

Exkurze je věnována památce profesora Radima Kettnera.

Obsah:

1.	Úvod	1
2.	Postavení krkonoško-jizerského krystalinika v rámci Českého masivu a středoevropských variscid	5
3.	Litotektonické jednotky jihozápadní části krkonoško-jizerského krystalinika (KJK)	8
3.1.	Přehled geologických výzkumů a názory na stratigrafické zařazení železnobrodské části KJK	10
4.	Litologicko-geochemická charakteristika hornin železnobrodského krystalinika	13
4.1.	Geochemie sedimentů	15
4.2.	Metavulkanity železnobrodského komplexu a jeho žilného doprovodu	16
5.	Metamorfní stavba a duktilní metamorfní struktury	18
5.1.	Metamorfóza	18
5.2.	Metamorfní stavba a tektonika oblasti	21
5.3.	Datování tektonometamorfních událostí v Iugiku	24
6.	Pozdně variské pánve a platformní pokryv	25
6.1.	Permokarbon mnichovohradištské a podkrkonošské pánve	28
6.2.	Česká křídová pánev	31
6.3.	Neovulkanity	37
7.	Stručné shrnutí geologického vývoje území	37
8.	Popis lokalit	40
9.	Výběr z použité literatury	61

1. Úvod

Trasa již 41. první exkurze České geologické společnosti nás zavádí do jedné z nejmalebnějších a geologicky nejpestřejších oblastí České republiky na rozhraní Českého ráje, který geomorfologicky patří do České tabule, budované převážně křídovými sedimenty, Ještědsko-kozákovského hřbetu a Železnobrodské vrchoviny. Poslední dvě plánované lokality nás zavedou až do výšky téměř tisíce metrů na vrchol kóty Hvězda u Příchovic, která leží na rozhraní geomorfologických morfologických jednotek Krkonoš a Jizerských hor (Demek a Mackovčín 2006). Jednotky vystupující v blízkosti lužického zlomového pásma a v předhůří Krkonoš a Jizerských hor nám umožní seznámit se geologickým vývojem severní části Českého masivu včetně jeho pokryvu v časovém rozpětí od konce neoproterozoika až do

současnosti (tj. časové období, jehož délka převyšuje více než 540 mil let).

Dobrá odkrytost terénu umožňuje studovat procesy vzniku dnes metamorfovaných jednotek krkonoško-jizerského krystalinika (KJK) v intervalu od proterozoika do devonu. Následují geologické děje spjaté s variskou orogenezí, k nimž patří zánik sasko-durynského oceánu a následná kolize bloku saxothuringika s tepelsko barrandienskou deskou. Celé toto období je završeno intruzemi velkých plutonických těles jako je krkonoško-jizerský pluton (KJP). Současně s výzvihem plutonu k povrchu vznikají v jeho zaklesávajícím okolí pozdně variské permokarbonské pánve, které zčásti překryly horniny krystalinika. Po dlouhé erozi na začátku mezozoika přišla opět mořská křídová záplava, která s výjimkou několika ostrovů zaplavila zbytky celého variského orogénu střední a západní Evropy a přikryla je u nás až několik set metrů mocnými nánosy mělkomořských sedimentů. Souvislosti mezi kolísáním hladiny, subsidencí (poklesem) dna pánve, množstvím klastického materiálu přinášeného do pánve a aktivitou zlomů, případně klimatickými cykly spjatými s orbitálními cykly, je možno vzhledem k trojrozměrné odkrytosti studovat zejména ve skalních městech Českého ráje. Výskyty terciérních vulkanitů a sedimentů (terasových štěrků) a jejich rozmístění nám umožňují rovněž rekonstruovat mladé pohyby na lužickém zlomovém pásmu. Uzavřeniny vynesené bazaltoidním magmatem např. složení hlubších části kůry i svrchního pláště. Již z tohoto výčtu je patrné, že navštívená oblast je z mnoha ohledů velmi cenným geologickým archivem, který nám umožňuje nahlédnout do pestré geologické minulosti a procesů, které probíhaly stovky miliónů let. Mladší exodynamické a tektonické děje vytvořily v této oblasti tak pestrou a členitou morfologii, která spolu s výše uvedenými procesy, dala krajině kolem Železného Brodu a okraji Českého ráje takový potenciál, že byla právem vybrána do sítě světových geoparků, které slouží nejen ochraně přírodního dědictví, ale i vědeckému výzkumu a vzdělávání široké veřejnosti.

Stručný itinerář cesty

Již brzy za Prahou opustíme poslední výchozy barrandienského proterozoika a paleozoika, které vystupují v malých erozních reliktech z podloží křídly v oklolí Brandýsa nad Labem. Pak se delší dobu až k Malé Skále u Turnova budeme pohybovat v relativně ploché krajině české křídové pánve (ČKP), z níž budou občasné vystupovat samostatné elevace neoidních alkalických vulkanitů. Před Turnovem uvidíme po pravé straně erozí vypreparované stupně mírně k jihu se sklánějících pískovcových skalních měst např. Hruboskalska s hradem Valdštejn a zámek Hrubá skála na jejich vrcholové plošině. V té době

již před sebou uvidíme výrazný Ještědsko-kozákovský hřbet s vrcholy Ještědu na SZ (1012 m. n. m) a Kozákova (744 m. n. m) po pravé straně zhruba v sv. směru. Hřbet je podmíněn existencí staré zlomové zóny lužického zlomového pásma, založeného již během variské orogeneze zhruba před 340 mil lety, které se táhne ze sz. okolí Drážďan až ke Kozákovu. Pohyby na něm se na něm v různých napěťových režimech opakují až do současnosti, o čemž svědčí občasná zemětřesení zaznamenaná v jeho okolí v nedávné době, dále pak morfostrukturní prvky jako vysoké terasy Jizery, hluboce zaříznutá údolí Jizery, Kamenice a jejích přítoků. Oživení morfologie reliéfu souvisí s pohyby na lužickém zlomovém pásmu, na kterém došlo v průběhu svrchní křídly až paleogénu k náklonu a místy až překocení křídových a permokarbonských sedimentů, které se místy dostávají do tektonického podloží KJK. Dokladem velmi mladé tektonické aktivity podél tohoto pásma je i řada žil, přírodních drah i rozsáhlejších těles paleogénních až pliocénních vulkanitů, které se v blízkosti této struktury vyskytují.

