

**Univerzita Karlova v Praze**

**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Klára Jůzlová

**Vysoce metamorfované horniny zábřežského krystalinika**

**High-grade rocks of the Zábřeh Crystalline Complex**

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: doc. Mgr. Ondřej Lexa, Ph.D.

Konzultant bakalářské práce: Mgr. Vít Peřestý, Ph.D.

Praha, 2020

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, 13.8.2020

Podpis

Poděkování:

Na tomto místě bych ráda poděkovala vedoucímu mé práce doc. Mgr. Ondrovi Lexovi, Ph.D. za příležitost, vedení práce a trpělivost. Dále děkuji Mgr. Vítovi Peřestému, Ph.D. za cenné konzultace a množství rad. Mé díky patří i mapovací skupině za odvedenou práci při mapování studované oblasti. V neposlední řadě děkuji všem svým blízkým za veškerou podporu.

**Abstrakt:**

Tato bakalářská práce se věnuje zábřežskému krystaliniku a pásu výše metamorfovaných hornin, který se rozkládá v jeho jižní části. V rešeršní části si práce klade za cíl shrnout dosavadní poznatky o tomto krystaliniku, korelovat zábřežské krystalinikum se sousedními jednotkami a konfrontovat různé názory na jeho pozici v rámci Českého masivu. Ve vlastní výzkumné části předkládám výstupy z počáteční fáze výzkumu, ve kterém budu pokračovat v rámci magisterského studia.

**Abstract:**

This Bachelor thesis is focused on the Zábřeh Crystalline Unit and the belt of high-grade rocks in its southern part. The research is aimed to summarize existing knowledge about this unit, to correlate the Zábřeh Crystalline Unit with adjacent units and to confront various opinions on its position within the Bohemian Massif. The practical part of this thesis shows outputs of the initial phase of my ongoing research.

**Klíčová slova:** zábřežské krystalinikum, Tepelsko-barrandienská oblast, Saxothuringikum, prevariský tektonický vývoj

**Keywords:** Zábřeh Crystalline Unit, Teplá-Barrandian Unit, Saxothuringicum, pre-Variscan tectonic evolution

## Obsah

Úvod .....	2
Rešeršní část .....	3
Pozice studované oblasti v rámci Českého masivu .....	3
Saxothuringikum a Lugikum.....	4
Tepelsko-Barrandienská oblast (Bohemikum) .....	5
Moldanubická oblast .....	5
Přehled tektonického vývoje Českého masivu .....	6
Přehled geologických výzkumů zábřežského krystalinika .....	8
Strukturní záznam v horninách zábřežského krystalinika .....	11
Geochemické vlastnosti hornin zábřežského krystalinika a jejich korelace s přilehlými jednotkami .....	12
Pozice zábřežského krystalinika v rámci Českého masivu.....	17
Tektonický vývoj zábřežského krystalinika a přilehlých jednotek .....	19
Vlastní výzkumná část .....	21
Geologická mapa.....	21
Přehled odebraných vzorků .....	22
Charakteristika hlavních horninových typů .....	23
Chlorit-sericitický fylit, místy s biotitem .....	23
Kvarcitický fylit .....	24
Svorový fylit až rula .....	25
Amfibolit, místy s granátem.....	26
Zelená břidlice .....	27
Migmatitická perlová rula.....	28
Gabro a gabro-amfibolit .....	28
Žilný granit .....	29
Arkóza, opuka.....	30
Strukturní záznam .....	30
Závěr .....	32
Seznam literatury .....	33

# Úvod

Ve studiích věnovaných Českému masivu se v posledních dekádách množí informace o kambro-ordovickém riftingu coby stěžejní prevariské události (např. Štípská et al., 2001; Soejono et al., 2010; Jastrzębski et al., 2017; Peřestý et al., 2017, Collett et al., 2020; Ilnicki et al., 2020)

Mapování v jižní části zábřežského krystalinika (v září 2019) ukázalo, že v podloží varisky deformovaných fylitů vystupuje poměrně tenký pruh výše metamorfovaných, převážně bazických hornin. Tyto bazické horniny by mohly být korelovatelné s horninami staroměstského pásma, poličského a letovického krystalinika, což by ukazovalo na jejich kambro-ordovické stáří a tedy na možný syn-extenzní původ.

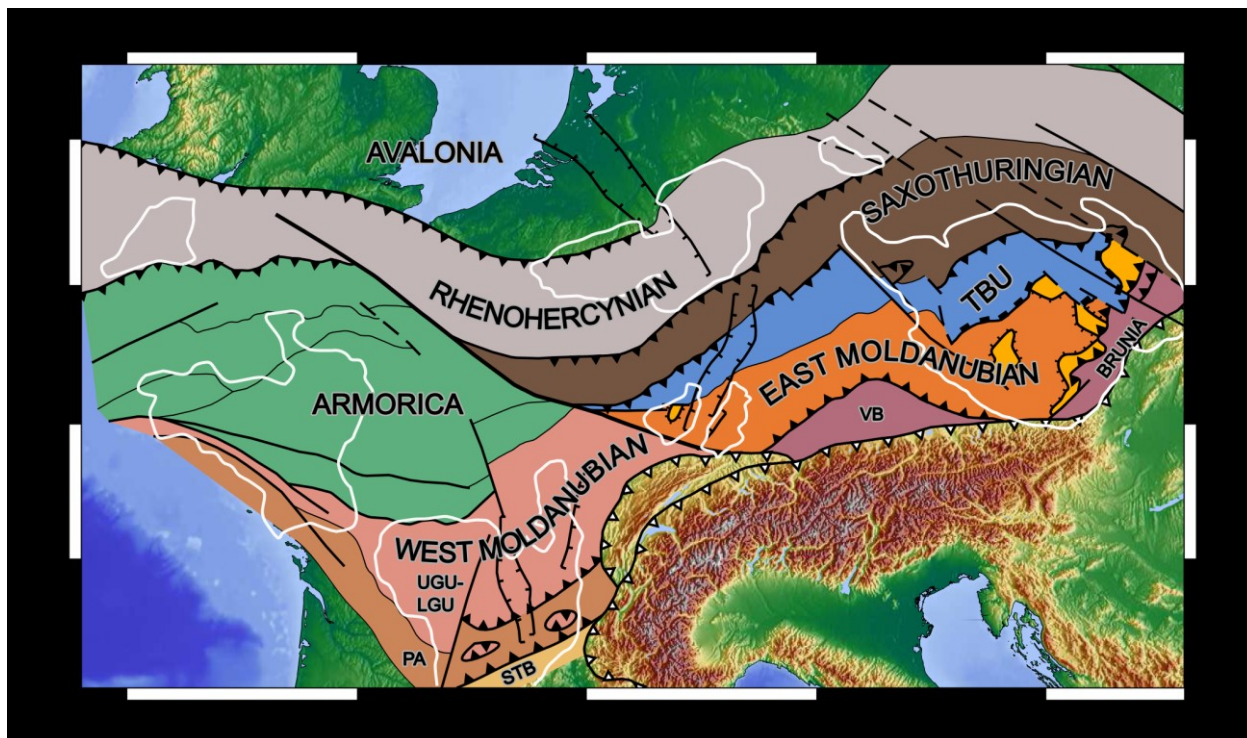
Tato bakalářská práce si klade za cíl shrnout dosavadní poznatky o zábřežském krystaliniku a jednotkách s ním sousedících (orlicko-sněžnická klenba, poličské krystalinikum, staroměstské pásmo, letovické krystalinikum a další). Navazující praktická část popisuje základní horninové typy zábřežského krystalinika, jejich rozmístění a struktury na vzorcích odebraných v rámci výše metamorfovaného bazického pásu a v jeho blízkém okolí. V rámci navazující diplomové práce budou tyto vzorky použity na U-Pb datování zirkonu, geochemické analýzy a určení teplotně-tlakových podmínek za účelem odhalení původu pruhu metamorfovaných hornin a případně bližší náhled do prevariské riftové historie v zábřežském krystaliniku i Českém masivu.

# Rešeršní část

## Pozice studované oblasti v rámci Českého masivu

Český masiv (ČM) je významnou částí evropských variscid (obr. 1), které se formovaly v průběhu devonu a karbonu v důsledku konvergence Gondwany a Laurussie a formování superkontinentu Pangea. Český masiv se tradičně dělí na několik oblastí, z nichž hlavní jsou: 1) sasko-durynská (saxothuringikum a lugikum), 2) středočeská (tepelsko-barrandienská jednotka), 3) moldanubická a 4) moravskoslezská (brunovistulikum, moravikum a silezikum). Tyto oblasti se výrazně liší v horninové náplni, tektonometamorfní historii a jejich geotektonické pozici v rámci variského orogenu.

Navzdory významnému deformačnímu a metamorfnímu přepracování hornin Českého masivu v době variské orogeneze si některé dílčí jednotky zachovaly informace o prevariském vývoji. Tradičně je prevariská deformace a metamorfóza v těchto jednotkách připisována kadomské orogenezi, která postihla v pozdním neoproterozoiku rozsáhlou okrajovou část Gondwany nazývanou Peri-Gondwana (Murphy et al., 2006). Některé studie taky naznačují výraznou roli následné kambro-ordovické extenze, která souvisela s rozevíráním Rheického oceánu (např. Linnemann et al., 2008) a jejíž tektonometamorfní projev je doložen např. v tepelském krystaliniku (Peřestý et al., 2017), staroměstském pásmu (Kroner et al., 2000; Štípská et al., 2001) a letovickém krystaliniku (Soejono et al., 2010). Podle Mísaře et al. (1983) tyto jednotky vykazují podobnost s poličským, podhořanským a zábřežským krystalinikem, které je předmětem této práce.



Obr. 1: Variscidy v Evropě. Modifikováno z Franke (2000).

## Saxothuringikum a Lugikum

Sasko-durynská a lugická oblast je tvořena neoproterozoickým kontinentálním blokem, v jehož nadloží se nachází sekvence hornin postižených vysokotlakou metamorfózou, která dokazuje jejich subdukcii a exhumaci v průběhu variské orogeneze.

Saxothuringikum se táhne západo-východním směrem od Bretaně až po východní Čechy, kde se stáčí směrem na jih (Chlupáč, 2001). V Českém masivu tvoří jednotky Saxothuringika severní, severozápadní a částečně i severovýchodní část. Na našem území je rozděleno labskou střížnou zónou – sítí propojených, převážně pravostranných zlomů (Špaček, Sýkorová, 2006) - na dvě oblasti, krušnohorskou a lugickou (Kachlík, 2003). Obě oblasti mají některé rysy společné, liší se však ve vývoji staršího paleozoika a v průběhu variských tektonometamorfních procesů (Kachlík, 2003).

Krušnohorská oblast leží západně od labského lineamentu a je tvořena dvěma strukturními patry, autochtonním a alochtonním. Autochtonní patro je tvořené kadomským podkladem (Kachlík, 2003), komplexy náležející k tomuto patru vystupují v západní části Krušných hor. Alochtonní patro bylo na autochton nasunuto z kořenové zóny v oblasti dnešní tepelské sutury a je tvořeno příkrovovými šupinami (Kachlík, 2003).

Lugikum (ekv. západní Sudety) jsou horniny Saxothuringika pokračující východně za labskou zlomovou zónou (Franke & Zelazniewicz, 2000; Kachlík, 2003). Zasahují až na území Polska, na našem území tvoří především masivy severních a východních okrajových pohoří. V jednotkách je zaznamenán prevariský i variský tektonický vývoj. Variská střížná deformace je doprovázena

syntektonickou sedimentací, během které se usazují kulmské droby (Kachlík, 2003). Převažujícím horninovým typem v celých západních Sudetech jsou granitoidní ortoruly, vápenato-alkalické, výrazně foliované a nejspíš původem z vulkanických oblouků (Kröner et al., 2001).

Lugikum má dvě strukturní patra. Spodní, autochtonní patro představuje kadomský podklad, tvoří jej horniny neoproterozoického stáří označované jako lužická drobová formace (Kachlík, 2003). Do této drobové formace později intrudoval lužický pluton, rozsáhlé granitoidní těleso. Proběhlo několik fází intruzí, to odráží nejednotné stáří a různorodé složení dílčích intruzivních těles (Petránek et al., 2016). Svrchní, alochtonní patro je zastoupené soustavou příkrovů, které byly na kadomský fundament nasunuty z kořenové oblasti mezi sasko-durynskou a tepelsko-barrandienskou mikrodeskou (Kachlík, 2003). Alochtonní jednotky jsou krkonošsko-jizerské krystalinikum, krystalinikum Kaczawských hor (v Polsku) a jednotky lemující Soví hory (pohoří v Polsku). Ve vícero jednotkách se nacházejí horniny oceánské afinity (jihokrkonošský a východokrkonošský komplex, jižní jednotky Kaczawských hor) a v Lemu Sovích hor jsou přítomny ofiolity (Kryza, Pin, 2002; Kachlík, 2003). Tyto typy hornin indikují, že v oblasti existovala oceánská doména, která byla později uzavřena a v podobě příkrovů vysunuta na již zmiňovaný kadomský podklad.

### **Tepelsko-Barrandienská oblast (Bohemikum)**

Ve strukturním nadloží sasko-durynské oblasti vystupují horniny tepelsko-barrandienské oblasti (TBO), která je tvořena slabě metamorfovanými vulkanosedimentárními sekvencemi neoproterozoického až spodně kambrického stáří (Hajná et al., 2010, 2017), na které s úhlovou diskordancí nasedají prakticky nemetamorfované paleozoické sekvence kambria a pražské pánve. Je to komplex svrchně korových hornin a od okolních jednotek saxothuringika a moldanubika se liší tím, že neprodělala karbonskou vysokoteplotní metamorfózou (Dörr et al., 2002). Na bázi jednotky se nachází pozůstatky ofiolitu (Mariánsko-lázeňský komplex), směrem do nadloží jsou pozůstatky akrečního klínu (Blovická jednotka) a vulkanického oblouku (Davelská jednotka), na kterých jsou vyvinuty obloukové a zaobloukové pánve (Štěchovická skupina a Svrchnická jednotka) (Sláma et al., 2008; Hajná et al., 2018). Zmiňovaný akreční klín je jedním z nejlépe dochovaných akrečních klínů v Avalonsko-kadomském orogenu (Hajná et al., 2010).

Bohemikum je spolu s moldanubikem považováno za jádro Českého masivu (Petránek et al., 2016). Zajímavostí je, že část jednotek náležejících k bohemiku je překryto sedimenty České křídové tabule (Chlupáč, 2003).

### **Moldanubická oblast**

Moldanubickou oblast je možné chápat jako vysoce metamorfovaný ekvivalent TBO (Košler et al., 2014). Vystupuje v podloží TBO a představuje erodovaný kořen orogenu. Moldanubická oblast je také charakterizována četným výskytem magmatických hornin, které reflektují magmatismus vázaný na původně suprasubdukční pozici a posléze významné korové tavení v centrální části orogenu.

