_2O	8,21	7,34	9,43	7,24	5,08	5,45	2,40	7,47	7,98	5,70	4,52
K_2O	0,12	0,00	0,00	0,15	0,06	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02
Σ	100,04	99,92	100,30	100,50	99,78	99,81	100,15	99,94	99,52	99,80	99,86
kationty (apfu)											
Si	10,82	10,59	11,21	10,54	9,82	9,89	8,86	10,65	10,81	10,01	9,63
Al	5,16	5,40	4,77	5,43	6,13	6,07	7,11	5,36	5,18	5,95	6,32
Fe^{2+}	0,06	0,03	0,00	0,03	0,05	0,04	0,05	0,00	0,00	0,07	0,06
Ca	1,13	1,42	0,80	1,48	2,20	2,12	3,14	1,37	1,22	1,99	2,39
Na	2,83	2,54	3,22	2,50	1,78	1,91	0,85	2,58	2,76	2,00	1,59
K	0,03	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Σ	20,03	19,98	20,01	20,01	20,01	20,03	20,01	19,96	19,99	20,02	20,00
An	28,27	35,90	19,93	36,86	55,05	52,54	78,62	34,68	30,59	49,96	59,96
Ab	71,05	64,10	80,07	62,31	44,59	47,37	21,29	65,24	69,20	49,99	39,95
Or	0,69	0,00	0,00	0,83	0,37	0,09	0,09	0,09	0,21	0,05	0,09

vzorek	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 35	SK 35	SK 35	SK 35
hornina	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	grd. p.	grd. p.	grd. p.	grd. p.
lokalita	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.
analýza	140611 SA1-S1 21	140611 SA1-S1 22	140611 SA1-S1 29	140611 SA1-S2 13	140611 SA1-S2 14	140611 SA1-S2 27	140611 SA1-S5 15	140616 SA3-S2 3	140616 SA3-S2 6	140616 SA3-S1 5	140616 SA3-S2 3
minerál	labr.	labr.	andz.	labr.	labr.	olig.	olig.	andz.	olig.	andz.	andz.
pozice	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	uzavř.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	53,90	53,99	58,34	53,38	54,52	62,80	63,87	60,35	61,55	61,17	60,35
Al_2O_3	29,42	29,16	26,10	29,67	28,34	23,49	22,56	25,04	24,53	24,68	25,04
FeO	0,12	0,45	0,37	0,37	0,27	0,00	0,00	0,18	0,00	0,17	0,18
CaO	11,50	11,61	8,15	12,08	10,99	4,82	4,22	6,65	5,91	6,41	6,65
Na_2O	4,94	5,01	7,00	4,62	5,30	8,83	9,19	7,79	8,20	8,07	7,79
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,01	0,21	0,12	0,01
Σ	99,89	122,22	99,96	100,12	99,42	100,05	99,84	100,02	100,40	100,63	100,02
kationty (apfu)											
Si	9,74	9,75	10,45	9,65	9,90	11,11	11,29	10,74	10,89	10,82	10,74
Al	6,27	6,21	5,51	6,32	6,06	4,90	4,70	5,25	5,11	5,15	5,25
Fe^{2+}	0,02	0,07	0,06	0,06	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03
Ca	2,23	2,25	1,56	2,34	2,14	0,91	0,80	1,27	1,12	1,22	1,27
Na	1,73	1,76	2,43	1,62	1,86	3,03	3,15	2,69	2,81	2,77	2,69
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00
Σ	19,99	20,02	20,01	20,00	20,00	19,97	19,94	19,98	19,98	20,00	19,98
An	56,26	56,13	39,13	59,06	53,43	23,04	20,24	32,05	28,16	30,29	32,05
Ab	43,74	43,87	60,84	40,91	46,57	76,32	79,76	67,90	70,67	69,02	67,90
Or	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,64	0,00	0,05	1,17	0,69	0,05

vzorek	SK 2	SK 2	SK 2	SK 31	SK 31	FH 2	FH 2	FH 2	FH 2	SK 5	SK 5
hornina	malchit	malchit	malchit	malchit	malchit	spess.	spess.	spess.	spess.	afan. h.	afan. h.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Marján.	Marján.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	140617 SA1-S1 6	140617 SA1-S2 5	140617 SA1-S3 10	140204 SA2-S1 1	140204 SA2-S1 3	130805 SA1-S1 6	130805 SA1-S1 7	130805 SA1-S1 8	130805 SA1-S2 19	140528 SA1-S1 10	140528 SA1-S1 12
minerál	olig.	olig.	labr.	and.	and.	andz.	andz.	andz.	andz.	olig.	andz.
pozice				vyrostlice střed	vyrostlice kraj	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	vyrostl.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	62,51	62,25	52,89	58,08	57,75	58,59	55,24	59,07	57,83	61,31	56,17
Al_2O_3	23,34	23,64	29,76	26,11	26,54	26,09	28,50	25,87	26,45	24,13	27,62
FeO	0,24	0,17	0,21	0,00	0,09	0,13	0,15	0,25	0,19	0,00	0,11
CaO	4,86	4,96	12,32	8,25	8,38	7,50	10,33	7,15	7,93	5,46	9,68
Na_2O	8,82	8,68	4,47	6,85	6,76	7,40	5,79	7,57	6,96	8,43	6,18
K_2O	0,09	0,08	0,04	0,09	0,16	0,07	0,05	0,10	0,07	0,04	0,00
Σ	99,86	99,78	99,69	99,37	99,68	99,78	100,05	99,99	99,42	99,37	99,75
kationty (apfu)											
Si	11,09	11,05	9,61	10,45	10,37	10,49	9,95	10,55	10,40	10,94	10,12
Al	4,88	4,95	6,37	5,54	5,62	5,51	6,05	5,45	5,61	5,07	5,86
Fe^{2+}	0,04	0,03	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00	0,02
Ca	0,92	0,94	2,40	1,59	1,61	1,44	1,99	1,37	1,53	1,04	1,87
Na	3,04	2,99	1,58	2,39	2,36	2,57	2,02	2,62	2,43	2,92	2,16
K	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00
Σ	19,99	19,98	20,00	19,99	20,01	20,05	20,05	20,05	20,01	19,98	20,03
An	23,20	23,89	60,21	39,77	40,28	35,76	49,48	34,11	38,48	26,32	46,40
Ab	76,28	75,64	39,56	59,72	58,81	63,85	50,23	65,33	61,13	73,46	53,60
Or	0,52	0,46	0,23	0,51	0,91	0,39	0,29	0,56	0,39	0,22	0,00

Tab. B-2 Vybrané chemické analýzy amfibolu

vzorek	FH 3	FH 3	SK 12	SK 12	SK 14	SK 14	SK 14	SK 14	MV 5	MV 5
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	130621 SA2 5	130621 SA2 6	140228 SA1-S1 1	140228 SA1-S1 2	140331 SA1-S1 14	140331 SA1-S1 13	140331 SA1-S1 10	140331 SA1-S1 12	131001 SA3 7	131001 SA3 9
minerál	tsch	mg-hbl	tsch	fe-hbl	fe-tsch	mg-hbl	mg-hast	fe-prg	tsch	fe-hbl
pozice	zonál. jádro	vyrostl. okraj	zonál. jádro	vyrostl. okraj	zonál. jádro	vyrostl. okraj	zonál. jádro	vyrostl. okraj	zonál. jádro	vyrostl. okraj
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	41,25	46,04	42,74	42,62	40,74	46,98	41,61	40,09	41,68	41,41
TiO_2	3,47	0,53	2,59	1,97	2,85	0,66	2,87	0,44	2,91	1,08
Al_2O_3	11,66	8,54	10,83	10,41	11,22	6,07	11,80	12,31	11,86	10,77
FeO	15,07	19,10	14,47	21,14	20,42	17,76	13,82	24,40	14,48	23,23
MnO	0,23	0,42	0,27	0,51	0,84	0,64	0,42	0,65	0,34	0,54
MgO	11,47	9,05	11,89	6,78	6,88	10,61	11,38	4,52	10,78	5,33
CaO	10,92	11,76	11,04	11,67	11,01	11,93	11,07	11,43	11,03	11,62
Na_2O	1,77	0,84	2,19	1,23	1,74	0,68	2,14	1,21	1,96	1,08
K_2O	0,39	0,39	0,47	0,60	0,55	0,51	0,63	1,38	0,53	0,87
Cl	0,00	0,08	0,00	0,05	0,00	0,08	0,04	0,23	0,00	0,09
Σ	96,23	96,75	96,48	96,97	96,25	95,94	95,79	96,66	95,57	96,03
kationty a anionty (apfu)										
Si	6,13	6,93	6,35	6,55	6,29	7,11	6,25	6,31	6,28	6,51
Al^{iv}	1,87	1,07	1,65	1,45	1,71	0,89	1,75	1,69	1,72	1,49
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,17	0,45	0,25	0,44	0,34	0,20	0,34	0,59	0,38	0,50
Ti	0,39	0,06	0,29	0,23	0,33	0,08	0,32	0,05	0,33	0,13
Fe^{3+}	0,86	0,40	0,59	0,24	0,43	0,39	0,47	0,56	0,44	0,35
Mg	2,54	2,03	2,63	1,55	1,58	2,40	2,55	1,06	2,42	1,25
Fe^{2+}	1,01	2,00	1,21	2,47	2,20	1,86	1,27	2,65	1,38	2,70
Mn	0,03	0,05	0,03	0,07	0,11	0,08	0,05	0,09	0,04	0,07
Σ (C)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,74	1,90	1,76	1,92	1,82	1,94	1,78	1,93	1,78	1,96
Na	0,26	0,10	0,24	0,08	0,18	0,06	0,22	0,07	0,22	0,04
Σ (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,25	0,14	0,39	0,29	0,34	0,14	0,40	0,30	0,35	0,28
K	0,07	0,07	0,09	0,12	0,11	0,10	0,12	0,28	0,10	0,17
Σ (A)	0,32	0,22	0,48	0,41	0,45	0,23	0,52	0,57	0,45	0,46
Cl^-	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,06	0,00	0,02
$(OH)^-$	2,00	1,98	2,00	1,99	2,00	1,98	1,99	1,94	2,00	1,98
Σ	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ kat	15,32	15,22	15,48	15,41	15,45	15,23	15,52	15,57	15,45	15,46
X Mg	0,72	0,50	0,69	0,39	0,42	0,56	0,67	0,29	0,64	0,32