Na kótě **Sokol** (562 m. n. m.) mezi Malou skálou a Besedicemi (**lokality 1** v mapě navštívených lokalit na zadní straně tištěného průvodce) si průběh této významné struktury prohlédneme v detailu, zatímco se budeme kochat malebnými strmými skalami Pantheonu a Sušských skal, které byly právě na tomto zlomu vyzvednuty ze subhorizontální do subvertikální až překocené polohy. Uvidíme, jak se křídové vrstvy velmi rychle směrem k jihu uklánějí až to téměř subhorizontální polohy a pevnější pískovcové vrstvy vytvářejí erozí rozbrázděná skalní města. Řekneme si také více o jejich vzniku zejména s ohledem na architekturu pískovcových těles a drobnější sedimentární textury a struktury, které můžeme pozorovat ve vrcholových partiích Sokola.

Severně od křídových skal je pak možno spatřit úzký pruh tvořený většinou permokarbonskými bazaltoidy až andezitoidy (souborně dříve označovanými jako melafyry), které vystupují v údolí mezi Pantheonem a parkovištěm pod zámkem v Malé Skále. Na některých místech (např. v lomu sz. Frýdštejna) je možné v nich nalézt dutiny vyplněné různě zbarvenými a texturně proměnlivými modifikacemi SiO_2 , jako jsou acháty, jaspisy aj. Při pochůzce kolem vrcholu Sokola uvidíme i drobné přírodní dráhy neoidních bazaltů, které pronikly křídovými pískovci.

Po návratu do autobusu pak budeme pokračovat hluboce zaříznutým údolím řeky Jizery přes Železný Brod do Podspálova. Po obou stranách údolí a v zářezech silnice se dostaneme v proudu času o několik set milionů let zpátky do období staršího paleozoika, kdy sedimentovaly horniny krkonoško-jizerského krystalinika. Jejich ukládání v kambriu doprovázely i výlevy podmořských bazických i kyselých vulkanitů, případně v menší míře tufů, později proniklé i intruzemi granitoidních

hornin. Sedimenty, nejčastěji různé typy fylitů s vložkami krystalických, často dolomitických vápenců a kvarcitů, uvidíme při průjezdu východní části Železného Brodu. S paleozoickými vulkanity se seznámíme na asi 3,5 km dlouhém pochodu kaňonem Jizery podél tzv. **Riegrovy stezky (lokality č. 2-7)**, pojmenované podle významného českého politika, vlastence **Františka Ladislava Riegera**, který se po boku Palackého a jiných velikánů té doby snažil o zlepšení postavení Českých zemí v rámci Rakousko-uherské monarchie. Rieger je rodákem ze Semil, kde je podle něj pojmenováno centrální náměstí. O detailní petrografické zpracování vulkanitů na Riegrově stezce i v širším okolí Železného Brodu se zasloužil zejména **F. Fediuk** (1953, 1962), který je autorem exkurzního průvodce, který kromě paleozoických metavulkanitů, zahrnuje i permokarbonské vulkanity vyvečené na lužickém zlomovém pásmu.

Na začátku stezky se zastavíme, v případě, že bude otevřena, v zajímavé technické památce – podspálovské vodní elektrárně, která byla vybudována již ve 30. letech 20. století.

V místě, kde opustíme úzký kaňon Jizery, který byl uměle rozšířen, aby se předešlo povodním, se budeme moci seznámit s dosud nejstaršími horninami v železnobrodské části KJK. Ty jsou reprezentovány silně deformovaným zbřidličnatějším (fylonitizovaným) bitouchovským albitickým granitem, který je doprovázen drobným tělesem biotit-amfibolického metadioritu. Obě horniny jsou výrazně metamorfovány a deformovány v průběhu variského vrásnění, které probíhalo od svrchního devonu a vyvrcholilo v průběhu sp. karbonu.

V obci Bitouchově, která je dnes již okrajovou částí Semil, se nám údolí Jizery rozevře, krajina zcela změní svůj charakter, protože se ocitneme v méně odolných nemetamorfovaných slepencích a pískovcích semilského souvrství svrchnokarbonského stáří, které zde diskordantně překrývají metamorfované horniny (KJK) resp. jeho železnobrodské části. Horniny podkrkonošské pánve, jak je patrné z názvu, nebyly nikdy metamorfovány a mírně nakloněny nebo zvlněny byly většinou jen v okolí zlomů, které byly aktivní během nebo po ukončení sedimentace. Zde si řekneme pár slov o charakteru sedimentace a vulkanismu v pánvi a jejich změnách v závislosti na klimatických oscilacích a tektonických pochodech během postorogenního kolapsu a eroze vzniklého variského horstva.

Autobusem se pak vrátíme ze Semil do Železného Brodu. Po levé straně budeme projíždět kolem lomů na náhorní planině, na které se vylévaly lávové proudy, které tekly v pliocénu od vulkanického centra na Kozákově směrem k severu do údolí tehdejší Jizery.