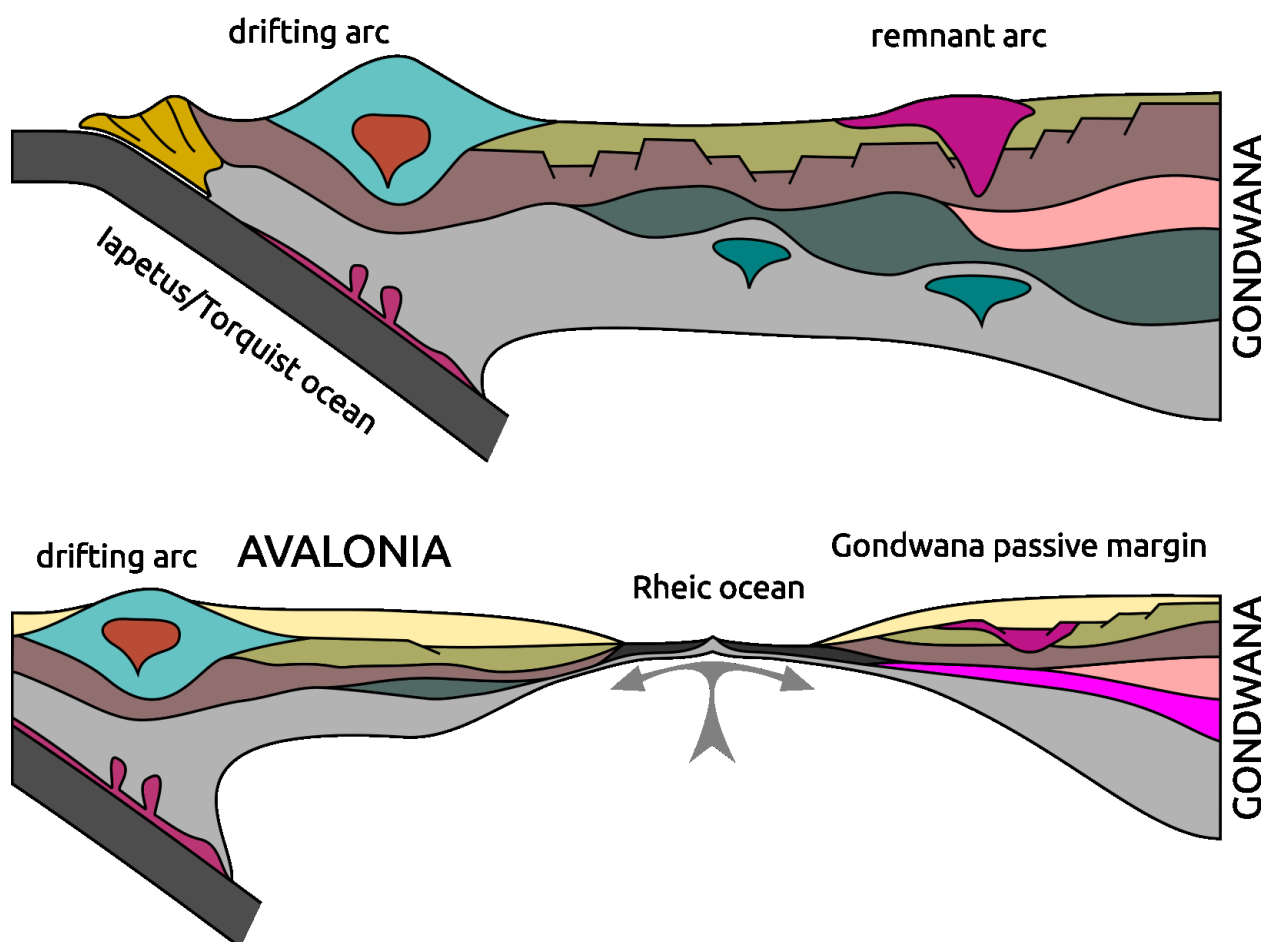
## Přehled tektonického vývoje Českého masivu

Tektonický vývoj Českého masivu je velmi úzce spjatý s variskou orogenezí. Má však i předvariskou historii, během které se utvářely jednotlivé bloky neboli terány, aby mohly být v průběhu kolize Gondwany s Laurussíí konsolidovány a vytvořily tak jednotný Český masiv, jak ho známe dnes.

V počátcích svého vývoje v neoproterozoiku a na začátku paleozoika byly jednotky, které později vytvoří jádro ČM, součástí kontinentu Gondwana a patřily do skupiny teránů kadomského typu spolu s Ossa-Morenou, Saxo-Thuringií a Moldanubií (Murphy et al., 2006). Druhým typem peri-gondwanských teránů jsou terány avalonského typu, kam patří například Východní a Západní Avalonie, Carolina a Iberie (Murphy et al., 2006). V tomto období, známém jako kadomská orogeneze, docházelo k deformacím a metamorfóze hornin a intruzím plutonických hornin (Chlupáč, 2001). Záznam těchto procesů je zachován například v Armorickém masivu ve Francii (Guerrot, Peucat, 1990), ale také v Českém Masivu v tepelsko-barrandienské jednotce (Hajná et al., 2010).

Po ukončení kadomské orogeneze se tektonický režim změnil na extenzní, když se v závěru kambria začal otevírat Rheický oceán (Murphy et al., 2006) (obr. 2). Murphy et al. (2006) předpokládá, že k otevření tohoto oceánu došlo na reaktivovaných suturách neoproterozoického stáří, které byly vytvořeny mezi dříve připojenými terány a pevninskou Gondwanou. Velikost Rheického oceánu, respektive vzdálenost mezi Avalonií a Gondwanou po jejich oddělení, naznačuje, že se Avalonie pohybovala směrem k severu rychlostí zhruba 8 cm za rok (Murphy et al., 2006). Otvíráním Rheického oceánu a driftem Avalonie na sever zanikl oceán Iapetus, a to jeho subdukcí pod Avalonii zhruba před 430 Ma (Murphy et al., 2006).

## AVALONIAN-CADOMIAN CRUST



Obr. 2: Model kambro-ordovického riftu vedoucí k otevření Rheického oceánu a oddělení Avalonie od Gondwany. Modifikováno z Peřestý et al. (2017).

V oblasti Českého masivu se jako odpověď na kambro-ordovickou extenzi nejprve otevřely pánve příbramsko-jinecká a skryjsko-týřovická. Ty jsou vyplňovány převážně kontinentálním klastickým a/nebo vulkanickým materiálem, ve kterém se dochovaly zkameněliny trilobitů a jiné kambrické fauny díky lokálním mořským transgresím (Chlupáč, 2001).

Po definitivním oddělení Gondwany a Avalonie přibližně před 485 Ma (Murphy et al., 2006) se jednotky ČM rozkládaly na pasivním okraji Gondwany. Od ordoviku do devonu docházelo převážně k mořské sedimentaci, která je zaznamenána v pražské pánvi s pískovci, tmavými graptolitovými břidlicemi a později s karbonáty (Chlupáč, 2001). Sedimentace byla provázena vulkanismem (například v Komárovském vulkanickém komplexu).

V průběhu devonu začala a v průběhu karbonu pokračovala variská orogeneze (Chlupáč, 2001), nejvýznamnější tektonická událost v rámci Českého masivu. Tradičně je variská orogeneze chápána jako srážka Gondwany (a peri-gondwanských teránů) s Laurusií, která měla několik tektonických fází (Schulmann et al., 2009; Petránek et al., 2016) a vedla k vytvoření superkontinentu Pangea (např. Jastrzębski et al., 2017). Za vrchol variské orogeneze je

považováno období mezi cca 360 a 340 Ma s nejintenzivnějšími projevy metamorfózy (Jastrzębski et al., 2017). Orogen byl už v době svého růstu porušován různými zlomy a byl erodován, materiál z něj byl ukládán jak v okrajových mořích kolem Pangey, tak v limnických pánvích založených podél zlomů (Chlupáč, 2001).

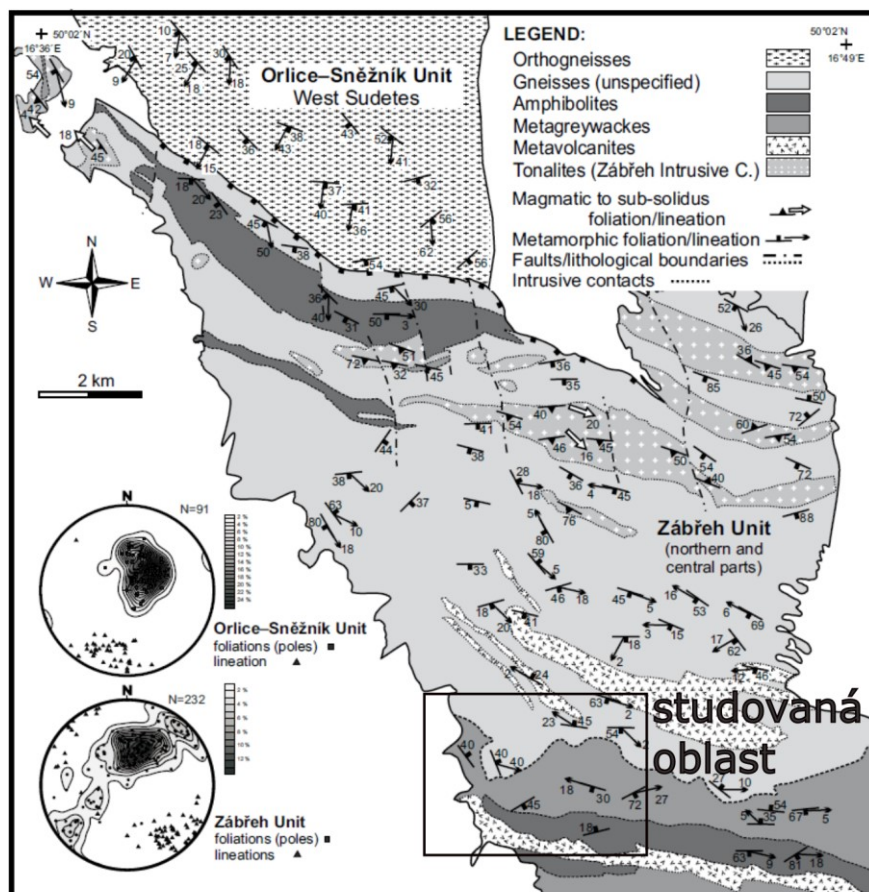
V Českém masivu je variský vývoj charakterizován jako konvergentní pohyb dvou litosférických bloků, který vyústil v subdukcii Saxothuringika pod okraj Gondwany přibližně před 380 Ma (Schulmann et al., 2014). Výsledkem je dnešní pozice teránů a stavba ČM, která je přijímána většinou geologů: Saxothuringikum je ve strukturním podloží zbylých jednotek a od tepelsko-barrandienské oblasti je odděleno tepelskou suturou, TBO představuje předobloukovou doménu a Moldanubikum je považováno za kořen orogenu (např. Kachlík, 2003).

Po denudaci variského orogenu se ČM stal souší, tzv. vindelickým ostrovem nebo hřbetem, a začal jeho platformní vývoj (Kachlík, 2003).

## **Přehled geologických výzkumů zábřežského krystalinika**

Zábřežské krystalinikum je součástí bohemia a sousedí s jednotkami sasko-durynské, respektive lugické oblasti.

Zábřežské krystalinikum se nachází ve východních Čechách. Na západě se jeho horniny noří pod sedimenty České křídové tabule, na východě je překryté sedimenty Mohelnické brázdy a na severozápadě je (spolu s novoměstským krystalinikem) tektonicky odděleno uhřínovským nasunutím od hornin orlicko-sněžnické klenby (obr. 3), které tvoří strukturní podloží zábřežského krystalinika (Morávek, 1995; Kachlík, 2003). Naproti tomu Chopin et al. (2012) se domnívá, že kontakt mezi horninami zábřežského krystalinika a orlicko-sněžnického dómu je poklesový podél mylonitické foliace paralelní s kontaktem těchto jednotek. Hranice jednotek je přetištěna pozdně variskou křehkou pravostrannou deformací způsobenou pohyby na labské zlomové zóně (Pertoldová et al., 2010). Podle Chlupáče a Štorcha (1992) je zábřežské krystalinikum mozaikou metamorfovaných komplexů proterozoického i paleozoického stáří. Přesnější určení stáří protolitu metasedimentárních hornin zábřežského krystalinika však dosud chybí (Ilnicki et al., 2020).



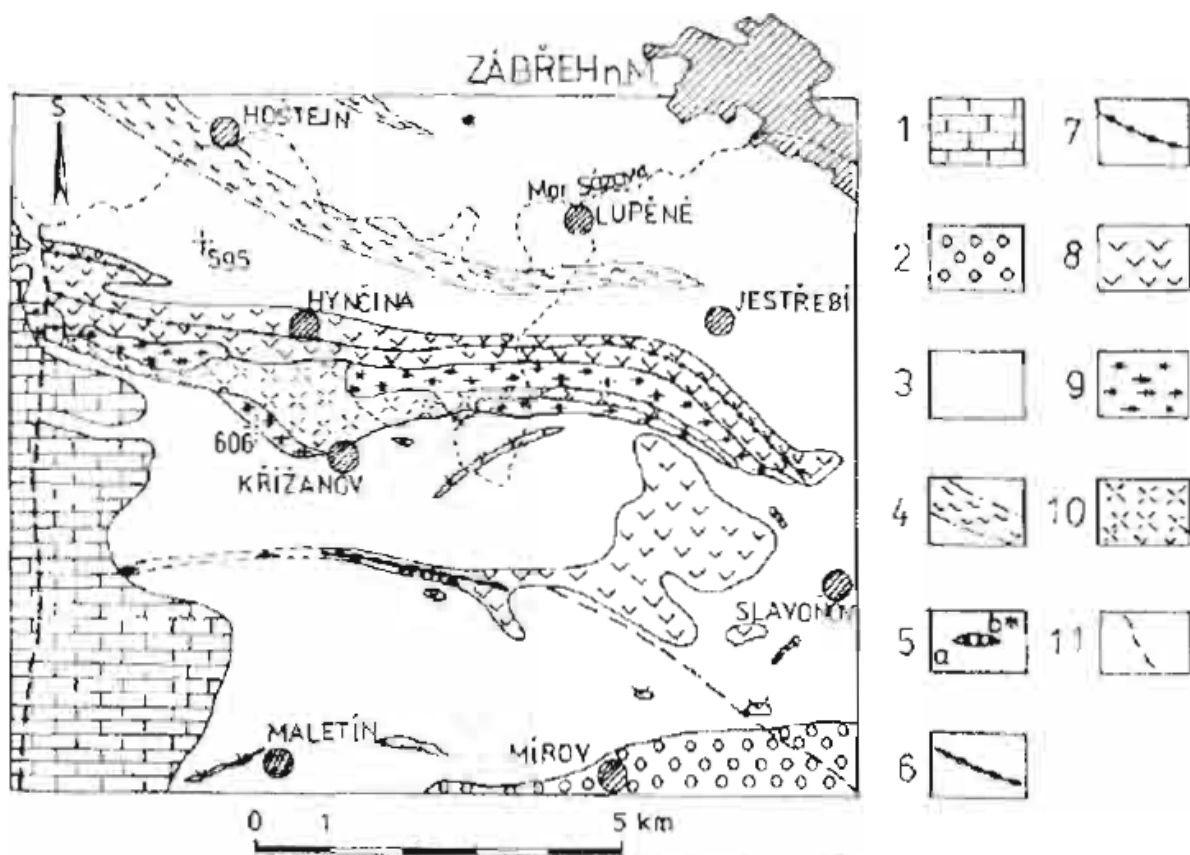
Obr. 3: Pozice studované oblasti v rámci zábřežského krystalinika. Strukturální a geologická skica severní a střední části zábřežského krystalinika a jižní části orlicko-sněžnické klenby. Modifikováno z Verner et al. (2009).