vzorek	FH 8	FH 8	FH 5	FH 5	FH 5	FH 5	FH 5	FH 5	FH 5	FH 5
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Cik. úd.	Cik. úd.	Marján.	Marján.	Marján.	Marján.	Marján.	Marján.	Marján.	Marján.
analýza	130805 SA2-S1 9	130805 SA2-S1 10	130805 SA3-S1 10	130805 SA3-S1 12	130805 SA3-S1 13	130805 SA3-S1 14	130805 SA3-S1 15	130805 SA3-S1 16	130805 SA3-S1 17	130805 SA3-S1 19
minerál	fe-tsch	act	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl	act	mg-hbl	tsch	mg-hbl	tsch
pozice	vyrostlice		vyrostl.	vyrostl.	vyrostlice		vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	39,44	51,61	44,23	49,34	42,88	51,69	43,31	42,51	43,98	41,36
TiO_2	2,21	0,12	0,85	0,44	0,77	0,25	0,75	0,91	0,68	0,91
Al_2O_3	14,89	4,44	9,78	5,43	11,09	3,58	10,67	10,86	10,33	11,98
FeO	16,23	13,23	17,54	14,72	17,97	13,45	17,07	18,27	16,87	18,08
MnO	0,38	0,45	0,41	0,34	0,26	0,38	0,29	0,42	0,28	0,36
MgO	8,04	13,80	9,83	13,08	9,14	14,43	9,58	9,09	9,96	8,73
CaO	12,08	12,09	11,88	12,03	11,88	12,32	12,01	11,78	12,02	11,81
Na_2O	1,19	0,40	1,11	0,64	1,12	0,36	1,12	1,19	1,01	1,29
K_2O	0,78	0,06	0,43	0,16	0,47	0,08	0,46	0,52	0,38	0,58
Cl	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,07	0,07	0,05	0,08
Σ	95,24	96,19	96,11	96,18	95,65	96,54	95,33	95,63	95,57	95,19
kationty a anionty (apfu)										
Si	6,07	7,54	6,68	7,28	6,53	7,53	6,60	6,49	6,66	6,36
Al^{iv}	1,93	0,46	1,32	0,72	1,47	0,47	1,40	1,51	1,34	1,64
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,76	0,31	0,42	0,22	0,52	0,15	0,52	0,44	0,50	0,52
Ti	0,26	0,01	0,10	0,05	0,09	0,03	0,09	0,11	0,08	0,11
Fe^{3+}	0,17	0,21	0,46	0,40	0,50	0,30	0,37	0,57	0,43	0,54
Mg	1,84	3,01	2,21	2,88	2,07	3,14	2,18	2,07	2,25	2,00
Fe^{2+}	1,92	1,40	1,75	1,42	1,79	1,34	1,80	1,76	1,71	1,78
Mn	0,05	0,06	0,05	0,04	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05
Σ (C)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,99	1,89	1,92	1,90	1,94	1,92	1,96	1,93	1,95	1,94
Na	0,01	0,11	0,08	0,10	0,06	0,08	0,04	0,07	0,05	0,06
Σ (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,35	0,01	0,25	0,08	0,27	0,03	0,29	0,28	0,25	0,33
K	0,15	0,01	0,08	0,03	0,09	0,02	0,09	0,10	0,07	0,11
Σ (A)	0,50	0,02	0,33	0,11	0,36	0,04	0,38	0,38	0,32	0,44
Cl^-	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
$(OH)^-$	2,00	2,00	1,99	2,00	1,98	2,00	1,98	1,98	1,99	1,98
Σ	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ kat	15,50	15,02	15,33	15,11	15,36	15,04	15,38	15,38	15,32	15,44
X Mg	0,49	0,68	0,56	0,67	0,54	0,70	0,55	0,54	0,57	0,53

vzorek	SK 8	SK 8	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34
hornina	qdior.p.	qdior.p.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.
analýza	140616 SA2-S3 2	140616 SA2-S3 8	140611 SA1-S1 4	140611 SA1-S1 5	140611 SA1-S2 4	140611 SA1-S2 5	140611 SA1-S4 2	140611 SA1-S4 3	140611 SA1-S2 22	140611 SA1-S2 24
minerál	tsch	fe-hbl	tsch	fe-tsch	tsch	fe-tsch	tsch	fe-tsch	tsch	mg-hbl
pozice	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	43,10	44,63	41,46	39,93	41,90	40,69	42,34	41,45	40,56	44,93
TiO_2	3,01	0,47	4,33	0,45	4,35	0,29	3,91	1,68	4,30	1,64
Al_2O_3	10,47	9,48	12,55	16,28	12,43	15,40	12,04	12,94	12,10	7,00
FeO	17,30	20,97	12,98	22,17	11,92	21,73	12,95	20,34	14,41	21,78
MnO	0,53	0,61	0,14	0,42	0,17	0,48	0,25	0,34	0,21	0,65
MgO	9,68	7,46	12,46	4,79	12,12	5,21	12,30	6,22	11,87	8,90
CaO	11,07	11,84	10,91	11,48	10,97	11,24	10,77	11,61	10,62	9,79
Na_2O	1,61	0,90	2,10	1,54	2,41	1,33	1,79	1,35	2,15	0,89
K_2O	0,48	0,78	0,34	0,62	0,35	0,37	0,37	0,45	0,39	0,38
Cl	0,06	0,06	0,00	0,08	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,14
Σ	97,32	97,20	97,27	97,76	96,61	96,78	96,70	96,41	96,61	96,11
kationty a anionty (apfu)										
Si	6,44	6,80	6,05	6,07	6,19	6,19	6,20	6,37	5,99	6,76
Al^{iv}	1,56	1,20	1,95	1,93	1,81	1,81	1,80	1,63	2,01	1,24
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,28	0,50	0,21	0,99	0,35	0,96	0,27	0,72	0,09	0,00
Ti	0,34	0,05	0,48	0,05	0,48	0,03	0,43	0,19	0,48	0,19
Fe^{3+}	0,52	0,32	0,48	0,54	0,04	0,66	0,55	0,22	0,67	1,42
Mg	2,15	1,70	2,71	1,09	2,67	1,18	2,68	1,43	2,61	1,99
Fe^{2+}	1,64	2,35	1,10	2,28	1,43	2,10	1,04	2,40	1,11	1,32
Mn	0,07	0,08	0,02	0,05	0,02	0,06	0,03	0,04	0,03	0,08
Σ (C)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00
Ca	1,77	1,93	1,71	1,87	1,74	1,83	1,69	1,91	1,68	1,58
Na	0,23	0,07	0,29	0,13	0,26	0,17	0,31	0,09	0,32	0,26
Σ (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,84
Na	0,24	0,20	0,30	0,33	0,43	0,23	0,20	0,31	0,29	0,00
K	0,09	0,15	0,06	0,12	0,07	0,07	0,07	0,09	0,07	0,07
Σ (A)	0,33	0,35	0,36	0,45	0,49	0,30	0,26	0,40	0,37	0,07
Cl^-	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04
$(OH)^-$	1,98	1,99	2,00	1,98	2,00	1,99	2,00	1,99	2,00	1,96
Σ	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ kat	15,33	15,35	15,36	15,45	15,49	15,30	15,26	15,40	15,37	14,91
X Mg	0,57	0,42	0,71	0,32	0,65	0,36	0,72	0,37	0,70	0,60