Severně od Železného Brodu, v údolí potoka Žernovnick, budeme projíždět v relativně ploše uloženém komplexu fylitů, provázených

ložními žilami metadiabasů, případně vložkami bazických tufů. Fylity se v okolí Radčic, Jílového, Jirkova Alšovic štípaly jako tzv. železnobrodské pokrývačské fylity na obklady interiérů i exteriérů. Blíže se s nimi seznámíme v opuštěném lomu **Tlukačka** u Jílového u Držkova (**lokality č. 9**), kde pokud budeme mít štěstí, tak v nich najdeme zbytky stop po životní činnosti organismů, které jsou velmi důležitým a ojedinělým dokladem o stáří sekvence fylitů i podmínkách, které panovaly během jejich sedimentace. Cestou se ještě zastavíme u skalního defilé v obci **Loužnice**, kde fylity proniká minimálně několik desítek m mocné stlačené těleso metagabra (**lokality č. 8**), které obsahuje reliktů sodného amfibolu glaukofánu, jehož přítomnost dokládá, že během variské orogeneze byly horniny železnobrodského krystalinika metamorfovány za relativně nízkých teplot, ale vysokých tlaků, tak jak to pozorujeme v oblasti recentních subdukčních zón (např. na západě severní a jižní Ameriky). Přeměny tohoto minerálu naopak dokumentují následný výzdvih tělesa metagabra k povrchu během pozdějších fází variské kolize sasko-durynského mikrokontinentu s tepelsko-barrandienskou mikrodeskou.

Aby byl obraz geologického vývoje KJK úplný, vydáme se z Jílového u Držkova k severu až k samotné hranici fylitických hornin krystalinika s intruzí KJP, který proniknul v závěru variské orogeneze (ca mezi 320-312 mil let) do již zvrásněných a metamorfovaných hornin krkonoško-jizerského krystalinika. Ty si budeme moci prohlédnout v korytě Jizery mezi **Plavy** a **Tanvaldem** (**lokality č. 10**).

Z vyhlídky na rozhledně Štěpánka na kótě **Hvězda u Příchovic** (959 m n. m.) kromě nádherných výhledů na Krkonoše a Jizerské hory a jejich podhůří, budeme mít možnost vidět výchozy kambrického mylonitizovaného metagranitu, na blocích vystavených pod rozhlednou i různé variety hornin plutonu, které jsme měli možnost vidět při průjezdu Tanvaldem a na cestě do sedla v Kořenově. Z této poslední lokality se po státní silnici vrátíme zpět do Prahy.

2. Postavení krkonoško-jizerského krystalinika v rámci Českého masivu a střeoevropských variscid

Krkonoško-jizerské krystalinikum je jednou ze součástí samostatné krustální domény Českého masivu – **saxothuringika**, **obr. 1** (Franke – Zelazniewicz 1993), která se směrem k jihu noří, skryta pod platformními uloženinami křídly, pod horniny tepelsko-barrandienské oblasti (Franke 1989; Faryad – Kachlík 2013). Labská střížná zóna, orientovaná ve směru SZ-JV (Matte et al. 1990; Matte 1991), rozdělila tuto původně souvislou krustální jednotku saxothuringika na dvě části, krušnohorskou-durynskou a lugickou (západosudetskou) – (Matte et al. 1990; Matte 1991), viz regionální členění Českého masivu in Chlupáč – Štorch, ed. 1992). Na severu odděluje KJK významná střížná zóna tzv.

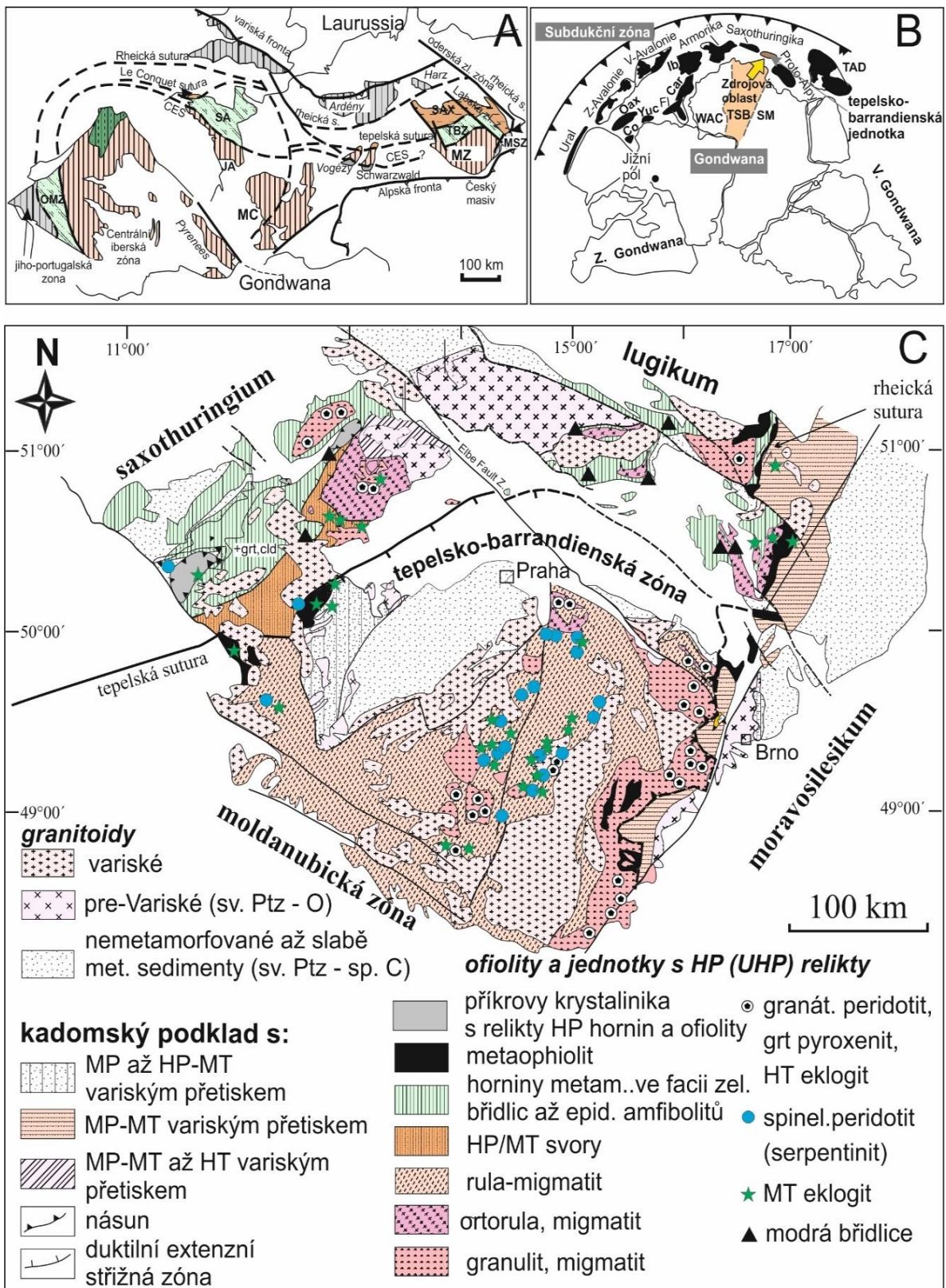
vnitřního sudetského zlomu (Intrasudetic Fault Zone) od krystalinika Kaczawských hor a dále k JV od svrchnodevonského až spodnokarbonského flyše swiebodzické deprese a spodnokorových až střednokorových komplexů Sovích hor (Mazur – Alexandrowski 2001).