Z pohledu metamorfního stupně je zábřežské krystalinikum děleno na dvě části, severní a jižní. Severní část vykazuje vyšší stupeň metamorfózy (Morávek, 1995) a převažují v ní biotitické až muskovit-biotitické ruly (Buriánek, 2010). Vrcholné metamorfní podmínky se pohybují kolem 0,6 GPa a 660 °C (Pertoldová et al., 2010). Tyto ruly pravděpodobně vznikly z drobových hornin (Buriánek, 2010) a místy se v nich vyskytují až několik centimetrů mocné křemen-živcové pásy. Nepravidelně se střídají vrstvy s vyššími obsahy slídy (Buriánek, 2010). Ruly běžně obsahují sillimanit, granát, turmalín a někdy cordierit a jsou velmi podobné rulám v poličském krystaliniku (Buriánek, 2010). Ruly obsahují zrna monazitu, která byla datována na 330±21 Ma (Hanžl et al., 2000). Kromě převažujících rul vystupují v severní části krystalinika i magmatická tělesa tonalitů až granodioritů (Buriánek et al., 2003). Tato magmatická tělesa intrudovala zhruba před 354 Ma (Verner et al., 2009) za teplot 706-795 °C a tlaků 0,3-0,4 GPa (Buriánek et al., 2003) a vytvořila systém žilných těles, kterému se někdy říká zábřežský intruzivní komplex.

Za dělicí zónu mezi severní a jižní částí je považován horizont staurolitických fylitů až svorů (Morávek, 1995). Tento horizont dosahuje mocnosti až 300 m, jeho styk s podložím a nadložím však nebyl přesně vymezen (Morávek, 1995).

*Jižní část* se odlišuje nižším stupněm metamorfózy a tvoří ji především různé typy sericitických až biotitických fylitů. Ty vznikly z jílovitých, prachovcových a drobových hornin a jejich charakter se proměňuje podle intenzity metamorfózy od výrazně páskovaných až po kompaktní fylity. V jižní části krystalinika mimo fylitů vystupují také amfibolické břidlice, kvarcitické horniny, grafitické břidlice a krystalické vápence, dále horizont metakonglomerátů, serpentity a bazické i kyselé vulkanity (Morávek, 1995).

Výrazným prvkem je souvislé *vulkanické pásmo* (obr. 4) objevené při mapovacích pracích mezi lety 1990 a 1994 (Morávek, 1995). Toto východo-západní pásmo probíhá napříč celou jižní částí zábřežského krystalinika a na východním okraji se stáčí k jihovýchodu podél tektonické linie Mohelnické brázdy (Morávek, 1995). Na západním konci je ukončeno zlomovou poruchou (Morávek, 1995). Mocnost pásma se pohybuje od 300 do 800 m, tvoří jej bazické i kyselé metavulkanity a jejich tufy, přičemž bazické členy převažují. Bazické metavulkanity získávají charakter zelených břidlic (Morávek, 1995). V jádře vulkanického pásma se vyskytuje úzký pruh rul, ale také metadioritů až gaber. Morávek (1995) hovoří o těchto rulách a metadioritech jako o dioritové intruzi vystupující v jádře velké vrásové struktury. Tento názor opírá mimo jiné o přítomnost žilných poloh a malých tělísek amfibolitů v okolních fylitech po celém území jižní části zábřežského krystalinika. Význam a původ pásma není v literatuře uspokojivě vysvětlen. V této práci místo zavádějícího označení „vulkanické pásmo“ používáme pro tuto jednotku označení „metabazitové pásmo“ z důvodu převahy metabazitických hornin, které jsou navíc mnohdy plutonického původu.



Obr. 4: Geologická skica jižní části zábřežského krystalinika s vulkanickým (metabazitovým) pásmem. 1 - křídové usazeniny; 2 - slepence a droby mírovského vývoje; 3 - sericitické a biotitické fylity; 4 - staurolitické svory až fylity; 5a - krystalický vápenec; 5b - granátický erlán; 6 - serpentinit; 7 - kyselé metavulkanity; 8 - metabazity; 9 - ruly; 10 - metadiority až amfibolity; 11 - zlomy. Převzato z Morávek (1995).

### Strukturní záznam v horninách zábřežského krystalinika

Podle Pertoldové et al. (2010) foliace v severní části zábřežského krystalinika upadá mírně až strmě k JJZ a související lineace protažení (stretching lineation) směřují k východo-jihovýchodu nebo západo-severo-západu. Tato foliace a lineace odráží pohyby ve střížné zóně orientované směrem ZSZ-VJV (Pertoldová et al., 2010). Intenzita této střížné deformace klesá směrem k jihu, kde tak můžeme pozorovat starší, ploše uložené struktury (Pertoldová et al., 2010).

Na oba typy struktur (strmé i ploché) jsou naložené mladší struktury způsobené subvertikálním zkrácením, a to nízkoteplotní kliváž a otevřené vrásky s osními rovinami upadajícími k JJZ (Pertoldová et al., 2010).

Verner et al. (2009) v oblasti zábřežského krystalinika rozeznal dvě odlišné metamorfní stavby. Převažující foliace upadá pod středním úhlem k JJZ (obr. 3), v severní části jsou pozorovatelné zbytky starších strmých planárních struktur s východo-západní orientací. Směrem

na jih je metamorfní foliace převrásněna do otevřených vrás s východo-západně orientovanými osami.

Orientace kontaktů granodioritových intruzí a jejich magmatické až subsolidové stavby v zábřežském intruzivním komplexu jsou zhruba paralelní s mladší metamorfní foliací v okolních rulách (Vernet et al., 2009) datovanou z monazitu na  $330\pm 21$  Ma (Hanžl et al., 2000).

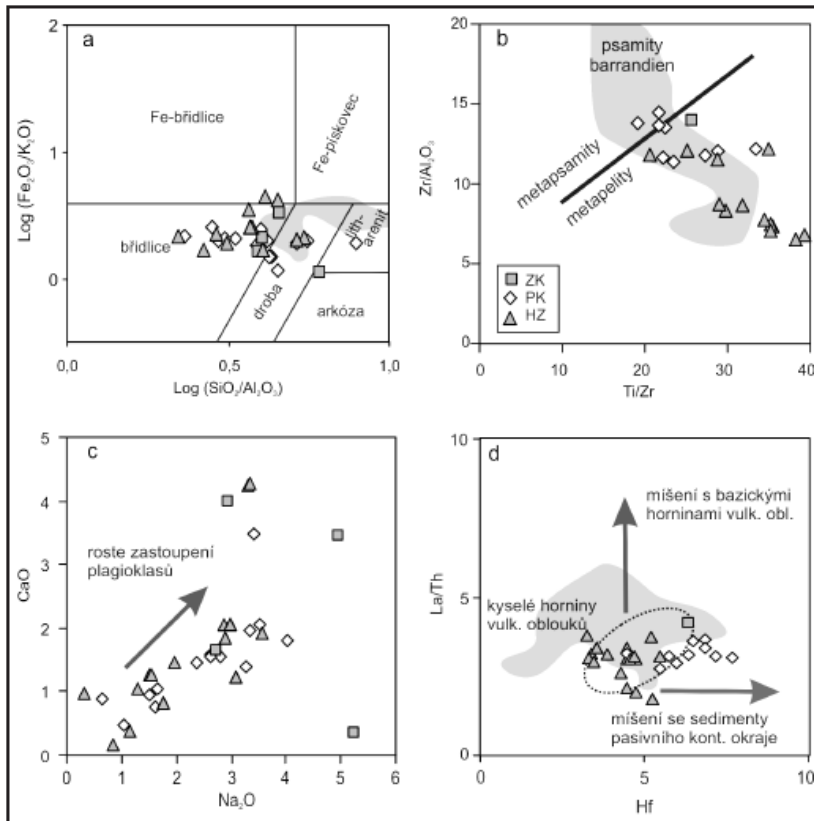
## **Geochemické vlastnosti hornin zábřežského krystalinika a jejich korelace s přilehlými jednotkami**

Příslušnost zábřežského krystalinika k nadřazeným jednotkám Českého masivu dosud není uspokojivě vysvětlena (srov. např. Chlupáč, 2001; Buriánek et al., 2003; Kachlík, 2003; Verner et al., 2009; Pertoldová et al., 2010). Vzájemné srovnání jednotek se opírá především o korelaci litologické náplně a geochemických vlastností hornin. V následující části jsou shrnuty známá geochemická data, která umožňují potenciální korelaci zábřežského krystalinika s přilehlými jednotkami, zejména se staroměstským pásmem, letovickým krystalinikem a poličským krystalinikem.

### **Zábřežské krystalinikum**

V minulosti i v nedávné době bylo různými autory provedeno mnoho geochemických a petrochemických analýz různých hornin pocházejících ze zábřežského krystalinika. Autoři se tímto podrobným rozbořem snaží osvětlit původ hornin a geologickou historii celého krystalinika. Jsou zkoumány jak převažující metasedimenty, tak metamorfované magmatické horniny (metabazity, amfibolity) a plutonity.

*Metasedimenty* (biotitické až muskovit-biotitické ruly nebo fylity) ze severní části zábřežského krystalinika vykazují několik trendů (obr. 5). S růstem obsahu  $\text{SiO}_2$  klesá obsah  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  a  $\text{FeO}$  a zároveň s růstem  $\text{SiO}_2$  roste obsah  $\text{Na}_2\text{O}$  a  $\text{CaO}$  (Buriánek, 2010). Obsah prvků vzácných zemin se pohybuje mezi 95 a 235 ppm, typická je mírná negativní europiová anomálie (Buriánek, 2010). Většina studovaných vzorků spadá do pole sedimentů pocházejících z kyselých hornin vulkanických oblouků (Buriánek, 2010). Podle Pertoldové et al. (2010) je původní sediment směsí materiálu pocházejícího z vulkanického oblouku a vyzrálých sedimentů pocházejících z kontinentu. Krystalinikum zábřežské se svou litologií podobá krystaliniku novoměstskému, obsahuje však více hrubších drobových facií (v novoměstském krystaliniku převažují jemnější pelitické facie) (Kachlík, 2003; Chopin et al., 2012; Ilnicki et al., 2020).



Obr. 5: Geochemické diskriminační a klasifikační diagramy pro vybrané vzorky rul z hlinské zóny (HZ), zábřežského krystalinika (ZK) a poličského krystalinika (PK): (a)  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  vs.  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  klasifikační diagram (Herron, 1988); (b)  $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Ti}/\text{Zr}$  diagram (Roser – Nathan 1997); (c)  $\text{CaO}$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}$  diagram, (d)  $\text{La}/\text{Th}$  vs.  $\text{Hf}$  diagram (Floyd and Leveridge 1987). Šedé pole ukazuje složení proterozoických a kambrických psamitů z barrandienu (Drost et al. 2004). Převzato z Buriánek (2010).

Metabazity v severní části zábřežského krystalinika jsou převážně střednězrné až hrubozrné páskované horniny s typickou minerální asociací amfibol-plagioklas-epidot-křemen (Ilnicki et al., 2020) a jsou považovány za prevariské. Ilnicki et al. (2020) tyto horniny nazývá jako metatholeiity a metaboninity, rozlišuje je na základě obsahu nekompatibilních prvků. Obsah  $\text{SiO}_2$  mezi 46,4 a 54,6 hm.% odpovídá bazaltům s vysokými obsahy  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a obsahem  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Ilnicki et al., 2020). Těmito vlastnostmi se zábřežské metabazity velmi podobají metabazitům z novoměstského krystalinika (porovnání v Ilnicki et al., 2020), které leží severozápadním směrem od ZK zhruba mezi městy Klášterec a Náchod. Oba typy metabazitů svým složením poukazují na genetické propojení mezi lemem orlicko-sněžnické klenby (tvořeným zábřežským a novoměstským krystalinikem) a tepelsko-barrandienskou oblastí (Ilnicki et al., 2020).

Pokud jsou tělesa metabazitů v severní části zábřežského krystalinika intruzivní povahy, je možné, že došlo ke kontaminaci magmat hostujícími metasedimenty. Tomu odpovídá zvýšená koncentrace thoria a lehkých prvků vzácných zemin ve zmiňovaných metabazitech (Ilnicki et al., 2020). Tyto metabazity se svým složením podobají obloukovým bazaltům a v diskriminačních

diagramech vykazují souvislý trend od tholeiitů MORB typu (bazalty středoocéánského hřbetu) k tholeiitům ostrovního oblouku až boninitům (Ilnicki et al., 2020). Obohacení o Th a LREE a ochuzení o Nb a Ti napovídá, že ve vývoji zábřežského a novoměstského krystalinika hrála významnou roli aktivní subdukční zóna (Ilnicki et al., 2020). Ze zanořující se desky a plášťového klínu nad ní nejspíše pochází většina tavenin a fluid, která dala vzniknout bazickým horninám s tímto složením (Ilnicki et al., 2020).

Floyd et al. (1996) podobné metabazity nacházející se v orlicko-sněžnické klenbě označuje jako amfibolity a nachází podobnost mezi novoměstským krystalinikem, staroměstským pásmem a krystalinikem Stronie v Polsku. Jsou to přeměněná tholeiitická magmata, nejspíše z jednoho zdroje s proměnlivým složením (spíše než z rozdílných geotektonických prostředí). Magmata se dají podle inkompatibilních prvků interpretovat jako magmata pocházející ze středoocéánského hřbetu (MORB) a/nebo z ostrovního oblouku. (Floyd et al., 1996).