vzorek	SK 8	SK 8	SK 8	SK 17	SK 17	SK 22	SK 22	SK 22	SK 23	SK 23	SK 23
hornina	qdior.p.	gdior.p.	qdior.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	140616 SA2-S1 3	140616 SA2-S1 4	140616 SA2-S1 5	140611 SA2-S1 14	140611 SA2-S1 15	140104 SA1-S1 5	140104 SA1-S1 7	140104 SA1-S1 9	140617 SA2-S3 2	140617 SA2-S1 2	140617 SA2-S1 4
minerál	mg-hbl	fe-tsch	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl	hast
pozice	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.	vyrostl.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	45,81	41,91	49,46	45,29	45,67	44,19	45,61	44,86	43,32	45,63	41,10
TiO_2	1,66	0,29	0,26	1,08	1,56	1,96	0,86	1,34	1,84	1,24	0,34
Al_2O_3	7,33	13,25	4,10	8,05	7,70	8,95	8,44	8,05	9,68	7,94	12,15
FeO	17,82	21,33	19,11	19,23	18,89	18,65	18,76	19,52	18,74	17,91	23,13
MnO	0,51	0,52	0,46	0,69	0,48	0,64	0,42	0,77	0,64	0,54	0,49
MgO	11,03	6,00	10,25	10,03	11,00	9,70	9,52	9,41	9,19	10,72	5,90
CaO	10,99	11,68	12,05	10,94	10,39	10,85	11,83	10,70	11,19	10,82	11,80
Na_2O	1,28	1,12	0,39	1,10	1,15	1,33	0,93	1,12	1,26	1,25	1,07
K_2O	0,74	0,88	0,21	0,79	0,85	0,82	0,67	0,83	0,84	0,68	1,18
V_2O_5	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cl	0,17	0,09	0,06	0,21	0,20	0,13	0,14	0,26	0,13	0,19	0,09
Σ	97,37	97,22	96,35	97,41	97,89	97,20	97,17	96,87	96,83	96,92	97,25
kationty a anionty (apfu)											
Si	6,81	6,41	7,46	6,75	6,71	6,62	6,86	6,75	6,55	6,79	6,34
Al^{iv}	1,19	1,59	0,54	1,25	1,29	1,38	1,14	1,25	1,45	1,21	1,66
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,09	0,80	0,19	0,17	0,04	0,20	0,36	0,18	0,27	0,18	0,55
Ti	0,19	0,03	0,03	0,12	0,17	0,22	0,10	0,15	0,21	0,14	0,04
Fe^{3+}	0,76	0,33	0,25	0,93	1,20	0,75	0,42	0,89	0,64	0,85	0,59
Mg	2,44	1,37	2,31	2,23	2,41	2,17	2,14	2,11	2,07	2,38	1,36
Fe^{2+}	1,45	2,39	2,16	1,47	1,12	1,58	1,94	1,57	1,73	1,38	2,39
Mn	0,06	0,07	0,06	0,09	0,06	0,08	0,05	0,10	0,08	0,07	0,06
V	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ (C)	5,00	5,02	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,75	1,91	1,95	1,75	1,64	1,74	1,91	1,73	1,81	1,72	1,95
Na	0,25	0,09	0,05	0,25	0,33	0,26	0,09	0,27	0,19	0,28	0,05
Σ (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	1,96	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,12	0,25	0,06	0,06	0,00	0,13	0,18	0,05	0,18	0,08	0,27
K	0,14	0,17	0,04	0,15	0,16	0,16	0,13	0,16	0,16	0,13	0,23
Σ (A)	0,26	0,42	0,10	0,21	0,16	0,28	0,30	0,21	0,34	0,21	0,50
Cl^-	0,04	0,02	0,01	0,05	0,05	0,03	0,04	0,07	0,03	0,05	0,02
$(OH)^-$	1,96	1,98	1,99	1,95	1,95	1,97	1,96	1,93	1,97	1,95	1,98
Σ	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ kat	15,26	15,42	15,10	15,21	15,12	15,28	15,30	15,21	15,34	15,21	15,50
X Mg	0,63	0,36	0,52	0,60	0,68	0,58	0,52	0,57	0,55	0,63	0,36

vzorek	SK 8	SK 8	SK 8	SK 23	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34
hornina	qdior.p.	qdior.p.	qdior.p.	tonal.p.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.
analýza	140616 SA2-S1 23	140616 SA2-S2 1	140616 SA2-S2 3	140617 SA2-S4 10	140611 SA1-S3 1	140611 SA1-S3 2	140611 SA1-S3 3	140611 SA1-S3 4	140611 SA1-S3 5	140611 SA1-S3 9
minerál	fe-hbl	act	act	hast	fe-tsch	fe-tsch	fe-prg	act	fe-hbl	fe-tsch
pozice	uzavř.	sek. p.	sek. p.	uzavř.	jehl.	jehl.	jehl.	jehl.	jehl.	jehl.
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	43,30	50,81	51,41	41,34	40,75	41,45	39,29	50,92	43,99	42,32
TiO_2	0,81	0,25	0,23	2,00	0,25	0,33	1,23	0,22	0,45	0,38
Al_2O_3	10,29	4,04	3,27	11,61	14,53	13,55	14,42	3,23	11,21	12,26
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,24	0,17	0,18	0,20
FeO	23,05	18,99	18,71	19,83	21,58	21,61	22,34	17,78	21,08	21,46
MnO	0,49	0,59	0,61	0,63	0,43	0,40	0,28	0,50	0,43	0,43
MgO	5,67	10,47	10,99	7,75	5,62	5,98	4,96	11,80	7,05	6,50
CaO	11,96	12,08	12,17	11,25	10,73	11,29	11,40	11,35	11,32	11,43
Na_2O	0,86	0,42	0,29	1,56	1,40	1,57	1,41	0,47	1,31	1,42
K_2O	0,94	0,16	0,13	1,07	0,44	0,41	1,10	0,09	0,27	0,36
Cl	0,04	0,00	0,02	0,16	0,08	0,06	0,22	0,07	0,07	0,04
Σ	97,40	97,81	98,02	97,20	95,81	96,65	96,88	96,59	97,35	96,81
kationty a anionty (apfu)										
Si	6,69	7,53	7,58	6,31	6,24	6,34	6,10	7,53	6,63	6,46
Al^{iv}	1,31	0,47	0,42	1,69	1,76	1,66	1,90	0,47	1,37	1,54
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,56	0,23	0,15	0,40	0,87	0,78	0,74	0,09	0,63	0,66
Ti	0,09	0,03	0,03	0,23	0,03	0,04	0,14	0,02	0,05	0,04
Fe^{3+}	0,18	0,12	0,15	0,48	0,83	0,38	0,46	0,49	0,44	0,43
Cr	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02	0,02
Mg	1,31	2,31	2,42	1,76	1,28	1,36	1,15	2,60	1,59	1,48
Fe^{2+}	2,80	2,23	2,16	2,05	1,93	2,38	2,44	1,71	2,22	2,31
Mn	0,06	0,07	0,08	0,08	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06
Σ (C)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,98	1,92	1,92	1,84	1,76	1,85	1,90	1,80	1,83	1,87
Na	0,02	0,08	0,08	0,16	0,24	0,15	0,10	0,14	0,17	0,13
Σ (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,93	2,00	2,00
Na	0,24	0,04	0,01	0,30	0,18	0,32	0,32	0,00	0,21	0,29
K	0,18	0,03	0,03	0,21	0,09	0,08	0,22	0,02	0,05	0,07
Σ (A)	0,42	0,07	0,03	0,51	0,26	0,40	0,54	0,02	0,26	0,36
Cl^-	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,01	0,06	0,02	0,02	0,01
$(OH)^-$	1,99	2,00	1,99	1,96	1,98	1,99	1,94	1,98	1,98	1,99
Σ	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ kat	15,42	15,07	15,03	15,51	15,26	15,40	15,54	14,95	15,26	15,36
X Mg	0,32	0,51	0,53	0,46	0,40	0,36	0,32	0,60	0,42	0,39

vzorek	SK 7	SK 7	SK 8	SK 8	SK 17	SK 22	SK 22	SK 34	SK 34	SK 34	SK 34
hornina	qdior.p.	qdior.p.	qdior.p.	qdior.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	afan. h.	afan. h.	afan. h.	afan. h.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.
analýza	140617 SA3-S2 9	140617 SA3-S2 15	140616 SA2-S1 18	140616 SA2-S2 16	140611 SA2-S1 2	140104 SA1-S2 16	140104 SA1-S2 17	140611 SA1-S1 10	140611 SA1-S2 8	140611 SA1-S2 10	140611 SA1-S5 9
minerál	kaers	fe-tsch	fe-tsch	fe-tsch	fe-tsch	mg-hbl	mg-hbl	fe-tsch	fe-tsch	mg-hbl	fe-tsch
pozice	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	41,03	42,63	41,07	41,14	42,85	45,29	48,12	40,44	40,18	50,02	42,43
TiO_2	5,04	2,66	1,77	3,31	0,38	1,16	0,33	2,98	0,31	0,39	0,26
Al_2O_3	10,17	10,40	12,33	11,78	11,89	8,27	6,72	12,46	16,13	3,31	14,55
FeO	18,76	21,19	21,87	19,39	20,65	17,76	17,79	21,47	21,28	21,37	21,23
MnO	0,63	0,68	0,56	0,60	0,42	0,35	0,48	0,44	0,47	0,66	0,49
MgO	9,00	6,86	5,87	7,38	7,37	10,72	10,99	6,61	5,01	9,82	5,89
CaO	10,88	10,97	11,90	11,16	11,95	11,20	11,94	10,01	11,20	10,68	11,09
Na_2O	1,27	1,26	1,14	1,40	1,00	1,23	0,71	1,30	1,30	0,51	1,48
K_2O	0,37	0,34	0,74	0,48	0,90	0,83	0,47	1,36	0,41	0,14	0,36
Cl	0,04	0,03	0,07	0,04	0,00	0,21	0,14	0,04	0,05	0,19	0,00
Σ	97,19	97,03	97,33	96,67	97,41	97,03	97,68	97,10	96,33	97,08	97,78
kationty a anionty (apfu)											
Si	6,17	6,49	6,32	6,28	6,50	6,76	7,11	6,15	6,14	7,45	6,36
Al^{iv}	1,80	1,51	1,68	1,72	1,50	1,24	0,89	1,85	1,86	0,55	1,64
Σ (T)	7,97	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,00	0,35	0,56	0,39	0,62	0,22	0,28	0,38	1,04	0,03	0,93
Ti	0,57	0,30	0,21	0,38	0,04	0,13	0,04	0,34	0,04	0,04	0,03
Fe^{3+}	0,78	0,54	0,23	0,33	0,37	0,71	0,49	0,76	0,63	0,90	0,59
Mg	2,02	1,56	1,35	1,68	1,66	2,39	2,42	1,50	1,14	2,18	1,32
Fe^{2+}	1,58	2,15	2,58	2,15	2,25	1,51	1,70	1,96	2,09	1,76	2,07
Mn	0,08	0,09	0,07	0,08	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,08	0,06
Σ (C)	5,03	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,75	1,79	1,96	1,82	1,94	1,79	1,89	1,63	1,83	1,70	1,78
Na	0,25	0,21	0,04	0,18	0,06	0,21	0,11	0,37	0,17	0,15	0,22
Σ (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,85	2,00
Na	0,12	0,16	0,30	0,24	0,24	0,15	0,09	0,01	0,22	0,00	0,21
K	0,07	0,07	0,15	0,09	0,17	0,16	0,09	0,26	0,08	0,03	0,07
Σ (A)	0,19	0,23	0,45	0,33	0,41	0,31	0,18	0,27	0,30	0,03	0,28
Cl^-	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,05	0,04	0,01	0,01	0,05	0,00
$(OH)^-$	1,99	1,99	1,98	1,99	2,00	1,95	1,96	1,99	1,99	1,95	2,00
Σ	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ kat	15,19	15,23	15,45	15,33	15,41	15,31	15,18	15,27	15,30	14,88	15,28
X Mg	0,56	0,42	0,34	0,44	0,43	0,61	0,59	0,43	0,35	0,55	0,39