Podobně jako jiné jednotky Českého masivu se i sasko-durynský mikrokontinent skládá z kadomského fundamentu, který vznikl na aktivním kontinentálním okraji Gondwany na rozhraní neoproterozoika a kambria a paleozoického zvrásněného pokryvu o rozsahu kambria až spodního karbonu, který se uložil na kadomském podkladu během driftu mikrobloků odštěpených od gondwanské pevniny v průběhu kambria, resp. ordoviku (Murphy and Nance 1991, Linnemann al. 2004).

Kadomský fundament v ČM je tedy reprezentován povětšinou asociacemi neoproterozoického flyše akretovaného k ostrovním obloukům nebo aktivnímu kontinentálnímu okraji godwanské mateřské pevniny. Flyšové sekvence často obsahují i alkalicko-vápenaté granitoidní horniny a vulkanity, které představují ostrovní oblouky, které se vytvořily na neoproterozoické až spodnokambrické oceánské kůře, případně útržky oceánské dna, zapracované do akrečních prizmat např. (Hajná et al. 2013). Místy do těchto flyšových sekvencí pronikají na konci proterozoika až začátku kambria (mezi ca 560–535 Ma) pozdě tektonické alkalicko-vápenaté plutonity, jako je např. lužický masiv v případě severní části ČM (Kröner et al. 1994).

Spodnokambrické uloženiny, transgredující přes zvrásněný kadomský podklad, indikují přechod od kompresního stádia. Ordovické a mladší sedimenty mají již charakter sedimentů pasivního kontinentálního okraje, na kterém sedimentovaly paleozoické sekvence během postupného přesunu Gondwany a mikrofrangmentů od ní odštěpených v průběhu kambria až ordoviku směrem na sever k megakontinentu Laurussie. Tento megakontinent vznikl po spojení Laurentie a Baltiky po zániku předchůdce Atlantiku, oceánu Iapetus. K němu se posléze po zániku jihovýchodního křídla oceánu Iapetu, označovaného jako Tornquistovo moře, připojil ještě další v kambriu oddělený fragment Gondwany, Avalonie, jejíž jednotky lemují v Evropě Baltiku a v Severní Americe pak tvoří sv. pobřeží Kanady a USA.

Devonský zánik Rheického oceánu mezi Avalonií a tzv. armorickou skupinou mikrokontinentů, k níž patřily s výjimkou moravosilezika, i všechny jednotky Českého masivu, pak vedl ke spojení severních i jižních kontinentů v jeden velký celek označovaný jako Pangea. Během dílčích kolizí těchto bloků mezi sebou zanikly úzké oceánské pánve (Středoevropský, Sasko-durynský a Rheický, resp. jeho následovník Rhenohercynský oceán) a konvergence pokračovala kontinentální kolizí, jejímž produktem je variský orogén s charakteristickou bivergentní stavbou a severo-j jižní zonalitou (obr. 1).



Obr. 1. 1A – postavení jednotek Českého masivu v rámci evropských variscid (Faryad a Kachlák 2015), 1B – provenience jednotek ČM (upraveno podle Linnemanna et al. 2004), 1C – základní stavební jednotky Českého masivu z vyznačením předpokládaných suturních zón (Faryad a Kachlák 2013).