Zábřežské krystalinikum je intrudováno *plutonickými, vápenato-alkalickými horninami variského stáří* (350 Ma, korelace s tonalitovým Budislavským plutonem v poličském krystaliniku, Vondrovic & Verner, 2010), které jsou podrobně popsány ve studii Buriánek et al. (2003). V této práci jsou korelovány tonality ze zábřežského krystalinika s tonality z poličského krystalinika. Buriánek rozdělil plutonické horniny poličského a zábřežského krystalinika do tří skupin - mafické, tonalitové a granitické suity. Hranice určil podle obsahu SiO<sub>2</sub> v jednotlivých horninových typech: obsah menší než 50 hm.% odpovídá mafické suitě, horniny s obsahem mezi 54 a 68 hm.% zařadil do tonalitové suity a ty s obsahem kolem 72 hm.% zařadil do granitické suity.

Horniny mafické suity jsou především diority, (meta)gabra a ultramafické, často serpentinizované horniny. Diority vystupují jako enklávy v horninách tonalitové série a krystalizovaly za teplot od 750 do 790 °C (Buriánek et al., 2003). Původní magmatické struktury a textury jsou přemodelovány rekrystalizací spojenou s pozdější metamorfózou (Buriánek et al., 2003). Amfiboly v dioritu mají složení pohybující se mezi magnesiohornblendem a ferrotschermakitem.

Nejrozšířenějšími plutonickými horninami v zábřežském krystaliniku (a stejně tak i v poličském krystaliniku) jsou horniny tonalitové suity, konkrétně granodiority a tonality, které krystalizovaly za teplot od 717 do 790 °C a tlaků 0,29 až 0,43 GPa (Buriánek et al., 2003). Tyto horniny tvoří protažená tělesa ve směru východ-západ, tedy v převažujícím směru foliace, a jsou situována především v severní části krystalinika. Jsou to střednězrnné horniny s hypautomorfní strukturou tvořené křemenem, plagioklasem, ± draselným živcem, biotitem, amfibolem, pyroxenem, granátem a minerály epidotové skupiny (Buriánek et al., 2003). Převažují amfibol-biotitické tonality až granodiority a amfibol-biotitické tonality s pyroxeny, v poličském krystaliniku se ještě vyskytují amfibol-biotitická gabra s křemenem a granátem a biotitické granodiority (Buriánek et al., 2003). Tonality ze zábřežského krystalinika a jejich složení velmi dobře koreluje s tonality ve staroměstském pásmu (Buriánek et al., 2003), tento fakt může naznačovat určitou příbuznost mezi oběma skupinami.

Horniny granitické suity jsou nejméně zastoupené, jsou to hlavně granity a granodiority, které vystupují v žilných tělesech (Buriánek et al., 2003). Tyto žíly jsou tvořeny jednoduchými aplity a pegmatity a jsou deformovány spolu s okolními metamorfity (Buriánek et al., 2003). Obsah prvků vzácných zemin se pohybuje okolo 200 ppm (Buriánek et al., 2003).

Plutonické horniny v zábřežském krystaliniku mívají kolem vlastních těles ještě kontaktní aureoly s minerální asociací granát, biotit, sillimanit, cordierit, ± muskovit a draselný živec. Tyto ruly vznikají za teplot 707 až 777 °C a za tlaků mezi 0,4 a 0,6 GPa (Buriánek et al., 2003).

### **Staroměstské pásmo**

Staroměstské pásmo (ekv. staroměstské krystalinikum) je úzký pás hornin mezi orlicko-sněžnickou klenbou a silezikem, ke kterému bývají bazity zábřežského krystalinika přirovnávány. Tento horninový komplex je protažen ve směru severovýchod-jihozápad a má podobnou litologickou náplň jako pásmo metamorfovaných bazických hornin v zábřežském krystaliniku (gabra, tonality a amfibolity) (Štípská et al., 2001). Podle Štípské et al. (2001) bylo staroměstské pásmo postiženo dvěma deformačními a metamorfními událostmi, kambro-ordovickou a variskou. Kambro-ordovické struktury jsou pozorovatelné v amfibolitech, tonalitech a pararulách a vznikaly za teplot od 700 až do 900 °C, za tlaků 0,85 až 1 GPa. Věk protolitů zjištěný na základě datování zirkonů se pohybuje v rozmezí 501,9 až 503,3 Ma (Štípská et al., 2001). Staroměstské pásmo je považováno za vychladlý kambro-ordovický rift, který hrál důležitou mechanickou roli při následné variské orogenezi (Štípská et al., 2001).

Místní tonality vykazují silnou korelaci s těmi v zábřežském krystaliniku (Buriánek et al., 2003). Je možné, že pás metamorfovaných hornin v ZK má velmi podobnou historii jako staroměstské pásmo.

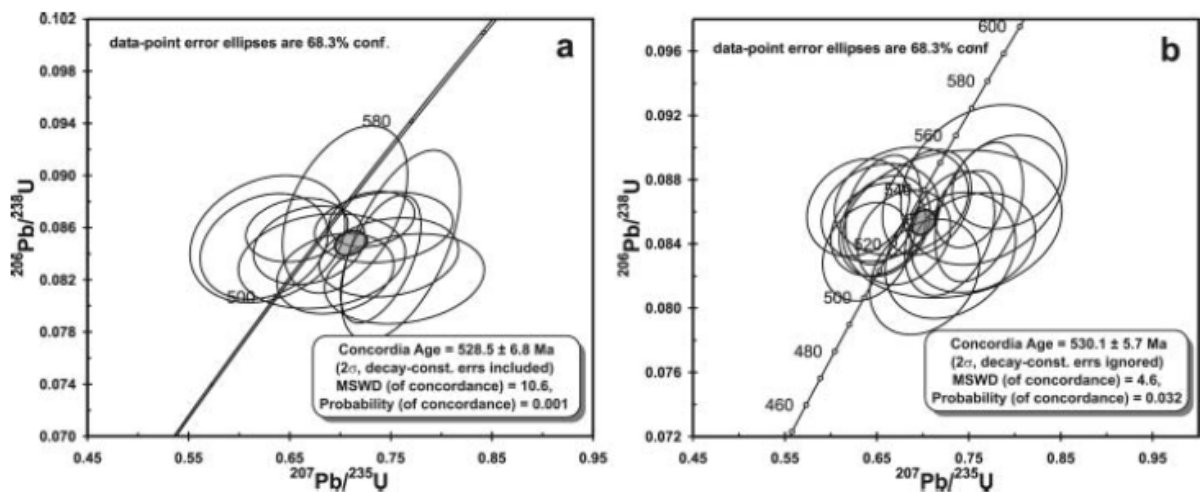
### **Letovické krystalinikum**

Letovické krystalinikum je tvořeno hlavně amfibolity, metagabry a také metapelity, které obklopují malá tělesa serpentinizovaného peridotitu a eklogitu (Soejono et al., 2010). Je interpretováno jako součást rozpadlého meta-ofiolitu (např. Jelínek et al., 1984), což dokazuje, že v oblasti východního okraje moldanubika existovala oceánská doména.

Amfibolity v letovickém krystaliniku mají minerální asociaci nejčastěji amfibol+plagioklas+epidot, méně časté jsou amfibolity obsahující granát (Soejono et al., 2010). Amfibolity byly metamorfovány za teplot 400-600 °C a tlaků 0,2-0,5 GPa, přičemž metamorfní stupeň klesá směrem k severovýchodu (Jelínek et al., 1984). Datování magmatických zirkonů provedené Soejonem et al. (2010) ukázalo, že amfibolity jsou staré zhruba 530 Ma (Obr. 6).

Podle Soejona et al. (2010) jsou v horninách letovického krystalinika vyvinuty tři deformační struktury. Nejstarší metamorfní foliace S1 odráží západovýchodní zkrácení způsobené uzavíráním „letovické“ oceánské domény. Folie S2 se vyvinula v průběhu nasouvání letovického krystalinika na deformované brunovistulické předpolí. Folie S2 má post-metamorfní charakter a vyvinula se v závěrečné fázi při zkracování orientovaném SV-JZ.

Letovické krystalinikum je považováno za post-kadomskou oceánskou pánev, původní pozice je však nejistá kvůli silnému variskému přepracování (Soejono et al., 2010).



Obr. 6: Diagram U-Pb konkordie a vypočítané konkordantní věky magmatických zirkonů. (a) trondhjemit a (b) amfibolit. Převzato ze Soejono et al. (2010).

### Poličské krystalinikum

Poličské krystalinikum je tvořeno střednězrnnými biotitickými a dvojslídnyými rulami, které obklopují tělesa amfibolitů, mramorů a malá tělesa bazických až ultrabazických metamorfítů (Buriánek et al., 2003). Metamorfity byly metamorfovány v podmínkách amfibolitové facie, intenzita roste od severozápadu k jihovýchodu (Buriánek et al., 2003). Krystalinikum je intrudováno variskými magmaty tonalitového, granodioritového až granitického složení (Budislavský pluton, Miřetínský pluton). Horniny krystalinika jsou na severu a západě překryty křídovými sedimenty, na jihozápadě sousedí se svrateckým krystalinikem.

Plutonity v poličském krystaliniku jsou rozděleny do tří suit podle obsahu  $\text{SiO}_2$ , mafické, tonalitové a granitické (Buriánek et al., 2003). Horniny mafické suity se vyskytují hlavně ve střední a jižní části krystalinika, jejich hranice s horninami tonalitové suity jsou ostré. Mafické horniny se v tonalitech vyskytují jako xenolity, horniny mafické suity tedy nejspíš budou relativně nejstarší plutonické horniny v poličském krystaliniku (Buriánek et al., 2003). Do této suity patří amfibolická gabra, diority a často serpentinizované ultramafické horniny.

Horniny tonalitové suity jsou zastoupeny především granodiority a tonality (Buriánek et al., 2003), ty jsou soustředěny v Budislavském plutonu v severní části a v tělese poblíž vesnice Jedlová v jižní části poličského krystalinika. Teplota solidu v těchto horninách se pohybuje v rozmezí od 659 do 751 °C, krystalizace probíhala za tlaků 0,25 až 0,63 GPa (Buriánek et al., 2003). Tonality jsou amfibol-biotitické, někdy obsahují pyroxen a granát (Buriánek et al., 2003). V tělesech tonalitů jsou časté výskyty xenolitů okolních hornin (mramory, ruly, mafické horniny) a to především v severní části krystalinika. Oproti tonalitům v zábřežském krystaliniku jsou

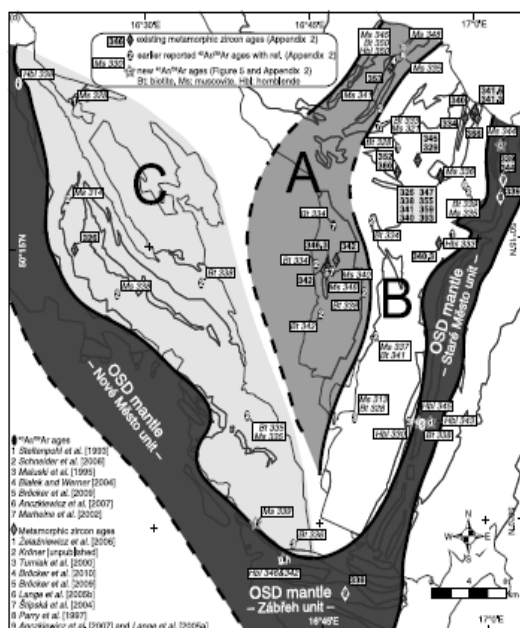
poličské tonality mineralogicky různorodější, často obsahují granáty nebo pyroxeny (Buriánek et al., 2003).

Horniny granitické suity tvoří žilná a jiná drobná tělesa, jediné větší těleso je odkryto v severní části poličského krystalinika (mezi Prosečí a Zderazem, Buriánek et al., 2003). Jsou to střednězrné až jemnozrné muskovit-biotitické až biotitické granity, jejich kontakt s okolními horninami je ostrý bez kontaktní aureoly, xenolity okolních hornin jsou velmi vzácné (Buriánek et al., 2003).

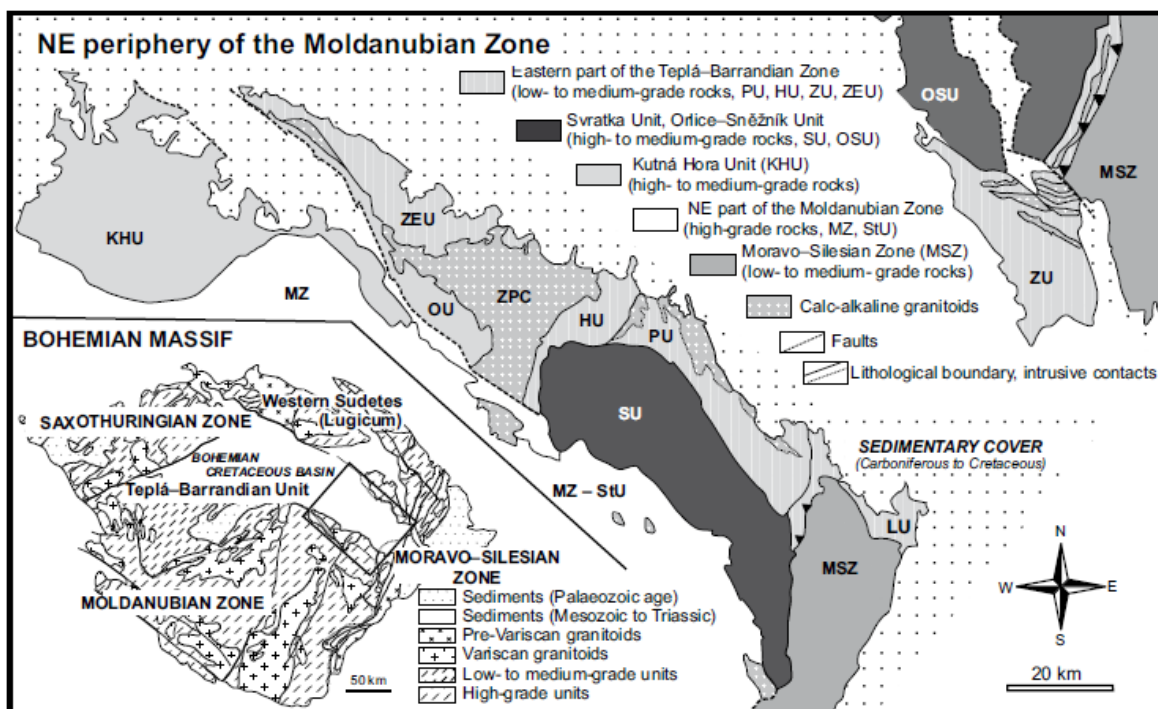
Tyto plutonické horniny jsou velmi podobné plutonickým horninám v zábřežském krystaliniku a naznačují vzájemnou příbuznost mezi magmaty.