vzorek	SK 2	SK 2	SK 2	SK 2	SK 2	SK 2	SK 5	SK 5	SK 5	SK 5	SK 5
hornina	malchit	malchit	malchit	malchit	malchit	malchit	afan.m.	afan.m.	afan.m.	afan.m.	afan.m.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	140617 SA1-S2 3	140617 SA1-S3 2	140617 SA1-S3 9	140617 SA1-S1 1	140617 SA1-S1 5	140617 SA1-S1 15	140528 SA1-S1 13	140528 SA1-S1 24	140528 SA1-S1 25	140528 SA1-S1 1	140528 SA1-S1 2
minerál	mg-hbl	act	act	mg-hbl	fe-hbl	fe-tsch	fe-tsch	fe-hbl	tsch	fe-tsch	fe-hbl
pozice							zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zonál. jádro	vyrostl. okraj
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	48,64	50,50	52,61	51,92	50,05	49,68	41,22	41,30	42,59	41,99	42,70
TiO_2	0,34	0,23	0,00	0,20	0,26	0,39	3,49	0,48	2,05	3,66	0,51
Al_2O_3	6,43	4,23	2,17	2,35	3,97	4,28	11,18	12,32	10,98	11,82	12,64
FeO	19,73	18,96	18,01	19,07	19,36	19,22	20,89	21,21	20,94	15,46	21,58
MnO	0,49	0,53	0,36	0,49	0,40	0,42	0,56	0,44	0,44	0,37	0,46
MgO	9,32	10,51	11,73	10,93	10,31	10,02	7,01	5,84	6,57	10,46	6,47
CaO	12,07	12,45	12,46	12,17	12,14	12,00	10,53	11,28	11,47	11,09	11,53
Na_2O	0,72	0,49	0,22	0,31	0,52	0,53	1,45	1,24	1,12	1,40	1,35
K_2O	0,66	0,19	0,07	0,11	0,19	0,23	0,39	0,60	0,45	0,51	0,55
Cl	0,00	0,05	0,04	0,00	0,08	0,07	0,04	0,04	0,05	0,00	0,00
Σ	98,40	98,13	97,68	97,54	97,28	96,83	96,75	94,75	96,67	96,76	97,78
kationty a anionty (apfu)											
Si	7,24	7,49	7,77	7,71	7,49	7,48	6,27	6,46	6,53	6,23	6,45
Al^{iv}	0,76	0,51	0,23	0,29	0,51	0,52	1,73	1,54	1,47	1,77	1,55
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,37	0,23	0,15	0,13	0,19	0,24	0,28	0,73	0,52	0,30	0,70
Ti	0,04	0,03	0,00	0,02	0,03	0,04	0,40	0,06	0,24	0,41	0,06
Fe^{3+}	0,12	0,10	0,07	0,13	0,20	0,15	0,72	0,41	0,30	0,68	0,50
Mg	2,07	2,32	2,58	2,42	2,30	2,25	1,59	1,36	1,50	2,31	1,46
Fe^{2+}	2,33	2,25	2,16	2,24	2,23	2,27	1,94	2,37	2,39	1,24	2,22
Mn	0,06	0,07	0,04	0,06	0,05	0,05	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06
Σ (C)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	4,99	5,00	4,98	5,00
Ca	1,93	1,98	1,97	1,94	1,95	1,94	1,72	1,89	1,88	1,76	1,87
Na	0,07	0,02	0,03	0,06	0,05	0,06	0,28	0,11	0,12	0,24	0,13
Σ (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,13	0,12	0,04	0,03	0,10	0,09	0,14	0,27	0,22	0,16	0,26
K	0,13	0,04	0,01	0,02	0,04	0,04	0,08	0,12	0,09	0,10	0,11
Σ (A)	0,26	0,16	0,05	0,05	0,13	0,13	0,22	0,39	0,31	0,26	0,37
Cl^-	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
$(OH)^-$	2,00	1,99	1,99	2,00	1,98	1,98	1,99	1,99	1,99	2,00	2,00
Σ	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ kat	15,26	15,16	15,05	15,05	15,13	15,13	15,22	15,39	15,31	15,26	15,37
X Mg	0,47	0,51	0,54	0,52	0,51	0,50	0,45	0,37	0,39	0,65	0,40

vzorek	SK 5	SK 5	FH 2	FH 2	FH 2	FH 2	FH 2	FH 2	FH 2	FH 2	FH 2
hornina	afan.m.	afan.m.	spess.	spess.	spess.	spess.	spess.	spess.	spess.	spess.	spess.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	140528 SA1-S1 5	140528 SA1-S1 4	130805 SA1-S1 22	130805 SA1-S1 24	141203 SA2-S2 1	141203 SA2-S2 2	141203 SA2-S2 4	130805 SA1-S1 20	130805 SA1-S1 22	130805 SA1-S2 3	130805 SA1-S2 6
minerál	mg-hbl	fe-tsch	mg-hbl	mg-hbl	prg	prg	prg	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl	mg-hbl
pozice	zonál. jádro	vyrost. okraj	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	vyrost.	vyrost.	vyrost.	vyrost.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	41,66	47,58	50,62	50,85	40,09	39,73	40,21	53,19	50,62	51,25	51,39
TiO_2	2,30	0,31	0,23	0,24	2,57	2,96	2,14	0,09	0,23	0,17	0,18
Al_2O_3	11,70	6,69	5,32	5,21	12,76	12,49	13,34	3,26	5,32	4,74	4,94
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,35	0,37	0,00	0,00	0,00	0,20	0,35	0,22	0,26
FeO	21,07	20,26	10,98	11,38	15,79	17,07	15,71	10,54	10,98	11,20	11,29
MnO	0,46	0,45	0,00	0,37	0,52	0,40	0,40	0,33	0,00	0,35	0,35
MgO	6,45	9,06	14,82	14,68	9,58	8,95	10,02	15,97	14,82	15,00	14,77
CaO	11,42	11,57	12,58	12,60	11,54	11,43	11,63	12,65	12,58	12,47	12,44
Na_2O	1,23	0,77	0,53	0,49	1,54	1,44	1,64	0,28	0,53	0,38	0,44
K_2O	0,48	0,21	0,11	0,13	1,08	1,14	1,32	0,07	0,11	0,09	0,08
Cl	0,06	0,00	0,00	0,00	0,08	0,10	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	96,84	96,89	95,54	96,31	95,55	95,71	96,50	96,58	95,54	95,87	96,15
kationty a anionty (apfu)											
Si	6,39	7,15	7,43	7,41	6,13	6,10	6,08	7,67	7,43	7,47	7,48
Al^{iv}	1,61	0,85	0,57	0,59	1,87	1,90	1,92	0,33	0,57	0,53	0,52
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,50	0,33	0,35	0,31	0,43	0,37	0,46	0,22	0,35	0,29	0,33
Ti	0,27	0,03	0,02	0,03	0,30	0,34	0,24	0,01	0,02	0,02	0,02
Fe^{3+}	0,39	0,46	0,01	0,09	0,32	0,30	0,42	0,07	0,01	0,16	0,10
Cr	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03	0,03
Mg	1,47	2,03	3,24	3,19	2,19	2,05	2,26	3,43	3,24	3,26	3,21
Fe^{2+}	2,31	2,08	1,33	1,30	1,70	1,89	1,57	1,20	1,33	1,21	1,27
Mn	0,06	0,06	0,00	0,05	0,07	0,05	0,05	0,04	0,00	0,04	0,04
Σ (C)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Ca	1,88	1,86	1,98	1,97	1,89	1,88	1,88	1,95	1,98	1,95	1,94
Na	0,12	0,14	0,02	0,03	0,11	0,12	0,11	0,05	0,02	0,05	0,06
Σ (B)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,24	0,09	0,13	0,11	0,35	0,34	0,35	0,03	0,13	0,06	0,07
K	0,09	0,04	0,02	0,02	0,21	0,22	0,26	0,01	0,02	0,02	0,02
Σ (A)	0,33	0,13	0,15	0,13	0,56	0,56	0,60	0,04	0,15	0,07	0,08
$(OH)^-$	1,98	2,00	2,00	2,00	1,98	1,97	1,98	2,00	2,00	2,00	2,00
Cl	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Σ kat	15,33	15,13	15,15	15,13	15,56	15,53	15,62	15,04	15,15	15,07	15,08