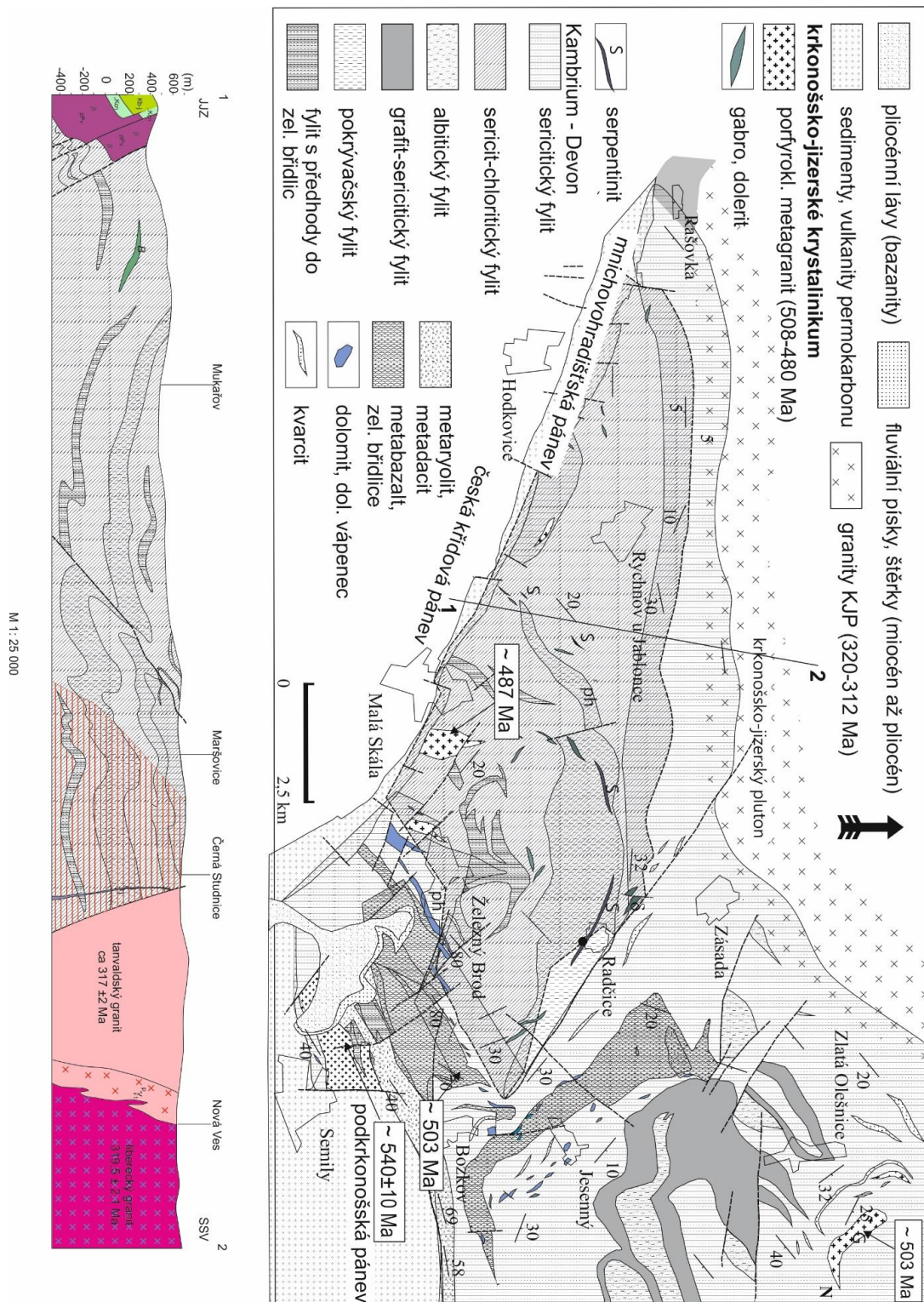
Tato stavba byla kontrolována kinematikou a úklonem subdukční zón, které oddělovaly jednotlivé krustální fragmenty zahrnuté do variské kolize obou velkých megakontinentů. Sasko-durynský fragment, budující severní část Českého masivu, je proto na SZ i na JV lemován relikty oceánské kůry zaniklého Rheického resp Rhenohercynského a Sasko-durynského oceánu. Subdukované části jsou charakterizovány přítomností nízkoteplotních a vysokotlakých hornin na rheicko-rehenohercynské sutuře, relikty paleozoických ostrovních oblouků akretovaných jak k Avalonii tak i Saxothuringice. Také jižní okraj sasko-durynské desky, jež subdukoval pod tepelsko-barrandienskou oblast, je lemován pásmy metaofiolitů (mariánsko-lázeňský komplex), ultravysokotlakých a plášťových hornin, které byly exhumovány podél subdukčního kanálu během následné kontinentální kolize. V okrajových jednotkách sasko-durynské mikrodesky zůstaly zachovány relikty metamorfózy ve facii modrých břidlic, které vznikly v mělčích zónách subdukce a nedostaly se tak hluboko jako některé granulity s uzavřeninami plášťových granátických peridotitů a jiné ultravysokotlaké horniny popsané z krušnohorské oblasti.

3. Litotektonické jednotky jihozápadní části krkonošsko-jizerského krystalinika

Oblast KJK, do níž je směřována exkurze, je situována v jeho jz. části. Chaloupským et al. 1989 je tato část označována jako železnobrodské krystalinikum (obr. 2). Od severu k jihu lze v této části krystalinika vyčlenit oblast tvořenou variskými granitoidy **KJP**, který intrudoval v závěru variské orogeneze (320–315 Ma – Žák et al. 2013) do jádra již dříve vytvořené ploché brachyantiklinály, tvořené na zobrazeném území staropaleozoickými vulkanosedimentárními komplexy KJK. Na území listu tvoří KJK v západní části různé typy chlorit-sericických, sericit-chloritických fylitů, často s pásy zelených břidlic a grafit sericických fylitů a kvarcitických fylitů s vložkami kvarcitů, krystalických dolomitických vápenců až vápničných dolomitů. Rovnoploché, dobře štípatelné chlorit-sericitické fylity s porfyroblasty chloritoidu jsou v mapě na obr. 2 označeny jako pokrývačské. Směrem k východu se zvyšuje krystalinita slíd ve fylitech a přibývá blastů albitu a zvětšuje se i jejich velikost. Proto v severovýchodní části obr. 2 přecházejí fylity až do hornin svorového vzhledu.