### Pozice zábřežského krystalinika v rámci Českého masivu

Regionálně geologické zařazení krystalinika je poněkud sporné. Například Chlupáč (2001) a Kachlík (2003) ho shodně řadí do západosudetské oblasti Saxothuringika a podle Kachlíka (2003) spolu s novoměstským krystalinikem tvoří lem orlicko-sněžnické klenby (obr. 7). Naopak Pertoldová et al. (2010) řadí zábřežské krystalinikum do tepelsko-barrandienské oblasti, stejně tak Verner et al. (2009). Toto přiřazení k bohemiku opírají o podobnost s poličským krystalinikem a hlinským komplexem (obr. 8). Všechny tři komplexy jsou vulkanosedimentární sekvence s nízkým až středním stupněm metamorfózy, které byly nasunuty na prevariský podklad a vytvořily tak nejvýchodnější okraj českého masivu (Verner et al., 2009; Pertoldová et al., 2010). Zábřežské krystalinikum je z těchto tří komplexů nejvýchodněji položené a je uloženo ve strukturním nadloží orlicko-sněžnické klenby (Verner et al., 2009). Zároveň je od poličského krystalinika a hlinského komplexu odděleno sedimenty České křídové tabule (obr. 8).



Obr. 7: Geologická skica orlicko-sněžnické klenby a jejího lemu (novoměstské a zábřežské krystalinikum, staroměstské pásmo). Převzato z Chopin et al. (2012).



Obr. 8: Zjednodušená geologická mapa severovýchodního okraje Moldanubika. HU - Hlinská zóna; KHU - kutnohorské krystalinikum; LU - letovické krystalinikum; MSZ - Moravosilezikum; MZ - Moldanubikum; PU - poličské krystalinikum; OSU - orlicko-sněžnická klenba; OU - ohebské krystalinikum; StU - strážecké krystalinikum; SU - svratecké krystalinikum; ZEU - železnohorské krystalinikum; ZPC - železnohorský plutonický komplex; ZU - zábřežské krystalinikum. Převzato z Pertoldová et al. (2010).

Buriánek et al. (2003) považuje zábřežské a poličské krystalinikum za dvě části jedné geologické jednotky. V práci z roku 2003 tvrdí, že obě krystalinika vystupují v ramenech velké synklinální struktury oddělené křídovými sedimenty uloženými v zámku vrásy a jsou blízka k přilehlým antiklinálám (orlicko-sněžnická klenba a svratecká antiklinála). Petrologická a geochemická data uvedená ve zmíněné práci potvrdila podobnost mezi plutonickými komplexy obou krystalinik.

K podobnému závěru došel Buriánek (2010) i při srovnání metasedimentů ze zábřežského krystalinika s horninami poličského krystalinika a hlinské zóny. Jeho výsledky vypovídají o vzájemné blízkosti chemického složení těchto hornin, a tedy o jednom zdroji nebo o podobných zdrojích původního sedimentárního protolitu. Zároveň se podle Buriánka chemické složení blíží složení sedimentů z barrandienu (obr. 5), myslí si tedy, že všechny tři studované jednotky patří k bohemiku.

Pertoldová et al. (2010) zdůrazňuje afinitu metasedimentů zábřežského a poličského krystalinika k horninám hlinské zóny. Tím je nepřímě přiřazuje k bohemiku.

## Tektonický vývoj zábřežského krystalinika a přilehlých jednotek

### Variský vývoj

Výsledky Buriánka et al. (2003) vypovídají o variském původu plutonických těles v zábřežském krystaliniku (přibližně 354 Ma). Podle Verner et al. (2009) vykazují magmatická tělesa magmatickou stavbu paralelní s osními rovinami vrás náležejících k deformační události D2 v rulách a fylitech. Událost D2 je tedy pravděpodobně variská, jak naznačuje také věk monazitu v rulách severní části zábřežského krystalinika ( $330 \pm 21$  Ma, Hanžl et al., 2000).

### Prevariský tektonický vývoj

V rámci této a navazující práce je pro nás zajímavější prevariský tektonický vývoj.

V jednotkách sousedících se zábřežským krystalinikem byly objeveny známky starého, kambrického až kambro-ordovického riftu, který byl později začleněn do variského orogenu (Štípská et al., 2001; Soejono et al., 2010). Konkrétně se jedná o staroměstské pásmo, které se svou litologií podobá „metabazitovému pásmu“ v zábřežském krystaliniku, a letovické krystalinikum. Horniny letovického krystalinika (amfibolity, ultrabazické horniny, metagabra) představují zbytky po hlubokomořské pánvi, která se začala vyvíjet v důsledku extenze kůry ve spodním kambriu (Soejono et al., 2010). Touto extenzí v severní části Gondwany začal její rozpad (Soejono et al., 2010). Horniny staroměstského pásma - mylonitizovaná gabra, tonality a amfibolity - jsou považovány za dochovaný kambro-ordovický rift (Štípská et al., 2001).

Podobnost „metabazitového pásma“ v zábřežském krystaliniku se staroměstským pásmem je velmi nápadná, to nás vede k domněnce, že tyto zábřežské metabazity by mohly být také pozůstatkem riftu.

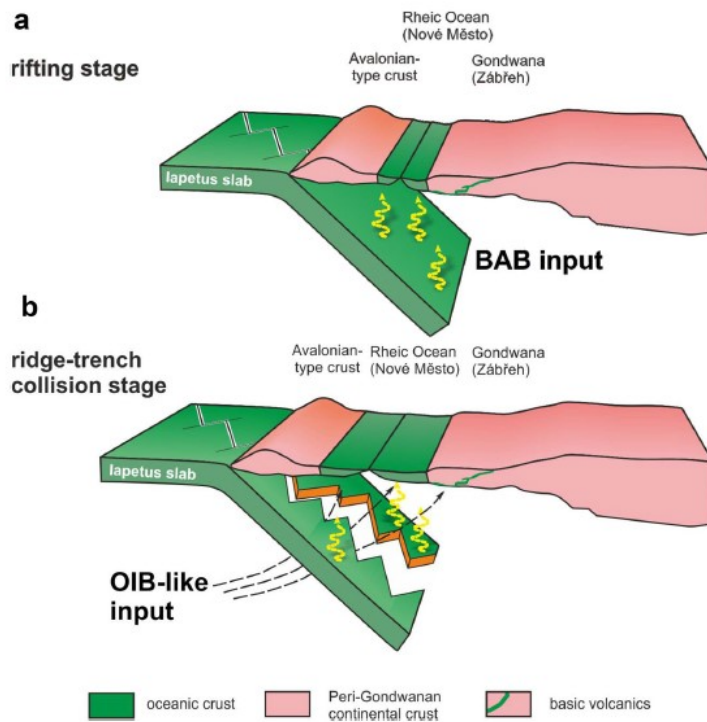
Podle Ilnickeho et al. (2020) prošla oblast zábřežského a novoměstského krystalinika dvěma prevariskými tektonickými fázemi (obr. 9). Tento model autor opírá o studium metabazitů z obou krystalinik a snaží se tak vysvětlit původ těchto hornin. Předpokládá, že zábřežské krystalinikum bylo na okraji Gondwany a novoměstské krystalinikum bylo součástí Rheického oceánu (Ilnicki et al., 2020). Rheický oceán se začal otevírat ještě za existence oceánu Iapetus, který subdukoval ze severu pod Avalonii oddělenou od Gondwany (Murphy et al., 2006; Ilnicki et al., 2020). Oblast zábřežského i novoměstského krystalinika byla situovaná v zaobloukové pánvi, v části gondwanské desky vzdálenější od subdukční zóny (Ilnicki et al., 2020).

V první fázi byla oblast zábřežského a novoměstského krystalinika v extenzním režimu (obr. 9a), v této fázi mají původ tholeiitická magmata. Jejich zdroj je v různých hloubkách díky vzestupným proudům v hmotách plášťového klínu (vzestupný pohyb je způsoben extenzí v kůře). Zároveň byl zdroj magmat postižen metasomatózou, fluida pochází ze subdukovaných sedimentů a tavené juvenilní kůry.

Druhá fáze začíná vzestupným tokem astenosféry zpod subdukované desky skrz tzv. slab-window (obr. 9b), což je prostor otevřený v subdukované desce jako odpověď na subdukcii

oceánského riftu. Tím se do ochuzené astenosféry plášťového klínu vmísí plášťové komponenty a zvýší se tepelný tok natolik, aby tento zdroj mohl produkovat boninitická magmata.

Tento vývoj je ukončen zánikem subdukční zóny vedoucím ke ztrátě zdrojů bazických magmat (Ilnicki et al., 2020).



Obr. 9: Tektonický model vzniku metabazitů v novoměstském a zábřežském krystaliniku. Převzato z Ilnicki et al. (2020).

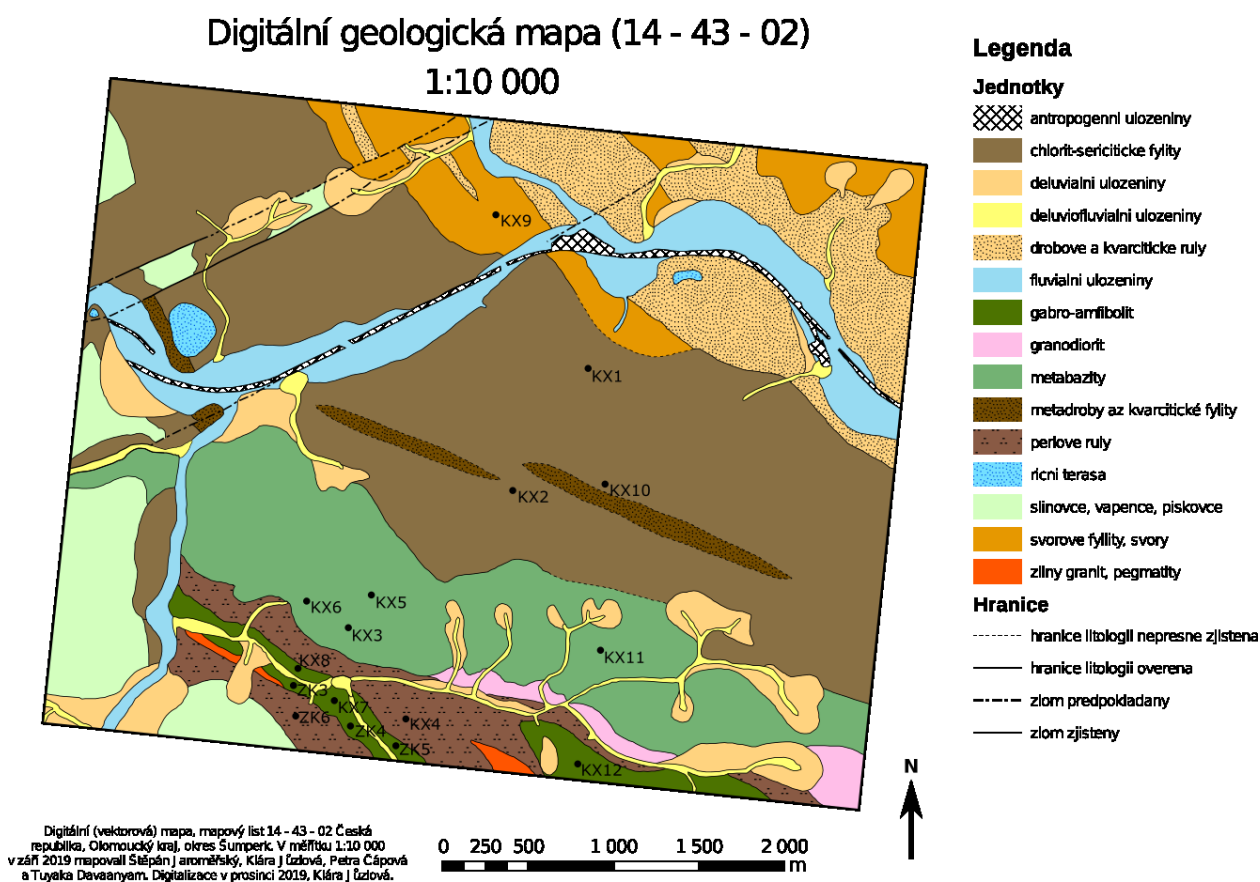
# Vlastní výzkumná část

Vlastní výzkumná část se soustředí na jižní část zábřežského krystalinika, zejména na pozici a význam tzv. „metabazitového pásma“. V terénu je totiž odkrytý výrazný metamorfní skok z okolních slabě metamorfovaných fylitů do částečně tavených perlových rul, zelených břidlic, amfibolitů a gaber „metabazitového pásma“. Pracovní hypotéza tohoto a navazujícího výzkumu je, že metamorfní gradient by mohl být zachovalým pozůstatkem syn-extenzních procesů, při kterých došlo k výhřezu bazické spodní kůry „metabazitového pásma“ zpod nadložních fylitů.

Většina publikovaných studií se soustředí na metamorfovanou severní část zábřežského krystalinika, zatímco z jižní části nejsou publikované téměř žádné studie. Nutným předpokladem pro porozumění role „metabazitového pásma“ je tedy nashromáždit nová základní geologická data, která poskytnou podrobnou charakteristiku jednotlivých horninových typů z hlediska stáří, geochemických vlastností, metamorfních podmínek a strukturní pozice.

V této části poskytujeme základní petrografické popisy jednotlivých horninových typů a popis vzájemných vztahů hornin na základě nové geologické mapy, která vznikla během mapovacího kurzu v roce 2019 (obr. 10).

## Geologická mapa



Obr. 10: Geologická mapa listu 14-43-02 se zvýrazněnými body odběru vzorků.

V září 2019 v rámci kurzu geologického mapování byla oblast listu 14-43-02 (podle Českého úřadu zeměměřického a katastrálního) mezi Hoštejnem a Hynčinou, tedy ve střední a částečně jižní části zábřežského krystalinika (obr. 3 se zvýrazněnou studovanou oblastí), zmapována.

Mapovací skupina rozeznala v oblasti několik litologií. V severní části listu dominují fylity s postupně narůstajícím stupněm metamorfózy směrem k severu, v jižní části (s přesahem až mimo tento list) vystupují z podloží slabě metamorfovaných fylitů silně metamorfované horniny (metabazity, gabro-amfibolity, migmatitické perlové ruly). Na západním okraji jsou na metamorfovaných horninách uloženy křídové sedimenty.

V litologické náplni se dá vyčlenit několik sekvencí. Ve strukturním podloží vystupují metabazity a granodiority a tvoří pruh s východo-západní orientací. Na nich leží sekvence fylitů, které se směrem do nadloží stávají více kvarcitické. V severní části mapy leží poslední sekvence, svorové ruly místy se staurolitem.

## Přehled odebraných vzorků

V první části výzkumu bylo odebráno 9 vzorků na datování detritických a magmatických zirkonů, 6 geochemických vzorků, 21 vzorků na petrologické studium a nashromážděno množství strukturních dat. Seznam vzorků a jejich minerální asociace je uveden v Tab. 1.

Vzorek ZK1 byl odebrán mimo studovanou oblast, severně v údolí Hraničního potoka. Jedná se o kvarcitickou rulu se staurolitem. Tento vzorek bude použit na geochemické analýzy a datování detritických zirkonů.