XMg	0,39	0,49	0,71	0,71	0,56	0,52	0,59	0,74	0,71	0,73	0,72

Tab. B-3 Vybrané chemické analýzy biotitu

vzorek	FH 3	FH 3	FH 7	MV 5	MV 5	SK 12	SK 14	SK 18	SK 20	MV 3
hornina	gabr. p.	gabr. p.	dior. P.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabd. p.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Cik. úd.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	130621 SA2 4	130621 SA2 34	131001 SA2-S1 23	131001 SA3 4	131001 SA3 27	140228 SA1-S1 9	140331 SA1-S1 21	140331 SA2-S2 10	140414 SA1-S1 32	V zB 12
pozice	biotitiz.	zákl. h.	zákl. h.	biotitiz.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	34,83	34,74	35,57	35,52	34,33	34,72	34,54	33,63	35,50	35,65
TiO_2	2,31	2,19	1,86	2,41	1,89	1,68	2,34	1,96	2,50	2,16
Al_2O_3	15,48	15,63	15,77	15,20	15,34	15,51	15,37	16,74	16,06	16,00
FeO	23,44	23,55	21,04	23,75	24,79	24,62	25,18	21,10	20,42	21,46
MnO	0,19	0,31	0,28	0,46	0,43	0,38	0,48	0,24	0,27	0,32
MgO	8,47	8,38	9,29	7,20	6,79	7,68	6,42	10,74	9,71	9,55
CaO	0,00	0,20	0,11	0,00	0,15	0,00	0,00	0,14	0,12	0,00
Na_2O	0,09	0,06	0,09	0,10	0,07	0,00	0,09	0,10	0,12	1,15
K_2O	8,85	9,20	9,15	9,19	8,82	9,13	9,60	6,83	9,25	8,99
BaO	0,00	0,00	0,45	0,23	0,24	0,22	0,00	0,55	1,43	0,00
Cl	0,09	0,11	0,06	0,07	0,11	0,14	0,12	0,00	0,00	0,00
Σ	93,74	94,36	93,66	94,12	92,95	94,08	94,13	92,02	95,38	94,63
kationty a anionty (apfu)										
Si	5,52	5,50	5,60	5,64	5,56	5,54	5,54	5,34	5,51	5,52
Al^{iv}	2,48	2,50	2,40	2,36	2,44	2,46	2,46	2,66	2,49	2,48
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,42	0,41	0,52	0,48	0,49	0,46	0,45	0,48	0,45	0,44
Ti	0,28	0,26	0,22	0,29	0,23	0,20	0,28	0,23	0,29	0,25
Mg	2,00	1,98	2,18	1,70	1,64	1,83	1,54	2,54	2,25	2,20
Fe^{2+}	3,11	3,11	2,77	3,15	3,36	3,29	3,38	2,80	2,65	2,78
Mn	0,02	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06	0,03	0,04	0,04
Σ (M)	5,83	5,80	5,73	5,68	5,77	5,83	5,71	6,09	5,68	5,71
Ca	0,00	0,03	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00
Na	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03	0,04	0,35
K	1,79	1,86	1,84	1,86	1,82	1,86	1,96	1,38	1,83	1,77
Ba	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03	0,09	0,00
Σ (I)	1,82	1,91	1,91	1,91	1,89	1,87	1,99	1,47	1,98	2,12
Cl^-	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00
$(OH)^-$	3,98	3,97	3,98	3,98	3,97	3,96	3,97	4,00	4,00	4,00
Σ (A)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Σ kat	15,65	15,71	15,64	15,59	15,66	15,70	15,70	15,56	15,66	15,83
XMg	0,39	0,39	0,44	0,35	0,33	0,36	0,31	0,48	0,46	0,44

vzorek	SK 22	SK 22	SK 22	SK 8	SK 8	SK 23	SK 23	SK 34	SK 35	SK 35
hornina	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	qdior.p.	qdior.p.	tonal.p.	tonal.p.	afan. h.	grd. p.	grd. p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Třembl.	Třembl.	Třembl.
analýza	140204 SA1-S1 20	140204 SA1-S2 3	140204 SA1-S2 6	140616 SA2-S1 16	140616 SA2-S2 2	140617 SA2-S3 7	140617 SA2-S4 1	140611 SA1-S2 9	140616 SA3-S1 3	140616 SA3-S2 4
pozice	zákl. h.	rekryst. vyrostl. bt střed	rekryst. vyrostl. bt kraj	zákl. h.	biotitiz.	zákl. h.	biotitiz.	zákl. h.	biotitiz.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	36,04	36,14	36,45	34,81	35,53	35,65	35,32	34,97	36,37	38,60
TiO_2	2,00	2,01	1,89	2,23	2,11	1,90	2,02	2,01	1,95	0,96
Al_2O_3	16,51	15,73	16,20	15,72	16,03	16,57	16,42	16,78	17,04	18,40
FeO	20,59	20,42	20,53	23,67	23,24	22,42	22,19	22,51	19,79	16,09
MnO	0,28	0,25	0,26	0,42	0,31	0,30	0,26	0,25	0,41	0,34
MgO	10,04	10,12	10,17	7,59	8,01	8,99	8,71	8,72	9,75	9,75
CaO	0,08	0,00	0,00	0,18	0,00	0,21	0,09	0,08	0,07	0,02
Na_2O	0,08	0,09	0,12	0,15	0,12	0,13	0,15	0,00	0,10	0,15
K_2O	9,02	9,30	9,17	9,21	9,33	8,91	9,72	9,37	9,97	10,47
BaO	1,08	0,78	0,96	0,81	0,45	0,31	0,36	0,51	0,18	0,75
Cl	0,00	0,04	0,00	0,13	0,11	0,05	0,08	0,08	0,00	0,00
Σ	95,75	94,88	95,74	94,91	95,23	95,45	95,33	95,27	95,63	95,52
kationty a anionty (apfu)										
Si	5,54	5,61	5,60	5,52	5,56	5,52	5,51	5,46	5,56	5,79
Al^{iv}	2,46	2,39	2,40	2,48	2,44	2,48	2,49	2,54	2,44	2,21
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	0,54	0,48	0,53	0,45	0,52	0,54	0,52	0,54	0,63	1,05
Ti	0,23	0,23	0,22	0,27	0,25	0,22	0,24	0,24	0,22	0,11
Mg	2,30	2,34	2,33	1,79	1,87	2,08	2,02	2,03	2,22	2,18
Fe^{2+}	2,65	2,65	2,64	3,14	3,04	2,90	2,89	2,94	2,53	2,02
Mn	0,04	0,03	0,03	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04
Σ (M)	5,75	5,74	5,74	5,70	5,72	5,78	5,71	5,78	5,67	5,40
Ca	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00
Na	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,00	0,03	0,04
K	1,77	1,84	1,80	1,86	1,86	1,76	1,93	1,87	1,95	2,00
Ba	0,07	0,05	0,06	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,04
Σ (I)	1,87	1,92	1,89	1,99	1,93	1,85	2,02	1,91	2,00	2,09
Cl^-	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
$(OH)^-$	4,00	3,99	4,00	3,96	3,97	3,99	3,98	3,98	4,00	4,00
Σ (A)	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Σ kat	15,63	15,65	15,63	15,69	15,65	15,64	15,73	15,69	15,66	15,49
XMg	0,47	0,47	0,47	0,36	0,38	0,42	0,41	0,41	0,47	0,52

rekryst. vyrost. bt = rekrystalizovaná vyrostlice biotitu

Tab. B-4 Vybrané chemické analýzy draselného živce

vzorek	MV 5	MV 5	SK 12	SK 12	SK 12	SK 14	SK 14	SK 18	FH 7	FH 8	FH 8
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabd. p.	dior. P.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.
analýza	131001	131001	140228	140228	140228	140331	140331	140331	131001	130805	130805
	S03	S03	SA1-S1	SA1-S3	SA1-S3	SA1-S2	SA1-S3	SA2-S1	SA2-S1	SA2-SI1	SA2-SI2
	35	37	15	4	5	14	5	11	4	18	9
pozice	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hm. %)											
SiO_2	62,56	59,78	61,20	64,50	62,12	62,49	62,20	62,88	64,22	63,85	64,11
Al_2O_3	19,26	19,59	18,90	18,28	19,06	19,01	18,81	18,08	18,79	18,83	18,55
FeO	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,19	0,25	0,20	0,11	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09
Na_2O	0,92	0,96	0,54	0,87	0,75	0,84	0,68	0,07	0,31	0,26	0,12
K_2O	14,31	12,99	14,57	15,54	14,61	14,58	14,94	15,75	15,90	15,92	16,02
BaO	3,14	5,99	4,13	0,76	3,49	3,29	2,98	1,75	0,86	1,21	1,24
Total	100,20	99,31	99,34	100,20	100,03	100,20	99,79	98,78	100,28	100,17	100,15
kationty (apfu)											
Si	11,75	11,54	11,71	11,96	11,74	11,76	11,77	11,93	11,91	11,88	11,93
Al	4,26	4,46	4,26	4,00	4,25	4,22	4,19	4,04	4,11	4,13	4,07
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,02	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Na	0,33	0,36	0,20	0,31	0,27	0,31	0,25	0,03	0,11	0,09	0,04
K	3,43	3,20	3,56	3,68	3,52	3,50	3,61	3,81	3,76	3,78	3,80
Ba	0,23	0,45	0,31	0,06	0,26	0,24	0,22	0,13	0,06	0,09	0,09
Σ	20,00	20,01	20,04	20,04	20,04	20,03	20,06	19,97	19,98	19,99	19,96
An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,48
Ab	8,38	8,95	4,89	7,74	6,75	7,54	6,09	0,65	2,79	2,38	1,12
Or	85,83	79,76	87,50	90,89	86,87	86,47	88,48	96,08	95,62	95,39	96,11
Cn	5,79	11,30	7,61	1,37	6,38	5,99	5,42	3,28	1,59	2,22	2,29