Součástí komplexu fylitů a svorů jsou též tělesa svrchnokambrických až raně ordovických metagranitů až ortorul, jejichž plošně málo rozsáhlé a silně mylonitizované ekvivalenty vystupují v oblasti Libentin jv. od Železného Brodu, mezi Rokytnicí a Pířchovicemi a v blízkosti lužického zlomového pásma u Rychnova u Jablonce (obr. 2). Dosud nejstarší horninou v zájmovém území je bítouchovský granit, doprovázený

tělesem dioritu, jehož radiometrické datování na metodou U-Pb na zirkonech potvrdilo jeho neoproterozoicko-spodnokambrické stáří (ca 540 mil ± 10 mil let) – Zelazniewicz et al. 2004).



Obr. 2. Geologická mapa železnobrodského krystalinika s vyznačeným geologickým řezem po linii 1-2 (upraveno podle Kachlík, Patočka 1999) a profil z geol. mapy 1: 25 000 list Jablonec (Kachlík in Klomínský 2004).

V bezprostředním okolí Železného Brodu a v údolích řek Kamenice a Jizery (na Riegrově stezce) je podél násunové zóny z podloží fylitů vyvělen až několik stovek metrů mocný komplex metabazitů, s podružnými polohami kyselých metavulkanitů (keratofyrů a ryolitových metatufů), který je v literatuře označován jako **železnobrodský vulkanický komplex** – ŽBVK Fediuk (1953, 1962), Chaloupský et al. (1989) a Patočka et al. (2000). Při bázi i stropu ŽBVK se v metabazitech objevují i polohy krystalických dolomitických karbonátů až krystalických dolomitů. Komplex byl považován na základě analogie s Barrandienem za silurský až spodnodedvonský (Chlupáč 1998). Chaloupský et al. (1989) jej řadil do kambria, což potvrdilo i radiometrické datování (Kachlík, Crowley, nepublikováno).

3.1. Přehled geologických výzkumů a názory na stratigrafické zařazení hornin železnobrodské části krkonošsko-jizerského krystalinika

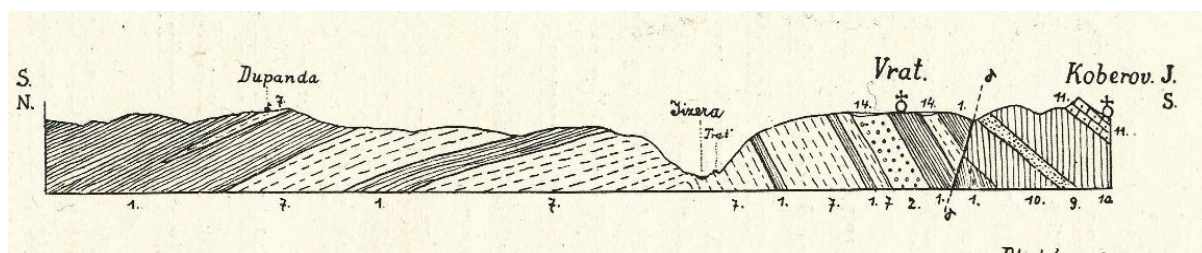
Jednotky KJK byly předmětem dlouhodobých výzkumů, sahajících až do počátku minulého století (Kettner 1921; Bederke 1924, 1932; Watznauer 1935; Kodým – Svoboda 1948). Přehled výzkumů KJK do roku 1962 souborně zpracoval Chaloupský (1962). Geologické výzkumy v průběhu 20. století vyvrcholily sestavením nové geologické mapy 1 : 100 000 KJK a doprovodné monografie (Chaloupský et al. 1989). Tato fáze výzkumů se vyznačovala zejména snahou o poznání stratigrafických vztahů jednotek, které vystupují v KJK a rekonstrukcí jejich stavby a tekto-deformačního vývoje. Až do 90. let minulého století byly veškeré koncepce stratigrafie, stavby a vývoje krkonošsko-jizerské oblasti poznamenány nedostatkem průkazných paleontologických



dokladů o stáří dílčích jednotek a absencí radiometrického datování metavulkanických a intruzivních hornin KJK.

Na tomto místě je nutno vzpomenout s ohledem první pokusy vyjádřit geologickou stavbu železnobrodského krystalinika v okolí Železného Brodu dílo akademika, profesora **R. Kettnera** (* 5. 5. 1891 – † 9. 4. 1967) – foto vlevo, od jehož smrti uběhlo 9. 4. 2017 právě 50. let, a které jsme si připomněli výstavkou, instalovanou v jeho bývalé pracovně, dnes studovně geologické knihovny PŘF UK, která byla slavnostně pojmenována po tomto velikánovi české geologie.

Profesor Kettner ve své práci z roku 1917, kdy dostal za úkol prostudovat ložisko železných rud, které se v té době dobývalo u Vrátu, sestavil na svoji dobu velmi podrobnou mapu pohoří železnobrodského, na níž dobře vystihnul hlavní rysy stavby, např. brachyantiklinální stavbu území pokrývačských fylitů, kterou vyjádřil v řadě geologických řezů (např. v obr. 3), které věrně zobrazují stavbu území. Přestože v té době vycházel při stratigrafickém zařazení fylitových sérií a vulkanitů z analogií v rámci Českého masivu, tak zejména geologické řezy, jejichž byl pro své malířské nadání nepřekonatelným mistrem, mají dodnes svojí vědeckou hodnotu.



Obr. 3: Geologický řez ve směru S-J mezi Alšovicemi a obcí Koberovy, který probíhá z. od Žel. Brodu skrz údolí Jizery. Prof. Kettner ve své práci z roku 1921 vystihl v řezu asymetrickou antiklinální stavbu železnobrodského krystalinika a zobrazil lužickou zlomovou zónu správně jako přesmyk krystalinika přes vyvlečené permokrabonské a křídové sedimenty. Vysvětlivky: 1 – fylity, 7 – stlačené metabazity (diabasy), 2 – metadroby (vrátské), 10 – melafyry permokarbon, 11 – křída, cenoman – perucko-korycanské souvrství.