Vzorek ZK2 byl odebrán poblíž severozápadního cípu mapované oblasti v pásu kvarcitických fylitů až metadrob. Z nich byly odebrány geochemické vzorky a vzorky na datování detritických zirkonů.

Vzorky ZK3-6 byly odebrány v jižní části v „metabazitovém pásmu“ a v jeho okolí, jsou to (meta)gabra, amfibolity a perlové ruly. Ze všech tří typů hornin byly odebrány vzorky na datování magmatických zirkonů a na geochemickou analýzu.

Vzorek ZK7 je kulmský slepenec, byl odebrán jižně od hranice studované oblasti v údolí Mírovky. Z něj byl odebrán vzorek na datování detritických zirkonů.

Vzorek ZK8 je kvarcitický fylit až metadroba, byl odebrán jižně od hranice studované oblasti v údolí Jahodné. Z něj byl odebrán vzorek na datování detritických zirkonů.

Vzorky označené KX1-12 byly odebrány po celém mapovaném území, jsou to fylity, staurolitické svory, amfibolity s granáty a gabro-amfibolity. Z těchto vzorků byly udělány výbrusy.

Tab. 1: Přehled odebraných vzorků a jejich minerální asociace

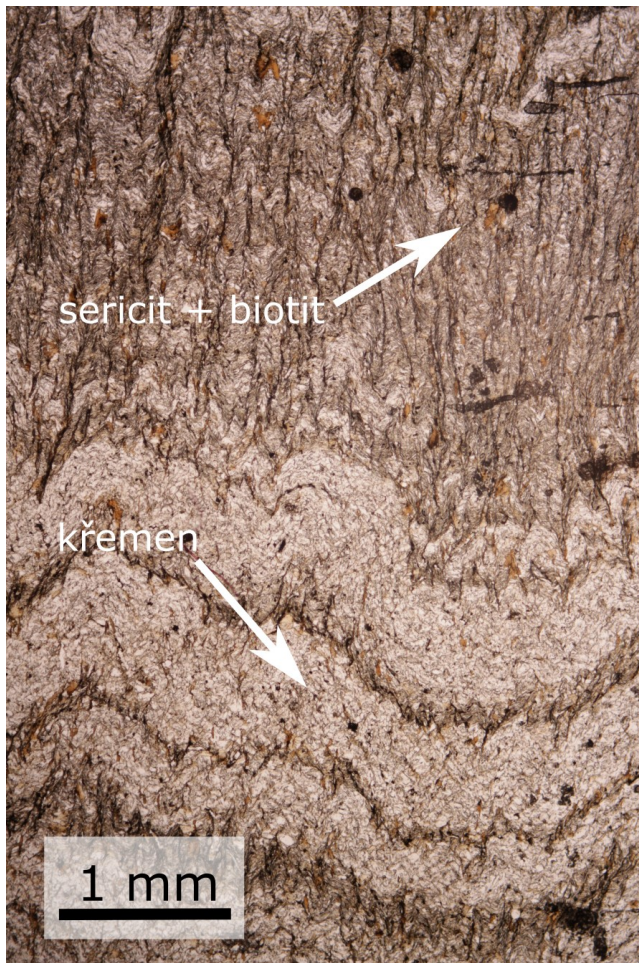
VZOREK	HORNINA	MINERÁLY	CHEM	ZR
ZK1	kvarcitická rula se staurolitem	qtz, plg, bt, ilm, st, ms, chl	X	X
ZK2	kvarcitický fylit	qtz, plg, ilm, chl, ms	X	X
ZK3	gabro	amf, ep, plg, px	X	X
ZK4	rula	plg, qtz, amf, grt, bt, ilm	X	X
ZK5	gabro	plg, amf, qtz, ep, px, zr	X	X
ZK6A	migmatit, leukosom	plg, qtz, ms, bt, kfs		X
ZK6B	rula	plg, qtz, bt, ilm	X	X
ZK7	kulmské slepence	klasty qtz, plg, úlomky fylitu, matrix ms, bt, qtz		X
ZK8	metadroba	qtz, bt, plg, ms		X
KX1	svorový fylit se staurolitem	qtz, plg, bt, ms, st, ap, ilm		
KX2	fylit	ms, qtz, plg, ilm, bt		
KX3	gabro	plg, qtz, amf, grt, ep, chl, ilm		
KX4	amfibolit	amf, plg, qtz, grt, ep, ilm		
KX5	grt amfibolit	qtz, plg, amf, grt, ilm		
KX6	grt amfibolit	plg, amf, ep, grt, qtz, ilm, chl		
KX7	metagabro	amf, plg, ep, grt, ilm		
KX8	amfibolit	amf		
KX9	svorový fylit se staurolitem	plg, qtz, bt, st, ilm		
KX10	fylit	bt, ms, qtz, plg, ilm		
KX11	metagabro	amf, plg, ep, grt, ilm		
KX12	metagabro	amf, plg, ep, ilm		

## Charakteristika hlavních horninových typů

### Chlorit-sericitický fylit, místy s biotitem

Ve střední části oblasti (hřbet kolem Mírovské a svahy do Hoštejna a Popeláku) převažuje chlorit-sericitický fylit. Je šedý až tmavě šedý, díky sericitu se hedvábně leskne. Je velmi jemnozrný a měkký, snadno se láme a/nebo se vrásní. Makroskopicky se zdá, že je kompaktní, v mikroskopu je však vidět, že je páskovaný. Střídají se světlé pásy tvořené převážně drobnými zrnky křemene s tmavšími pásy tvořenými hlavně sericitem a biotitem. Světlé pásy se zdají být odolnější vůči deformaci, tvoří otevřenější vrásy než tmavé pásy (obr. 11).

Se zvyšující se intenzitou metamorfózy v hornině přibývá biotitu a fylit směrem na sever mapovaného území tmavne. Zvětrává do drobných úlomků až hlín, netvoří velké skalní výchozy, spíše menší skalky nebo je odkrytý v zářezích cest.

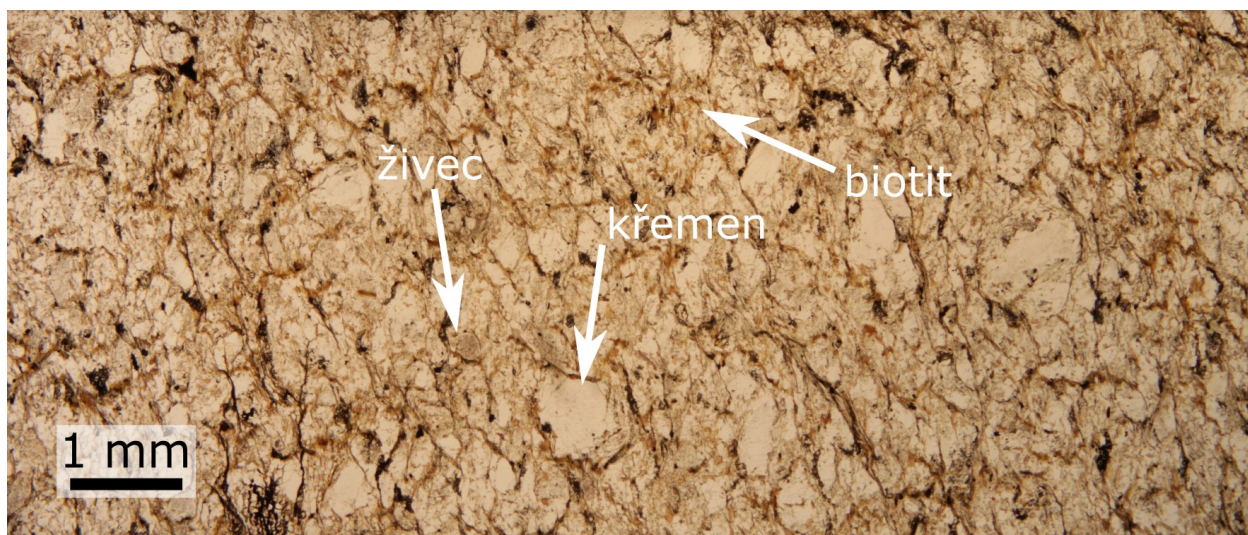


Obr. 11: Krenulační kliváž S2 ve fylitu KX2. Střídání tmavých a světlých pásků odráží původní metamorfní foliaci S1.

### Kvarcitický fylit

Na sever od Mírovské a v okolí Hoštejna vystupuje kvarcitický fylit. Je tmavý, jemnozrný a kompaktní. Obsahuje křemen, ten se někdy soustředí v křemenných páscích. Je tvrdý, kladivem se dá těžko rozbít, často v krajině tvoří výrazné morfologické útvary, jako jsou kopce nebo skalní ostrohy. Kvarcitický fylit přechází do poloh metadrob. Ty mohou mít základní hmotu, která se makroskopicky jeví tmavá nebo světlá, je tvořená křemenem a muskovitem s příměsí biotitu (obr. 12). Metadrobky jsou středně zrnité a obsahují usměrněné litoklasty, nejčastěji křemenné a živcové valounky, které jsou obklopené biotitem. Ty jsou mnohonásobně větší než okolní matrix, která je obtéká.

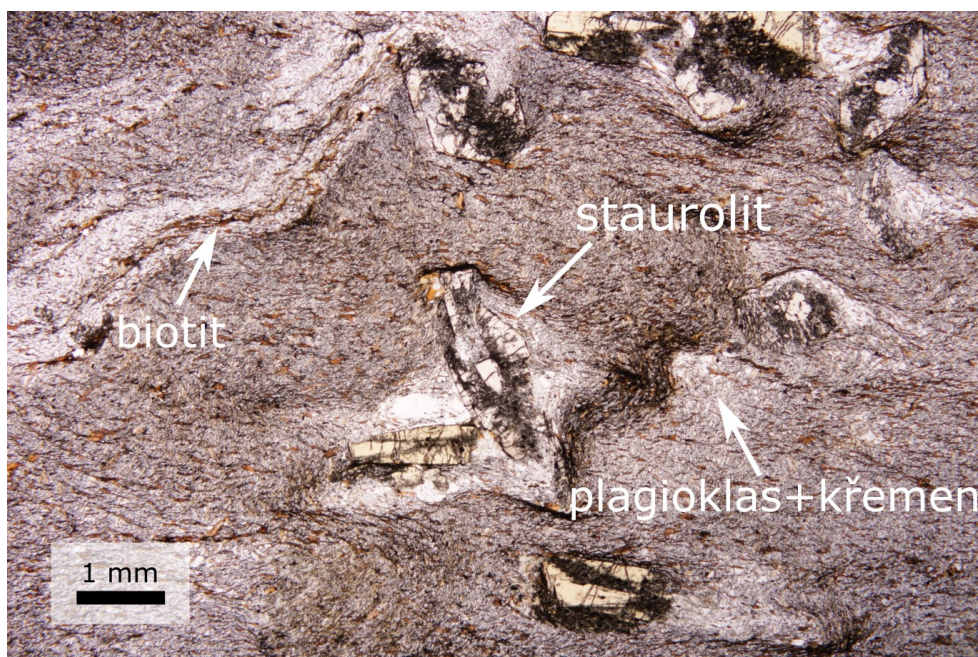
Hornina zvětráváním získává světlou patinu. Metadrobky jsou pevné, tvoří skalní výchozy a výrazné morfologické tvary v krajině.



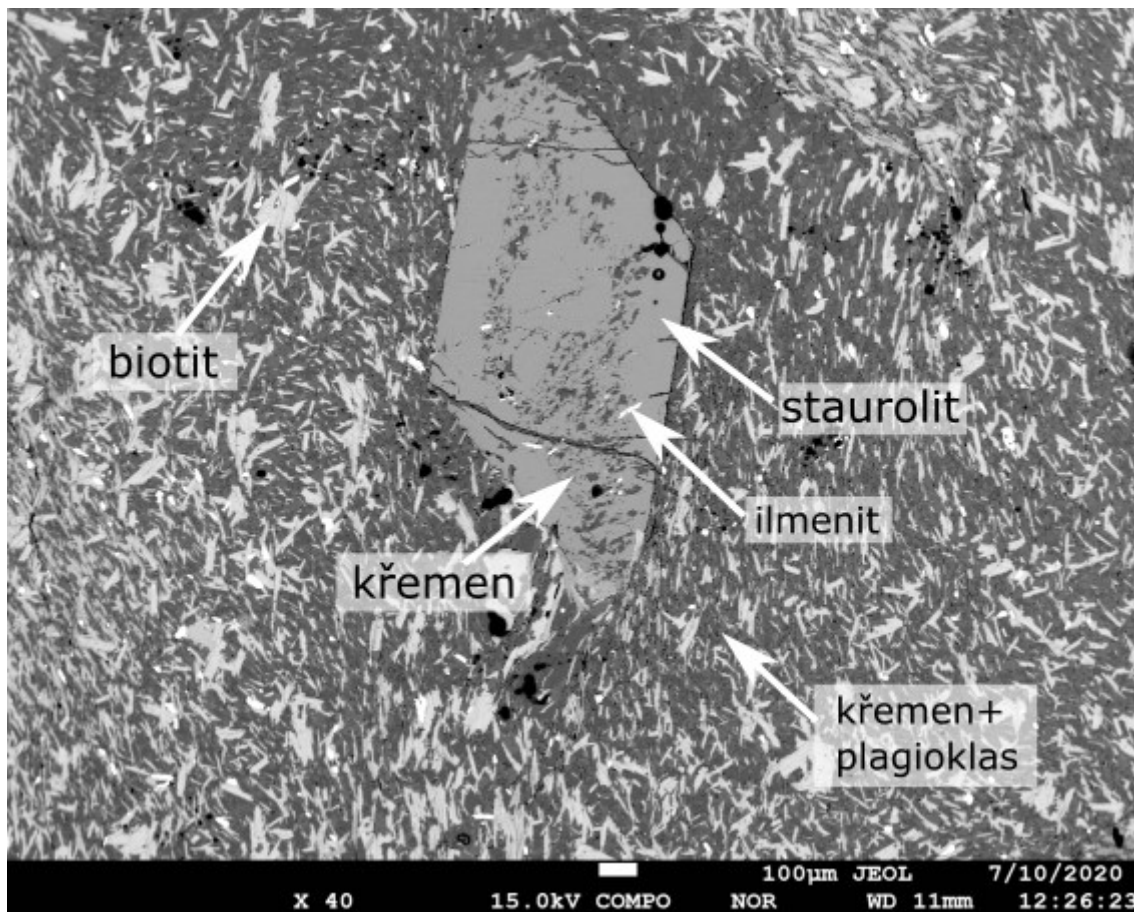
Obr. 12: Kvarcitický svor až metadroba ZK1.

### Svorový fylit až rula

V severní části mapované oblasti se v pružích s metadrobami střídají pruhy svorových fylitů až rul. Svorové fylity až ruly se vyznačují tmavou barvou a vyšším obsahem biotitu než chlorit-sericitické fylity. Tyto ruly mají jemnozrnnou základní hmotu tvořenou biotitem, plagioklasem a křemenem (obr. 13), někdy je přítomen akcesorický apatit a ilmenit. Matrix může být jemně zvrásněná. Zajímavým fenoménem je poměrně velké množství vyrostlic staurolitu. Staurolit se zdá být neorientovaný. Některá zrna staurolitu v sobě uzavírají křemen, který tvoří zónu uvnitř zrna (obr. 14).