vzorek	SK 22	SK 22	SK 22	SK 13	SK 13	SK 8	SK 34	SK 34	SK 35	SK 35	SK 35
hornina	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	qdior.p.	afan. h.	afan. h.	grd. p.	grd. p.	grd. p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.	Třembl.
analýza	140204	140204	140204	140228	140228	140616	140611	140611	140616	140616	140616
	SA1-S2	SA1-S3	SA1-S3	SA2-S1	SA2-S2	SA2-S4	SA1-S1	SA1-S1	SA3-S2	SA3-S2	SA3-S2
	21	9	10	6	5	7	8	15	5	8	5
pozice	trhl.	zákl. h.	trhl.	zákl. h.	zákl. h.	uzavř.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)											
SiO_2	55,98	64,70	56,57	63,16	63,94	59,38	62,89	62,91	62,00	59,65	62,00
Al_2O_3	20,31	18,29	20,48	18,44	18,72	19,89	18,27	18,31	18,51	19,52	18,51
FeO	0,00	0,14	0,31	0,00	0,00	0,00	0,50	0,44	0,00	0,00	0,00
CaO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,00	0,08	0,00
Na_2O	1,53	0,14	1,29	0,73	0,88	0,12	0,12	0,55	0,83	0,64	0,83
K_2O	10,37	16,17	10,92	15,28	15,09	14,25	16,37	15,42	14,93	13,58	14,93
BaO	10,93	0,76	10,47	1,49	1,45	7,00	1,25	1,52	2,64	6,30	2,64
Σ	99,20	100,19	100,02	99,11	100,08	100,64	99,40	99,25	98,92	99,76	98,92
kationty (apfu)											
Si	11,17	12,00	11,18	11,89	11,89	11,46	11,87	11,87	11,80	11,52	11,80
Al	4,78	4,00	4,77	4,09	4,10	4,52	4,06	4,07	4,15	4,44	4,15
Fe^{2+}	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00
Ca	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
Na	0,59	0,05	0,49	0,27	0,32	0,04	0,04	0,20	0,31	0,24	0,31
K	2,64	3,82	2,75	3,67	3,58	3,51	3,94	3,71	3,63	3,35	3,63
Ba	0,85	0,06	0,81	0,11	0,11	0,53	0,09	0,11	0,20	0,48	0,20
Σ	20,05	19,94	20,06	20,03	20,00	20,06	20,09	20,05	20,09	20,05	20,09
An	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,50	0,00	0,42	0,00
Ab	14,43	1,29	12,15	6,60	7,95	1,05	1,04	5,02	7,46	5,84	7,46
Or	64,33	97,30	67,86	90,68	89,41	85,93	96,68	91,71	87,78	82,05	87,78
Cn	20,83	1,41	19,98	2,72	2,64	12,97	2,28	2,77	4,77	11,69	4,77

Tab. B-5 Vybrané chemické analýzy chloritu

vzorek	SK 30	SK 30	SK 30	FH 7	FH 7	SK 12	SK 12	SK 18	SK 18	SK 20
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	dior. P.	dior. P.	gabr. p.	gabr. p.	gabrd.p.	gabrd.p.	gabr. p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Cik. úd.	Cik. úd.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	130621	140414	140414	131001	131001	140228	140228	140331	140331	140414
	SA1	SA2-S1	SA2-S2	SA2-S1	SA2-S1	SA1-S1	SA1-S2	SA2-S1	SA2-S1	SA1-S3
	7	1	12	22	24	14	7	1	25	20
minerál	ripid.	ripid.	ripid.	brun.	ripid.	brun.	diab.	ripid.	brun.	ripid.
pozice	v uralitu	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.	zákl. h.
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	25,40	25,54	24,92	25,04	24,88	28,84	32,20	25,33	30,10	25,54
TiO_2	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,76	0,00	0,13	1,29	0,00
Al_2O_3	19,61	20,88	20,50	18,52	19,58	16,48	14,33	21,03	18,29	20,03
FeO	23,60	23,54	23,57	26,73	26,24	29,68	22,57	24,24	22,05	27,54
MnO	0,39	0,35	0,37	0,39	0,55	0,49	0,45	0,40	0,23	0,52
MgO	15,31	15,29	15,10	12,88	13,50	9,87	17,27	14,00	12,14	12,83
CaO	0,15	0,00	0,00	0,06	0,00	0,09	0,40	0,00	0,41	0,09
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,31	0,08	0,00	2,83	0,00
Σ	84,16	86,82	84,77	84,76	84,67	87,32	84,90	85,14	86,39	87,47
kationty a anionty (apfu)										
Si	5,53	5,45	5,42	5,61	5,49	6,19	6,62	5,46	6,19	5,53
Al^{iv}	2,47	2,55	2,58	2,39	2,51	1,81	1,38	2,54	1,81	2,47
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	2,56	2,71	2,68	2,51	2,58	2,41	2,12	2,82	2,71	2,64
Ti	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,02	0,20	0,00
Fe^{3+}	0,05	0,11	0,05	0,07	0,03	0,32	0,40	0,18	0,39	0,09
Mg	4,97	4,86	4,90	4,30	4,44	3,16	5,29	4,50	3,72	4,14
Fe^{2+}	4,25	4,09	4,23	4,94	4,80	5,01	3,48	4,19	3,40	4,89
Mn	0,07	0,06	0,07	0,07	0,10	0,09	0,08	0,07	0,04	0,10
Ca	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,09	0,00	0,09	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,72	0,04	0,00	1,49	0,00
Σ (M)	11,94	11,86	11,93	11,91	11,96	11,85	11,49	11,78	12,04	11,88
$(OH)^-$	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Σ kat	19,94	19,86	19,93	19,91	19,96	19,85	19,49	19,78	20,04	19,88
X Fe	0,46	0,46	0,47	0,54	0,52	0,63	0,42	0,49	0,51	0,55

vzorek	FH 4	FH 4	SK 22	SK 22	SK 22	SK 22	SK 8	SK 23	SK 7	SK 7
hornina	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	tonal.p.	qdior.p.	tonal.p.	qdior.p.	qdior.p.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	131001 SA1 2	131001 SA1 23	140204 SA1-S1 1	140204 SA1-S2 2	140204 SA1-S2 5	140204 SA1-S3 21	140616 SA2-S1 22	140617 SA2-S1 11	140617 SA3-S1 5	140617 SA3-S3 6
minerál	ripid.	ripid.	ripid.	brun.	diab.	brun.	brun.	brun.	brun.	brun.
pozice	v plg	zákl. h.	v amf	rekryst. vyrostl. bt střed		zákl. h.	zákl. h.	v amf	v amf	v plg
oxidy (hmot. %)										
SiO_2	24,72	24,17	25,54	29,05	34,41	27,29	26,63	26,67	25,54	27,27
TiO_2	0,11	0,13	0,00	1,47	0,57	0,00	0,10	0,00	0,10	0,18
Al_2O_3	20,27	19,74	19,79	16,61	11,72	17,21	17,72	18,76	18,09	17,32
FeO	26,19	27,10	27,80	24,63	21,21	27,12	30,89	28,52	29,10	30,57
MnO	0,91	1,00	0,57	0,31	0,18	0,37	0,62	0,42	0,51	0,39
MgO	12,97	11,79	12,65	11,39	14,37	13,04	10,95	12,58	12,54	10,52
CaO	0,11	0,09	0,00	0,67	0,51	0,00	0,08	0,24	0,12	0,18
K_2O	0,00	0,00	0,00	1,86	0,83	0,00	0,16	0,00	0,00	0,18
Σ	85,27	84,03	86,34	85,97	83,78	85,02	87,15	87,18	85,99	86,61
kationty a anionty (apfu)										
Si	5,42	5,42	5,55	6,19	7,23	5,97	5,82	5,74	5,64	5,97
Al^{iv}	2,58	2,58	2,45	1,81	0,77	2,03	2,18	2,26	2,36	2,03
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	2,66	2,65	2,63	2,42	2,19	2,43	2,41	2,51	2,35	2,45
Ti	0,02	0,02	0,00	0,23	0,09	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03
Fe^{3+}	0,07	0,07	0,10	0,38	0,81	0,22	0,13	0,14	0,01	0,25
Mg	4,24	3,94	4,10	3,62	4,50	4,25	3,57	4,04	4,13	3,43
Fe^{2+}	4,74	5,02	4,96	4,01	2,92	4,74	5,52	4,99	5,36	5,35
Mn	0,17	0,19	0,10	0,06	0,03	0,07	0,12	0,08	0,09	0,07
Ca	0,03	0,02	0,00	0,15	0,11	0,00	0,02	0,06	0,03	0,04
K	0,00	0,00	0,00	1,01	0,44	0,00	0,09	0,00	0,00	0,10
Σ (M)	11,93	11,91	11,89	11,88	11,09	11,71	11,88	11,82	11,99	11,72
$(OH)^-$	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00	16,00
Σ kat	19,92	19,92	19,88	19,88	19,10	19,71	19,87	19,82	19,99	19,72
X Fe	0,53	0,56	0,55	0,55	0,45	0,54	0,61	0,56	0,57	0,62