Na základě názorů na uplatnění prevariských a variských orogenetických procesů a pozorování na klíčových lokalitách, jako je např. lom na Vápenném u Jítravy (Kettner – Kodým 1919; Kodým – Zelenka 1930; Zikmundová 1964; Chlupáč – Hladil 1992; Chlupáč 1993), Poniklá (Horný 1964, Albeřice (Hladil et al. 2003), polské lokality Dzikowiec a Wapnica v klodském krystaliniku (Hladil et al. 1999), se dají dosavadní stratigraficko-tektonické koncepce rozdělit do níže uvedených skupin:

1. Koncepce, v nichž rozhodující roli v tektometamorfních procesech sehrála kaledonská orogeneze (Bederke 1924; Kodým – Svoboda 1948; Máška 1954; Don 1984; Chaloupský 1988; Chaloupský et al. 1989; Oliver et al. 1993; Johnston et al. 1994), projevy variské orogeneze byly méně intenzivní a významné.
2. Koncepce, které rozhodující roli v tektodeformačních procesech přičítají variské orogenezi (Chlupáč 1993; Maluski – Patočka 1997; Marheine et al. 1999a,b; Kachlík – Patočka 1998a,b; Patočka et al. 2000; Marheine et al. 2002; Žáčková et al. 2010).

3. Multiorogenní koncepty (Chaloupský et al. 1989), které kromě staropaleozoických orogenezí staro a mladokaledonské a variské předpokládají ještě další tektodeformační etapy prekambričké (grenvilská a kadomská fáze). Tento koncept však chybně vychází z autochtonity procesů od prekambria až po variskou orogenezí a není založen na radiometrickém datování jednotlivých litostratigrafických jednotek, ale jen na jejich prostorových vztazích. Hranice některých jednotek v geologických mapách (např. vztah hornin ponikelské skupiny ke skupině velkoupské) v některých případech spíše než realitu odrážejí koncepci autora, který předpokládal velké hiáty a úhlové diskordance mezi dílčími litostratigrafickými jednotkami.

Nové radiometrické datování jak protolitů (Kröner et al. 1994a, b; Marheine et al. 2002; Žáčková et al. 2012), tak i metamorfních procesů (Marheine et al. 2002) však naznačují, že protolity hornin KJK se pohybují v časovém rozsahu neoproterozoikum až spodní karbon a hlavní metamorfní procesy proběhly během dílčích fází variské orogeneze.

Již dříve publikované paleontologické nálezy silurských graptolitů u Poniklé (Perner 1919; Koliha 1929; Horný 1964) a na Železnobrodsku (Chlupáč 1953), paleontologické datování hornin jítravské skupiny na Ještědu (v rozsahu střední devon až spodní karbon: Zikmundová 1964; Chlupáč 1963; Chlupáč – Hladil 1992; Chlupáč 1993), nálezy diverzifikovaného společenstva paleozoických ichnofosilií v pokrývačských fylitech na Železnobrodsku (Chaloupský – Chlupáč 1984; Chlupáč 1997), přítomnost devonské fauny ve vápencích ve střední a východní části Ještědského pohoří (Chlupáč 1998) a nálezy kambrických archeocyathů v oolitických vápencích v Albeřicích v Rýchorském pohoří (Hladil et al. 2003) svědčí o tom, že značná část metasedimentů KJK, s výjimkou jítravské skupiny v Ještědském pohoří, je staropaleozoického stáří.

V současnosti je na základě nových, paleontologických dat z Ještědského pohoří (Chlupáč – Hladil 1992; Chlupáč 1998), radiometrických údajů datujících stáří tektometamorfních procesů (Maluski – Patočka 1997; Marheine et al. 2002) i detailního mapování (Kachlík 1997) možno konstatovat, že hlavní rysy geologické stavby Krkonoš vznikly během variské orogeneze. Na rozdíl od sz. lemu Ještědského pohoří nebyla přítomnost kadomského podkladu, s výjimkou bítouchovské albitického granitu, v oblasti jz. části KJK prokázána.

Výše uvedené koncepce stratigrafie a stavby Krkonoš se promítly velmi významně i do pojetí dosavadních geologických map, které se od sebe značně liší. V mapách 1: 200 000 jsou veškeré horniny na Železnobrodsku řazeny do staršího paleozoika (ordovik, silur), přičemž

za nejmladší část sledu je považován ŽBVK. Silně deformované porfyroklastické fylonitizované metagranity byly v těchto mapách označeny jako migmatity a stratigraficky řazeny do neoproterozoika až kambria. Autoři předpokládali, že byly deformovány již v závěru proterozoika v assyntském, resp. kadomském vrásnění.

Naopak mapa Chaloupského (1989c) předpokládá přítomnost tří samostatných litologických celků oddělených od sebe diskordancemi, a to prekambriké (střednoproterozoické) velkoúpské skupiny, neoproterozoické až středno kambriké radčické skupiny, včetně ŽBVK. Mapa 1 : 50 000 list Jablonec nad Nisou (Coubal ed. 1999) vychází svým pojetím z koncepce Chaloupského (1989c). Nejnovější mapová díla, představují základní mapy 1:25 000, listy 03-322 Jablonec n. Nisou (Klomínský et al. 2006) a 03-324 Semily (Prouza et al. 2010) a Turnov (Rapprich et al. 2012).