Obr. 13: Svorový fylit až rula KX9.

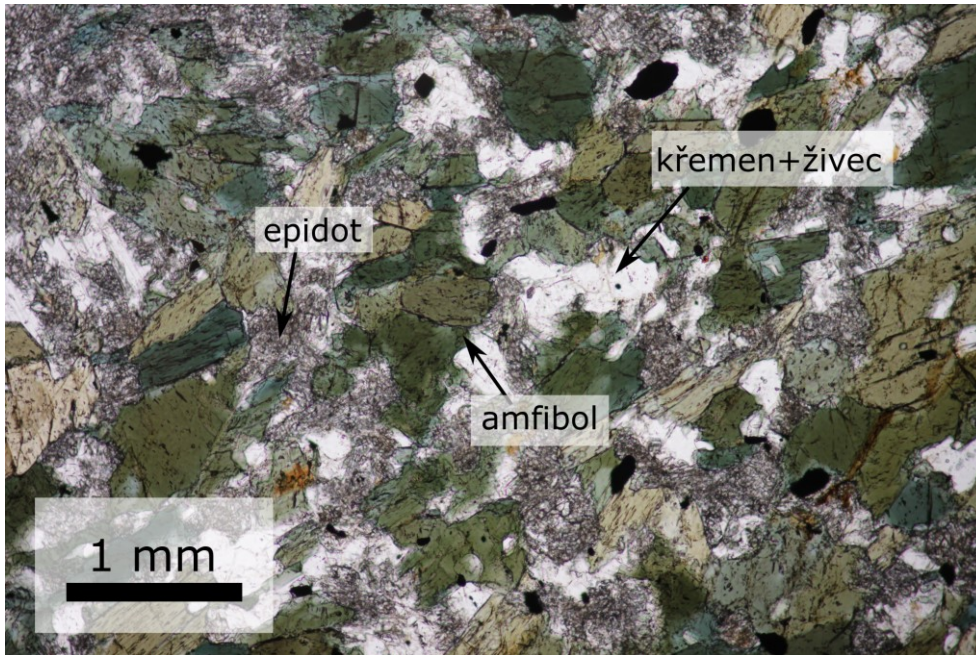


Obr. 14: Obrázek ve zpětně odražených elektronech, zrno staurolitu ve svorovém fylitu KX9.

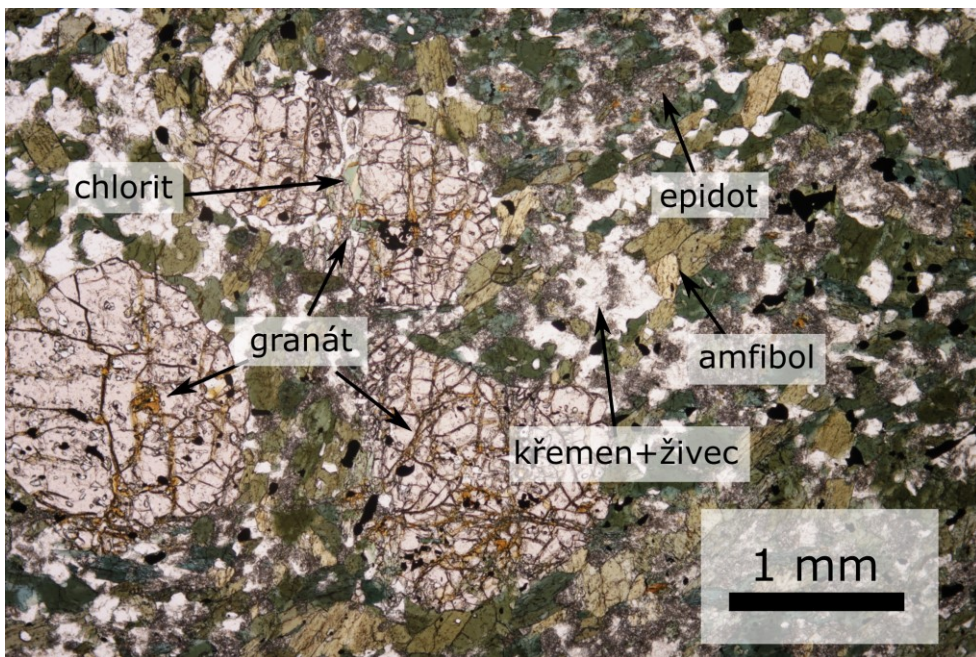
### Amfibolit, místy s granátem

Jižně od hřebenu Mírovské se nachází metabazity, ty se táhnou v pruhu s východo-západní orientací. Tento pruh je pro nás v celé mapované oblasti nejzajímavější kvůli ostrému metamorfnímu gradientu z fylitů do metabazitů.

Jedním z metabazitů je amfibolit až granátický amfibolit, tmavá, masivní hornina s křemen-živcovými žilkami. Je tvořen zeleným amfibolem, bezbarvým plagioklasem a křemenem (obr. 15 a 16). Jako vedlejší minerály se vyskytují epidot, který tvoří směs drobných zrn se zrníčky plagioklasu, a granát, který tvoří větší vyrostlice. V některých vzorcích je přítomný akcesorický ilmenit. Zrna granátu jsou rozpukaná a uzavírají v sobě zrna jiných minerálů, například křemene. Pukliny jsou někdy vyhojeny plagioklasem, chloritem a/nebo draselným živcem, nebo po puklinách proniká ilmenit, to je pozorovatelné jako oranžové zbarvení (obr. 16).



Obr. 15: Granátický amfibolit KX3.



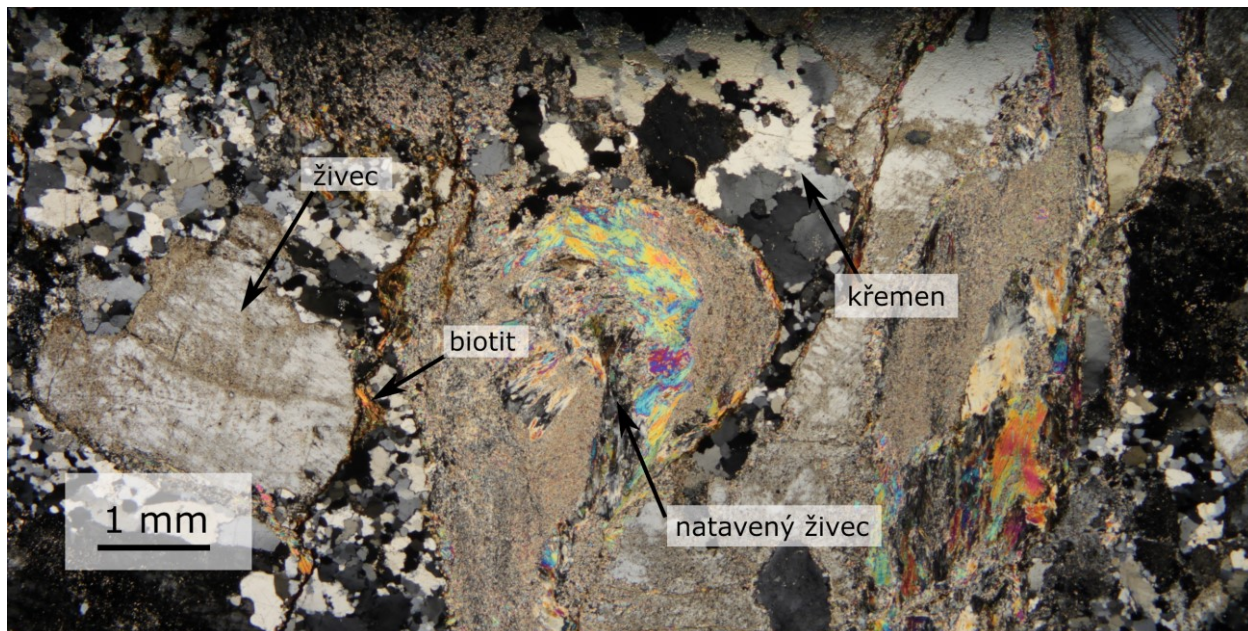
Obr. 16: Granátický amfibolit KX3 s granátem vyhojeným chloritem.

### Zelená břidlice

Amfibolity mají v některých oblastech charakter spíše zelených břidlic. Jsou také tmavé a jemnozrnné, obsahují více chloritu a epidotu. Navíc mají vyvinutou břidličnatost a deskovitou odlučnost.

## Migmatitická perlová rula

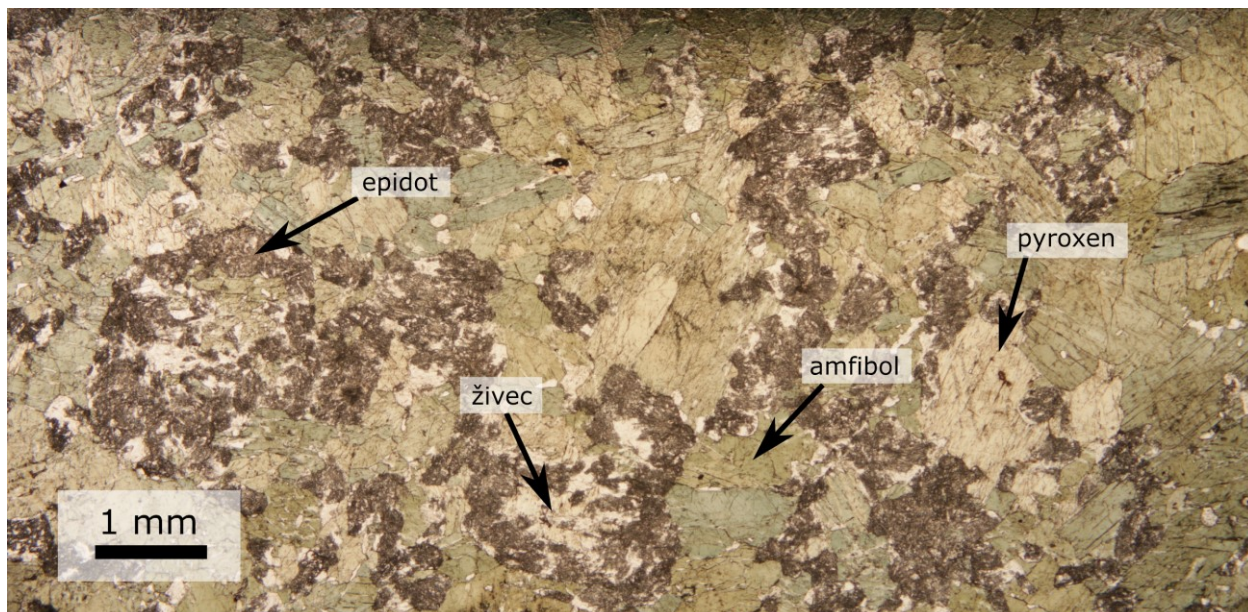
Pruh metabazitů z jihu lemuje silně metamorfovaná perlová rula (obr. 17). „Perly“ jsou blasty živců. Může se jednat o migmatizovanou metadrobu, která je místy mylonitizovaná. Rula je páskovaná, střídají se světlé pásy s tmavými, přičemž tmavé pásy jsou natavené.



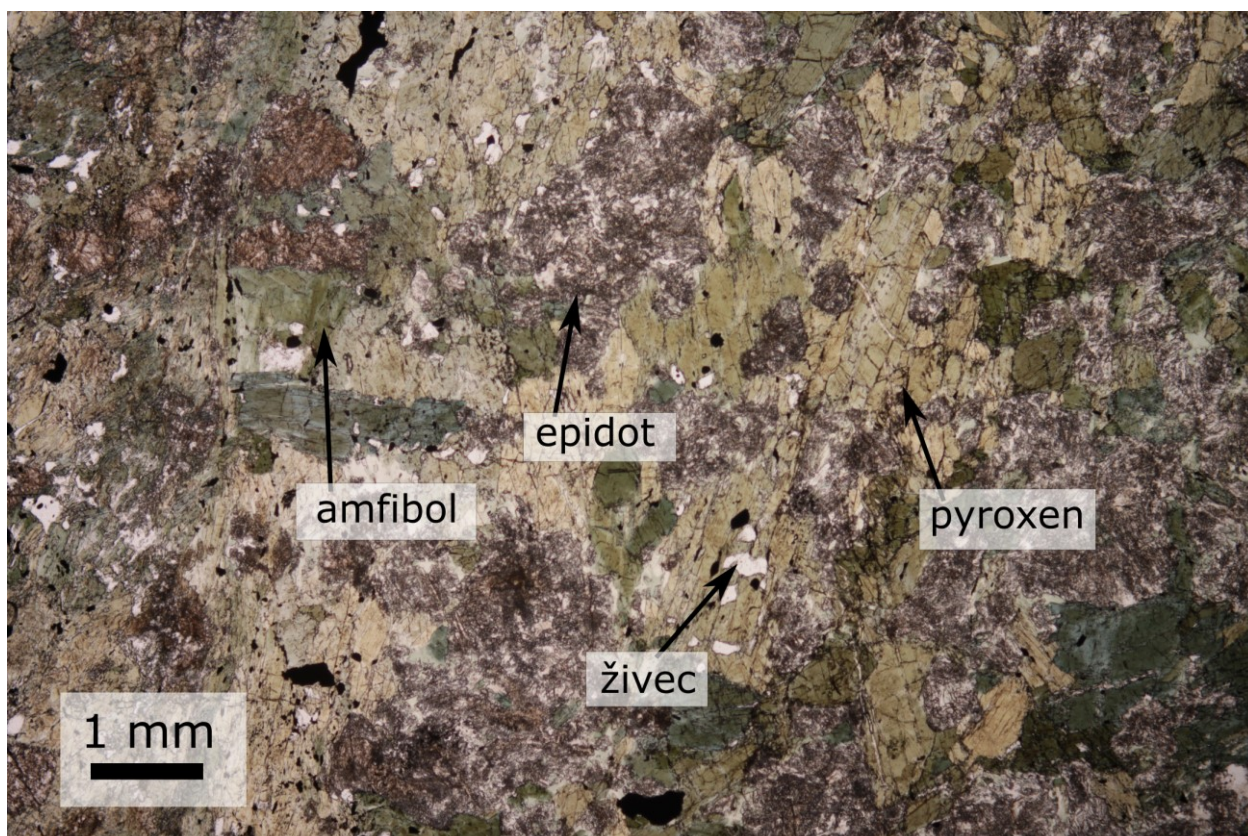
Obr. 17: Mylonitizovaná perlová rula ZK6A.