rekryst. vyrost. bt = rekrystalizovaná vyrostlice biotitu

Tab. B-6 Vybrané chemické analýzy minerálů skupiny epidotu

vzorek	SK 14	SK 18	SK 30	FH 4	SK 22	SK 13	FH 2	FH 2	FH 2
hornina	gabr. p.	gabrd.p.	gabr. p.	tonal. p.	tonal. p.	tonal. p.	spess.	spess.	spess.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	140331	140331	140414	131001	140204	140228	130805	141203	141203
	SA1-S3	SA2-S1	SA2-S1	SA1	SA1-S3	SA2-S1	SA1-S2	SA2-S1	SA2-S2
	12	24	5	12	13	3	17	3	10
oxidy (hmot. %)									
SiO_2	38,50	38,08	38,62	37,66	38,16	37,77	37,63	38,41	38,08
TiO_2	0,00	0,23	0,00	0,00	0,00	0,13	0,12	0,14	0,39
Al_2O_3	27,71	25,59	25,71	26,00	26,99	23,70	26,12	26,59	25,36
FeO	5,85	8,31	8,60	8,69	7,43	10,93	8,68	8,40	9,07
MnO	0,00	0,00	0,14	0,42	0,00	0,28	0,00	0,00	0,08
CaO	23,87	23,14	22,85	23,35	23,41	22,60	23,46	23,59	23,44
Σ	95,92	95,35	95,93	96,12	96,00	95,41	96,01	97,13	96,42
kationty (apfu)									
Si	3,11	3,16	3,19	3,11	3,12	3,20	3,11	3,13	3,15
Σ (T)	3,11	3,16	3,19	3,11	3,12	3,20	3,11	3,13	3,15
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Al	2,64	2,50	2,51	2,53	2,60	2,37	2,54	2,55	2,47
Fe^{3+}	0,18	0,26	0,27	0,27	0,23	0,35	0,27	0,26	0,28
Mn	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Σ (M)	2,82	2,78	2,78	2,83	2,83	2,74	2,82	2,82	2,78
Ca	2,07	2,06	2,02	2,06	2,05	2,05	2,07	2,06	2,07
Σ (A)	2,07	2,06	2,02	2,06	2,05	2,05	2,07	2,06	2,07
$(OH)^-$	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Σ kat	8,04	8,05	8,03	8,08	8,05	8,07	8,07	8,06	8,06
p_s	6,31	9,40	9,64	9,64	8,08	12,84	9,59	9,16	10,25

Tab. B-7 Chemické analýzy sericitu

vzorek	FH 5	FH 5	FH 7	FH 7	FH 8	FH 8	SK 36
hornina	gabr. p.	gabr. p.	dior. p.	dior. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.
lokalita	Marján.	Marján.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.
analýza	130805 SA3-S1 2	130805 SA3-S1 6	131001 SA2-S1 27	131001 SA2-S2 20	130805 SA2-S1 2	130805 SA2-S2 8	140616 SA1-S 1 4
oxidy (hmot. %)							
SiO_2	45,26	47,75	47,55	47,02	45,80	47,68	46,99
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	36,67	34,16	36,03	35,64	34,64	34,73	35,78
FeO	0,38	0,68	1,08	1,40	1,76	0,75	0,70
MgO	0,00	0,42	0,24	0,39	1,25	0,13	0,26
CaO	0,15	0,73	0,25	0,15	0,11	1,03	0,15
Na_2O	0,27	0,82	0,08	0,11	0,00	0,80	0,28
K_2O	10,60	9,76	10,42	10,72	10,69	9,60	11,03
BaO	0,72	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	0,33
Σ	94,06	94,69	95,65	95,42	94,24	94,72	95,52
kationty a anionty (apfu)							
Si	6,10	6,37	6,26	6,24	6,18	6,34	6,24
Al^{iv}	1,90	1,63	1,74	1,76	1,82	1,66	1,76
Σ (T)	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{vi}	3,93	3,73	3,85	3,81	3,68	3,77	3,83
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	0,04	0,08	0,12	0,15	0,20	0,08	0,08
Mg	0,00	0,08	0,05	0,08	0,25	0,03	0,05
Σ (M)	3,97	3,89	4,02	4,04	4,13	3,88	3,96
Ca	0,02	0,10	0,04	0,02	0,02	0,15	0,02
Na	0,07	0,21	0,02	0,03	0,00	0,21	0,07
K	1,82	1,66	1,75	1,81	1,84	1,63	1,87
Ba	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Σ (I)	1,96	2,00	1,81	1,86	1,86	1,98	1,98
$(OH)^-$	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Σ kat	13,93	13,89	13,83	13,90	13,99	13,86	13,94
XMg	0,00	0,52	0,29	0,33	0,56	0,24	0,40

Tab. B-8 Vybrané chemické analýzy titanitu (hmot. %)

vzorek	MV 5	SK 12	SK 14	SK 8	SK 22	SK 23	SK 2	SK 2	FH 2	FH 2
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	qdior. p.	tonal. p.	tonal. p.	malchit	malchit	spess.	spess.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.
analýza	131001	140228	140331	140616	140204	140617	140617	140617	130805	130805
	SA3	SA1-S4	SA1-S4	SA2-S1	SA1-S2	SA2-S4	SA1-S3	SA1-S4	SA1-S1	SA1-S2
	3	7	12	7	18	4	3	4	11	10
SiO_2	30,62	31,04	30,68	31,30	30,81	31,12	30,66	30,42	30,45	30,59
TiO_2	36,89	34,19	37,88	32,62	33,28	30,21	36,98	35,74	32,31	36,84
Al_2O_3	1,80	3,21	1,27	4,68	4,30	5,99	2,01	2,69	3,64	1,25
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21
FeO	0,98	1,44	0,79	1,41	0,90	1,52	0,83	0,94	1,03	0,69
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	28,88	28,44	28,10	28,19	28,88	28,42	28,14	28,49	28,41	28,28
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
V_2O_5	0,00	0,25	0,00	0,24	0,67	0,53	0,34	0,54	1,16	0,29
Y_2O_3	0,00	0,00	0,63	0,00	0,00	0,19	0,69	0,54	0,00	0,00
F	0,60	0,66	0,49	1,30	0,97	1,77	0,25	0,53	0,94	0,24
Σ	99,76	99,23	99,84	99,73	99,81	100,06	99,90	99,88	97,94	98,39

Tab. B-9 Vybrané chemické analýzy ilmenitu (hmot. %)

vzorek	SK 14	SK 30	SK 36	SK 8	SK 8	SK 5	SK 17	SK 23	SK 34	SK 34
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	qdior. p.	qdior. p.	afan. m.	tonal. p.	tonal. p.	afan. h.	afan. h.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Cik. úd.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Třembl.	Třembl.
analýza	140331	140414	140616	140616	140616	140528	140611	140617	140611	140611
	SA1-S2	SA2-S2	SA1-S3	SA2-S1	SA2-S3	SA1-S1	SA2-S1	SA2-S2	SA1-S5	SA1-S5
	6	16	16	25	6	26	21	6	1	2
SiO_2	0,20	0,14	0,60	0,34	0,23	0,35	0,11	0,19	0,08	0,15
TiO_2	50,71	52,30	53,12	52,70	53,01	52,96	54,34	51,73	52,17	52,99
Al_2O_3	0,00	0,00	0,21	0,16	0,00	0,13	0,00	0,00	0,07	0,00
FeO	42,87	43,58	41,66	43,68	43,44	39,86	42,77	42,40	45,31	43,52
MnO	4,19	3,25	3,65	3,92	3,88	4,84	4,54	5,46	2,50	2,81
MgO	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00
CaO	0,17	0,22	0,68	0,22	0,11	0,10	0,19	0,28	0,00	0,07
V_2O_5	0,00	0,00	0,00	0,51	0,00	0,33	0,26	0,29	0,00	0,00
Σ	98,13	99,63	99,92	101,53	100,68	98,57	102,34	100,35	100,14	99,54

Tab. B-10 Vybrané chemické analýzy apatitu (hmot. %)

vzorek	MV 5	SK 14	SK 36	FH 8	FH 7	SK 8	SK 13	SK 23	SK 35	SK 34
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	dior. p.	qdior.p.	tonal. p.	tonal. p	grd. p.	afan.h.
lokalita	Senohr.	Senohr.	Cik. úd.	Cik. úd.	Cik. úd.	Senohr.	Senohr.	Senohr.	Třembl.	Třembl.
analýza	131001	140331	140616	130805	130805	140616	140228	140617	140616	140611
	SA3	SA1-S2	SA1-S3	SA2-S2	SA1-S3	SA2-S1	SA2-S1	SA2-S1	SA3-S1	SA1-S1
	17	3	19	16	11	26	9	5	2	28
SiO_2	0,60	0,55	0,72	0,59	0,75	0,70	0,67	0,60	0,61	0,69
FeO	0,38	0,62	0,31	0,37	0,34	0,41	0,38	0,35	0,30	0,19
MnO	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	55,48	54,53	54,60	56,00	54,78	54,53	53,48	55,65	54,99	55,25
P_2O_5	42,54	43,09	43,06	42,75	41,41	42,99	42,50	43,51	42,62	43,76
SrO	1,25	1,14	1,12	1,06	1,05	1,04	1,00	1,11	1,07	1,12
La_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00	0,00	0,31	0,00
F	3,25	3,63	3,27	3,80	3,39	3,63	5,06	3,74	3,30	4,06
Cl	0,00	0,09	0,10	0,05	0,09	0,44	0,00	0,00	0,07	0,00
Σ	103,49	103,74	103,17	104,61	101,81	104,39	103,10	104,96	103,27	105,08

Tab. B-11 Chemické analýzy reliktů zrn pyroxenu

vzorek	SK 39	SK 39	SK 39	SK 39	SK 39	SK 5	SK 5
hornina	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	gabr. p.	afan. m.	afan. m.
lokalita	Zvánovice	Zvánovice	Zvánovice	Zvánovice	Zvánovice	Senohraby	Senohraby
analýza	141203	141203	141203	141203	141203	140528	140528
	SA1-S1	SA1-S1	SA1-S1	SA1-S2	SA1-S2	SA1-S1	SA1-S1
	1	4	5	1	6	7	8
oxidy (hmot. %)							
SiO_2	50,02	50,51	50,81	50,67	50,30	52,93	52,72
TiO_2	0,68	0,67	0,45	0,70	0,78	0,00	0,10
Al_2O_3	4,29	3,84	3,65	3,63	3,92	0,30	1,04
Cr_2O_3	0,30	0,00	0,27	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	7,79	7,93	7,43	8,19	8,07	10,22	9,91
MnO	0,00	0,27	0,21	0,14	0,19	0,55	0,44
MgO	14,05	14,27	14,48	14,15	13,97	12,13	12,33
CaO	22,22	22,41	21,40	22,14	22,38	23,74	23,44
Na_2O	0,22	0,24	0,26	0,18	0,14	0,07	0,24
Σ	99,56	100,14	98,97	99,80	99,75	99,95	100,24
kationty (apfu)							
Si	1,87	1,88	1,90	1,89	1,88	2,00	1,98
Al^{iv}	0,13	0,12	0,10	0,11	0,12	0,00	0,02
Σ (T)	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al^{vi}	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,01	0,03
Ti	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00
Fe^{3+}	0,06	0,08	0,03	0,05	0,05	0,00	0,01
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,78	0,79	0,81	0,79	0,78	0,68	0,69
Fe^{2+}	0,07	0,07	0,08	0,10	0,10	0,30	0,27
Σ (M1)	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Fe^{2+}	0,11	0,10	0,12	0,11	0,10	0,02	0,03
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01
Ca	0,89	0,89	0,86	0,89	0,90	0,96	0,94
Na	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
Σ (M2)	1,02	1,02	1,00	1,01	1,01	1,00	1,00
Σ kat	4,02	4,02	4,01	4,01	4,02	4,00	4,00
Wo	46,47	46,08	45,05	45,84	46,39	48,41	48,15
En	40,88	40,83	42,42	40,75	40,29	34,43	35,25
Fs	12,65	13,09	12,53	13,42	13,32	17,16	16,60
XMg	0,76	0,76	0,78	0,76	0,76	0,68	0,69

Příloha C: Výsledky měření anizotropie magnetické susceptibility

Vzorek	Magnetická foliace		Magnetická lineace		P	T	K_m
	směr sklonu	úhel sklonu	směr sklonu	úhel sklonu			(SI)
SK-M 1/1-1	142	73	198	61	1,181	0,479	951×10^{-6}
SK-M 1/1-2	153	68	190	63	1,129	0,537	998×10^{-6}
SK-M 1/1-3	156	66	211	52	1,139	0,560	1110×10^{-6}
SK- M1/1-4	151	66	173	64	1,095	0,545	878×10^{-6}
SK-M 1/2-1	151	67	200	57	1,110	0,607	893×10^{-6}
SK-M 1/2-2	162	67	175	66	1,135	0,725	1040×10^{-6}
SK-M 1/2-3	154	69	175	67	1,097	0,269	790×10^{-6}
SK-M 1/2-4	151	70	176	68	1,072	0,500	734×10^{-6}
SK-M 2/1-1	279	60	329	48	1,043	0,499	577×10^{-6}
SK-M 2/1-2	278	57	322	48	1,042	0,559	601×10^{-6}
SK-M 2/2-1	281	59	325	50	1,044	0,565	594×10^{-6}
SK-M 2/2-2	278	60	323	50	1,043	0,524	580×10^{-6}
SK-M 2/3-1	282	61	333	48	1,057	0,908	581×10^{-6}
SK-M 2/3-2	277	63	314	57	1,046	0,419	494×10^{-6}
SK-M 2/4-1	281	63	314	59	1,055	0,340	576×10^{-6}
SK-M 2/5-1	284	54	333	42	1,051	0,183	596×10^{-6}
SK-M 3/1-1	287	59	307	58	1,057	0,273	533×10^{-6}
SK-M 3/1-2	279	63	305	60	1,056	0,287	610×10^{-6}
SK-M 3/1-3	277	62	309	58	1,056	0,330	607×10^{-6}
SK-M 3/2-1	281	65	315	60	1,057	0,208	586×10^{-6}
SK-M 3/2-2	281	66	316	61	1,058	0,203	639×10^{-6}
SK-M 3/2-3	280	63	307	60	1,057	0,310	604×10^{-6}
SK-M 3/3-1	282	60	311	57	1,056	-0,080	524×10^{-6}
SK-M 3/3-2	284	60	312	57	1,056	0,134	551×10^{-6}
SK-M 3/3-3	282	63	314	59	1,060	0,285	564×10^{-6}
SK-M 3/3-4	282	62	311	58	1,066	0,415	550×10^{-6}
SK-M 3/3-5	277	65	317	59	1,063	0,347	496×10^{-6}
SK-M 3/4-1	284	55	304	54	1,058	-0,161	508×10^{-6}
SK-M 3/4-2	291	57	302	56	1,054	0,051	556×10^{-6}
SK-M 3/4-3	288	59	306	58	1,058	0,247	568×10^{-6}
SK-M 3/4-4	292	58	304	57	1,062	0,339	579×10^{-6}
SK-M 3/4-5	281	62	304	60	1,061	0,349	608×10^{-6}
SK-M 4/1-1	278	59	219	40	1,064	0,536	573×10^{-6}
SK-M 4/1-2	281	59	218	37	1,064	0,601	578×10^{-6}
SK-M 4/1-3	282	60	218	37	1,058	0,574	581×10^{-6}
SK-M 4/1-4	281	61	214	35	1,060	0,633	571×10^{-6}
SK-M 4/2-1	280	59	222	41	1,063	0,561	572×10^{-6}
SK-M 4/2-2	280	58	225	43	1,060	0,549	533×10^{-6}
SK-M 4/2-3	280	58	222	40	1,062	0,593	569×10^{-6}
SK-M 4/2-4	278	59	221	41	1,063	0,576	533×10^{-6}
SK-M 4/2-5	277	57	221	40	1,065	0,585	558×10^{-6}
SK-M 4/3-1	276	59	213	37	1,064	0,576	550×10^{-6}

Vzorek	Magnetická foliace		Magnetická lineace		P	T	K_m
	směr sklonu	úhel sklonu	směr sklonu	úhel sklonu			(SI)
SK-M 4/3-2	276	59	216	40	1,063	0,590	571×10^{-6}
SK-M 4/3-3	276	61	213	39	1,062	0,591	518×10^{-6}
SK-M 4/4-1	276	60	212	37	1,065	0,586	531×10^{-6}
SK-M 4/4-2	275	61	215	42	1,063	0,585	486×10^{-6}
SK-M 4/4-3	279	60	216	39	1,062	0,614	549×10^{-6}
SK-M 5/1-1	308	45	308	45	1,055	0,661	508×10^{-6}
SK-M 5/2-1	309	47	302	47	1,053	0,627	495×10^{-6}
SK-M 5/2-2	303	47	302	47	1,069	0,602	515×10^{-6}
SK-M 5/3-1	306	46	307	46	1,068	0,576	540×10^{-6}
SK-M 5/3-2	308	48	303	48	1,069	0,589	507×10^{-6}
SK-M 5/4-1	300	64	258	57	1,067	0,586	467×10^{-6}
SK-M 5/5-1	307	46	304	46	1,061	0,612	482×10^{-6}
SK-M 5/5-2	303	46	304	46	1,071	0,604	520×10^{-6}
SK-M 5/6-1	306	45	307	45	1,060	0,612	517×10^{-6}
SK-M 5/6-2	306	50	302	50	1,071	0,606	531×10^{-6}
SK-M 6/1-1	279	56	281	56	1,054	0,504	506×10^{-6}
SK-M 6/1-2	279	55	286	55	1,055	0,547	523×10^{-6}
SK-M 6/1-3	278	54	290	54	1,054	0,501	514×10^{-6}
SK-M 6/2-1	279	60	300	58	1,057	0,500	496×10^{-6}
SK-M 6/2-2	278	60	302	58	1,052	0,499	525×10^{-6}
SK-M 6/2-3	280	61	312	57	1,054	0,466	491×10^{-6}
SK-M 6/3-1	282	66	321	60	1,061	0,529	467×10^{-6}
SK-M 6/3-2	282	65	317	60	1,058	0,573	527×10^{-6}
SK-M 6/3-3	280	64	315	59	1,055	0,535	503×10^{-6}
SK-M 6/4-1	281	62	313	58	1,059	0,496	489×10^{-6}
SK-M 6/4-2	278	63	319	56	1,050	0,456	483×10^{-6}
SK-M 6/4-3	280	63	315	59	1,053	0,506	466×10^{-6}
SK-M 7/1-1	258	60	283	57	1,058	0,211	550×10^{-6}
SK-M 7/1-2	259	57	285	54	1,060	-0,028	531×10^{-6}
SK-M 7/2-1	260	61	279	60	1,059	0,249	525×10^{-6}
SK-M 7/2-2	257	63	285	60	1,059	0,165	559×10^{-6}
SK-M 7/2-3	263	60	283	58	1,059	0,168	548×10^{-6}
SK-M 7/2-4	267	60	280	59	1,057	0,155	557×10^{-6}
SK-M 7/3-1	263	57	285	55	1,058	0,144	580×10^{-6}
SK-M 7/3-2	265	54	277	53	1,056	0,114	559×10^{-6}
SK-M 7/3-3	272	54	281	54	1,061	0,151	557×10^{-6}
SK-M 7/3-4	272	54	281	54	1,054	0,057	511×10^{-6}