## Gabro a gabro-amfibolit

Dál na jih se vyskytují horniny gabrového typu, gabra až gabro-amfibolity. Ty se táhnou od vesnice Hynčina až k chatové osadě Zejfy a jsou ze severu i z jihu lemovány perlovou rulou. Gabra a gabro-amfibolity jsou pevné a odolné, skalní výchozy však netvoří. Hlavními minerály jsou amfibol, pyroxen, plagioklas a křemen, vedlejší minerál je epidot, který vzniká z plagioklasu (obr. 18 a 19). Směrem k ose pruhu jsou minerální zrna více usměrněná a protažená, v některých místech jsou horniny až jemně páskované.



Obr. 18: Gabro ZK5.



Obr. 19: Gabro-amfibolit KX7.

### Žilný granit

Západně od Hynčiny se táhne úzké těleso gaber. Tato gabra jsou hrubozrnná a světlá. Směrem na západ se zvyšuje obsah tmavých minerálů (biotit a amfibol) a zrna se protahují a usměrňují, hornina se stává až mylonitickou. V tělese gaber se vyskytují žilné granity, ty jsou

hrubozrnné (až pegmatitické), dvojslídne a světlé. Zrna křemene, živce a slíd jsou usměrněná. Žíly vychází z podloží ve formě skalek.

## **Arkóza, opuka**

Na západním okraji listu jsme objevili horniny křídového stáří. Ty pravděpodobně náleží k bělohorskému souvrství, nejčastější litologií je arkóza a opuka. Arkóza je jemnozrnná, drobné klasty jsou spleené vápnitým tmelem, hornina je pevná. V některých částech je arkóza až hlíznatá, přičemž hlízy jsou pevnější a tvrdší než matrix. Opuka je také jemnozrnná, světlá, velmi masivní a pevná. V severní části mapované oblasti tyto křídové uloženiny zvětrávají až do jílu naoranžovělé barvy.

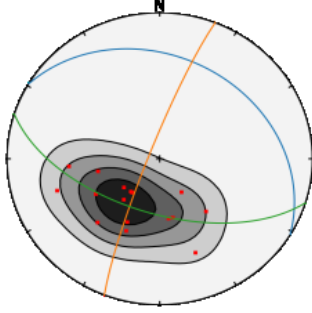
## **Strukturní záznam**

Mapování na listu 14-43-02 odhalilo několik na sebe naložených staveb. Původní foliace S1 ve fylitech, vytvořená deformační událostí D1, byla pravděpodobně subhorizontální (obr. 20b-c). Tato foliace je vrásněna deformací D2 za vzniku subvertikální, východo-západní kliváže S2 (obr. 20d). Ve stereogramech na obr. 20b-c se vrásnění původně ploché foliace S1 projevuje vznikem pásu S1 foliace s horizontálním V-Z  $\pi$ -pólem, který odpovídá vrásovým osám F2 vrás a který je dobře vyvinutý zejména v severovýchodní části oblasti. Kliváž S2 je heterogenní a více přetiskuje měkké fylity (obr. 11) než kompetentní amfibolity a gabra. Ve fylitech je původní foliace transponována a zestrmena, naproti tomu v pevných horninách vznikají otevřené asymetrické vrásy.

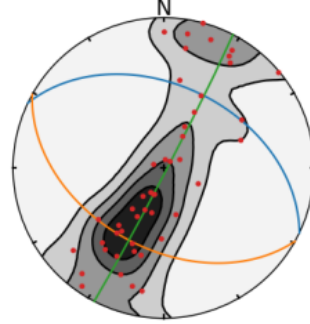
„Matabazitové pásmo“ je deformací D2 málo postiženo, proto si zachovává původní foliaci S1 mírně upadající k severu až severo-východu (obr. 20a). Je možné, že tato hlavní foliace vznikla transpozicí starší stavby.

V závěrečné fázi deformace proběhlo slabé, heterogenně vyvinuté vertikální zkrácení, které tvoří většinou otevřené vrásy s horizontální osní rovinou.

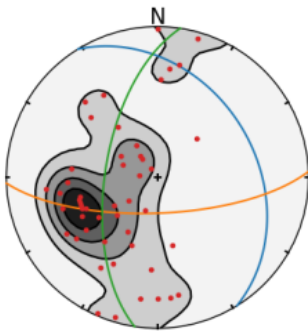
**(a) Foliace S1 v  
"metabazitovém pásu"**



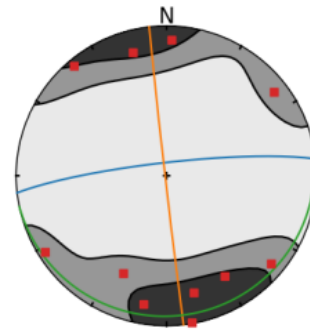
**(b) Foliace S1  
severovýchod oblasti**



**(c) Foliace S1  
severozápad oblasti**



**(d) Foliace S2**



*Obr. 20: Sterogramy struktur v mapované oblasti vynesené jako póly foliace S1 a S2.*

# Závěr

Dosavadní práce ukazují, že v zábřežském krystaliniku jsou jak variské struktury (deformační události i magmatické intruze, např. Buriánek et al., 2003), tak starší prevariské struktury, které jsou pravděpodobně spjaté s kadomsko-rheickým cyklem (např. Ilnicki et al., 2020). Ve svých budoucích studiích bych se chtěla soustředit převážně na prevariskou historii, protože s ní může být spjat vznik mnoha zajímavých a dosud neobjasněných fenoménů, kterých jsme si všimli při terénních pracích.

Mapování v oblasti odhalilo pruh metabazitů s výrazně vyšším metamorfním stupněm, než mají okolní fylity. Nové mapování v oblasti „metabazitového pásma“ zábřežského krystalinika představené v této práci vede k domněnce, že by se mohlo jednat o extenzi vytaženou bazickou spodní kůru při otevírání Rheického oceánu. Podobné relikty se nachází například ve staroměstském pásmu (Štípská et al., 2001), letovickém krystaliniku (Soejono et al., 2010) nebo v západní části tepelsko-barrandienské oblasti (Peřestý et al., 2017). Jižní část zábřežského krystalinika je však autory poněkud opomíjena. Hypotézu extenzního původu „metabazitového pásma“ chci robustně otestovat datováním detritických zirkonů ze vzorků odebraných jak v bazickém, výše metamorfovaném pruhu, tak v nadložních, méně metamorfovaných fylitech, a tím vyjádřit, v jakém vztahu tyto kontrastní jednotky jsou. To však bude předmětem a hlavní náplní mé diplomové práce.

# Seznam literatury

- Buriánek, D., Němečková, M., & Hanžl, P. (2003). Petrology and geochemistry of plutonic rocks from the Polička and Zábřeh crystalline units (NE Bohemian Massif). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 78(1), 9-22.
- Buriánek, D. (2010). Srovnání metasedimentů z hlinské zóny, poličského a zábřežského krystalinika na základě chemického složení. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 146(1-5).
- Collett, S., Schulmann, K., Štípská, P., & Míková, J. (2020). Chronological and geochemical constraints on the pre-variscan tectonic history of the Erzgebirge, Saxothuringian Zone. *Gondwana Research*, 79, 27-48.
- Dörr, W., Zulauf, G., Fiala, J., Franke, W., & Vejnar, Z. (2002). Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá–Barrandian unit—a correlation of U–Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). *Tectonophysics*, 352(1-2), 65-85.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A., Ciesielczuk, J., Lewandowska, A., Szczepanski, J., & Turniak, K. (1996). Geochemistry of early Palaeozoic amphibolites from the Orlica–Śnieżnik dome, Bohemian massif: petrogenesis and palaeotectonic aspects. *Geologische Rundschau*, 85(2), 225-238.
- Franke, W., & Żelaźniewicz, A. (2000). The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 63-86.
- Franke, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 35-61.
- Guerrot, C., & Peucat, J. J. (1990). U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic Cadomian orogeny in the northern Armorican Massif, France. *Geological Society, London, Special Publications*, 51(1), 13-26.
- Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., & Chadima, M. (2010). Subduction-driven shortening and differential exhumation in a Cadomian accretionary wedge: the Teplá–Barrandian unit, Bohemian Massif. *Precambrian Research*, 176(1-4), 27-45.
- Hajná, J., Žák, J., & Dörr, W. (2017). Time scales and mechanisms of growth of active margins of Gondwana: a model based on detrital zircon ages from the Neoproterozoic to Cambrian Blovice accretionary complex, Bohemian Massif. *Gondwana Research*, 42, 63-83.
- Hajná, J., Žák, J., Dörr, W., Kachlík, V., & Sláma, J. (2018). New constraints from detrital zircon ages on prolonged, multiphase transition from the Cadomian accretionary orogen to a passive margin of Gondwana. *Precambrian Research*, 317, 159-178.

- Hanžl, P., Buriánková, K., Kabátník, P., & Finger, F. (2000). Výsledky mapování severovýchodní části zábřežského krystalinika. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v r.1999*, 7.
- Chlupáč, I., & Štorch, P. (1992). Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 37(4), 257-275.
- Chlupáč, I., Kovanda, J., Stráník, Z., & Brzobohatý, R. (2001). Geologická minulost České republiky. *Praha, Akademie věd České republiky*. ISBN 80-200-0914-0.
- Chopin, F., Schulmann, K., Skrzypek, E., Lehmann, J., Dujardin, J. R., Martelat, J. E., ... & Pitra, P. (2012). Crustal influx, indentation, ductile thinning and gravity redistribution in a continental wedge: building a Moldanubian mantled gneiss dome with underthrust Saxothuringian material (European Variscan belt). *Tectonics*, 31(1).
- Ilnicki, S., Szczepański, J., & Pin, C. (2020). Tholeiitic-and boninite-series metabasites of the Nové Město Unit and northern part of the Zábřeh Unit (Orlica–Śnieżnik Dome, Bohemian Massif): petrogenesis and tectonic significance. *International Journal of Earth Sciences*, 109(4), 1247-1271.
- Jastrzębski, M., Budzyń, B., & Stawikowski, W. (2017). Cambro-Ordovician vs Devonian-Carboniferous geodynamic evolution of the Bohemian Massif: Evidence from P–T–t studies in the Orlica–Śnieżnik Dome, SW Poland. *Geological Magazine*, 156(3), 447-470.
- Jelínek, E., Pačesová, M., Mísař, Z., Martinec, P., & Weiss, Z. (1984). Geochemistry of a dismembered metaophiolite complex, Letovice, Czechoslovakia. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 75(1), 37-48.
- Kachlík, V. (2003). Geologický vývoj území České republiky. *SÚRAO, Praha*.
- Košler, J., Konopásek, J., Sláma, J., & Vrána, S. (2014). U–Pb zircon provenance of Moldanubian metasediments in the Bohemian Massif. *Journal of the Geological Society*, 171(1), 83-95.
- Kröner, A., Štípská, P., Schulmann, K., & Jaeckel, P. (2000). Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. *Geological Society, London, Special Publications*, 179(1), 175-197.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Hegner, E., & Opletal, M. (2001). Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše Mountains and Orlice-Sněžník Complex). *International Journal of Earth Sciences*, 90(2), 304-324.
- Kryza, R., & Pin, C. (2002). Mafic rocks in a deep-crustal segment of the Variscides (the Góry Sowie, SW Poland): evidence for crustal contamination in an extensional setting. *International Journal of Earth Sciences*, 91(6), 1017-1029.

- Linnemann, U., D'Lemos, R., Drost, K., Jeffries, T., Gerdes, A., Romer, R., ... & Strachan, R. (2008). The Cadomian tectonics. In *Geology of Europe, Volume 1: Precambrian & Palaeozoic* (pp. 103-154). Geological Society of London.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. SPN. Praha.
- Morávek, R. (1995). Zpráva o geologicko-petrografických výzkumech v jižní části zábřežského krystalinika. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994*, 100-102.
- Murphy, J. B., Gutierrez-Alonso, G., Nance, R. D., Fernandez-Suarez, J., Keppie, J. D., Quesada, C., ... & Dostal, J. (2006). Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture?. *Geology*, 34(5), 325-328.
- Pertoldova, J., Verner, K., Vrana, S., Burianek, D., Stedra, V., & Vondrovic, L. (2010). Comparison of lithology and tectonometamorphic evolution of units at the northern margin of the Moldanubian Zone: implications for geodynamic evolution in the northeastern part of the Bohemian Massif. *Journal of Geosciences*, 55(4), 299-319.
- Peřestý, V., Lexa, O., Holder, R., Jeřábek, P., Racek, M., Štípská, P., ... & Hacker, B. (2017). Metamorphic inheritance of Rheic passive margin evolution and its early-Variscan overprint in the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(3), 327-355.
- Petránek, J., Březina, J., Břízová, E., Cháb, J., Loun, J., & Zelenka, P. (2016). Encyklopedie geologie. Praha, Česká geologická služba. ISBN 978-80-7075-901-1.
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J. M., Edel, J. B., ... & Ulrich, S. (2009). An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian massif. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(2-3), 266-286.
- Schulmann, K., Lexa, O., Janoušek, V., Lardeaux, J. M., & Edel, J. B. (2014). Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: An example from the Bohemian Massif, European Variscides. *Geology*, 42(4), 275-278.
- Sláma, J., Dunkley, D. J., Kachlík, V., & Kusiak, M. A. (2008). Transition from island-arc to passive setting on the continental margin of Gondwana: U–Pb zircon dating of Neoproterozoic metaconglomerates from the SE margin of the Teplá–Barrandian Unit, Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 461(1-4), 44-59.
- Soejono, I., Žáčková, E., Janoušek, V., Machek, M., & Košler, J. (2010). Vestige of an Early Cambrian incipient oceanic crust incorporated in the Variscan orogen: Letovice Complex, Bohemian Massif. *Journal of the Geological Society*, 167(6), 1113-1130.
- Soejono, I., Machek, M., Sláma, J., Janoušek, V., & Kohút, M. (2020). Cambro-Ordovician anatexis and magmatic recycling at the thinned Gondwana margin: new constraints from the Kouřim Unit, Bohemian Massif. *Journal of the Geological Society*, 177(2), 325-341.

Špaček, P., Sýkorová, Z., Pazdírková, J., Švancara, J., & Havíř, J. (2006). Present-day seismicity of the south-eastern Elbe Fault System (NE Bohemian Massif). *Studia geophysica et geodaetica*, 50(2), 233-258.

Štípská, P., Schulmann, K., Thompson, A. B., Ježek, J., & Kröner, A. (2001). Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 332(1-2), 239-253.

Verner, K., Burianek, D., Vrana, S., Vondrovic, L., Pertoldova, J., Hanzl, P., & Nahodilova, R. (2009). Tectonometamorphic features of geological units along the northern periphery of the Moldanubian Zone. *Journal of Geosciences*, 54(2), 87-100.

Vondrovic, L. & Verner, K. (2010). The record of structural evolution and U-Pb zircon dating of the tonalite intrusions (Policka Crystalline Unit, Bohemian Massif). *Trabajos de Geología*, 30(30).