Litostratigrafické koncepce použité na těchto mapách vycházejí z předpokládaného a na některých horninách doloženého (např. Žáčková et al. 2012 pro klastické zirkony z kvarcitů v. od Držkova) převážně paleozoického stáří metasedimentů a určujícího významu variské orogeneze pro tectodeformační vývoj oblasti. Drobnější odchylky v litostratigrafickém členění některých hornin vyplývají zejména z nových radiometrických dat, která byla mezitím získána. Až na některé odchylky ve stratigrafickém zařazení ŽBVK (kambrium na rozdíl od siluru Kodym – Svoboda 1948; Chlupáč 1993), se stratigrafické členění železnobrodského krystalinika, s výjimkou interpretace protolitu tzv. migmatitů, blíží pojetí zobrazenému v mapách 1 : 200 000, list Liberec a Hradec Králové (Svoboda ed. 1963; Čepek ed. 1963).

4. Litologicko – geochemická charakteristika hornin železnobrodského krystalinika

Oblast KJK v okolí železnobrodského krystalinika v okolí Železného Brodu je reprezentována dvěma litologicky i mírně geochemicky odlišnými skupinami fylitů, které se rovněž odlišují zastoupením vložkových sedimentárních hornin a vulkanických či subvulkanických hornin. Chaloupským et al. (1989) byly řazeny do neoproterozoicko kambriké radčické skupiny a svrchno-ordovicko spodnodevonské ponikelské skupiny. Další skupinu hornin pak představuje nahromadění vulkanických hornin **železnobrodského vulkanického komplexu (ŽBVK)**, které jsou odkryty zejména v hlubokých zářezech řek Jizery a Kamenice (obr. 2, obr. na vnitřní obálce).

První jednotku, rozšířením z větší části odpovídající radčické skupině Chaloupského et al. (1989) – (obr. 2), představují převážně chlorit-sericitické a sericit-chloritické fylity a pokrývačské fylity, které místy

přecházejí do tufitických fylitů až zelených břidlic nebo se oba typy hornin střídají v dm až m intervalech. Fylity této jednotky vytvářejí brachyantiklinální strukturu; na severu přecházející do ploché synklinály. Její osa se uklání k JV a uzavírá se v údolí Kamenice u Bohuňovska. Pro tuto skupinu fylitů je typický vyšší podíl bazických vulkanických vložek a malý podíl pestrých vložek (mramorů, kvarcitů, grafických fylitů). Jsou též pronikány řadou ložních žil metadiabasů, ale také seprentinizovaných ultrabazik (Loužnice) a metagaber (Loužnice, Těpeře), které sledují s. křídlo antiklinály. Tato jednotka je tektonicky oddělena od komplexu převážně sericitických fylitů, kvarcitických fylitů a grafit-sericitických fylitů s hojnými vložkami mramorů a kvarcitů (obr. 2), které se noří v údolí Kamenice pod horniny ŽBVK, které jsou na tuto jednotku směrem k SZ nasunuty (jižně od Železného Brodu a v údolí Kamenice mezi Podspálovem a jižním okolím Plavů). V jz. okolí Železného Brodu, směrem k Vrátu, se naopak sericitické, grafit-sericitické fylity s pestrými vložkami mramorů a kvarcitů a litologicky velmi odchylné vrátské konglomeratické arkózy a metadroby, které se táhnou od z. okraje Železného Brodu k j. okolí Vrátu. Zde se dostávají tektonicky do nadloží pokrývačských fylitů. Litologicky obdobné fylity se stejnými vložkovými horninami se objevují i v nadloží ŽBVK v oblasti kolem Jesenného, ale i j. od Semil, což nasvědčuje tektonickému opakování této jednotky. Jednoznačné řešení stratigrafických vztahů obou jednotek znesnadňuje kromě silného provrásnění jednotek i několikafázová refoleace v různých napěťových režimech a nedostatek paleontologických nálezů nebo radiometrických datování ve velmi složitém tektonickém uzlu, které okolí Železného Brodu představuje. V oblasti Železného Brodu se patrně horniny kambria, reprezentované ŽBVK a částí chlorit-sericitických a grafitických fylitů s vložkami karbonátů, dostávají do tektonického nadloží ordoviku reprezentovaného pokrývačskými fylity s vložkami bazických metatufů, metadiabasů a páskovaných tufitických břidlic. To v případě, že mramory vázané na těsné sousedství vulkanického komplexu, jsou spíše kambričského než mladšího stáří, které je pravděpodobnější u vápenců v pruhu u Poniklé, kde vápence lemují paleontologicky doložené grafitické fylity (Hladil et al. 2003).

Vulkanické horniny **ŽBVK** jsou reprezentovány metabazalty (polštářové lávy, brekciovité lávy) železnobrodského komplexu (Fediuk 1962), které jsou reliktně zachovány na výchozech v údolí řeky Kamenice j. od Držkova, j. od Horské Kamenice. Kyselé deriváty (metaryolity, metatufy a subvulkanické metagranity) jsou zastoupeny v podřízeném množství, ale dokládají bimodální charakter staropaleozoického magmatismu. Množství drobnějších těles páskovaných fylitů a chlorit-epidotických fylitů až zelených břidlic je však rozptýleno i dále k západu v sericit-

chloritických fylitech s vulkanickou příměsí. Tělesa původně subvulkanická, ložní žíly metadoleritů, gaber a serpentinizovaných ultrabazik, vystupují v hlouběji erodované antiklinální struktuře mezi Kopanitou a Bohuňovskem. Datování U-Pb metodou metagabra od Těpeří, prokázalo devonské stáří krystalizace protolitu. Následně bylo toto gabro metamorfováno ve facii modrých a zelených břidlic, což jasně dokládá variské stáří všech metamorfních procesů. Fylonitizované kambro-ordovické granitoidy intrudují do obou jednotek, což nasvědčuje opět kambrickému až ordovickému stáří fylitových sérií na Železnobrodsku. Litologie hornin bude podrobně charakterizována při popisu jednotlivých lokalit.

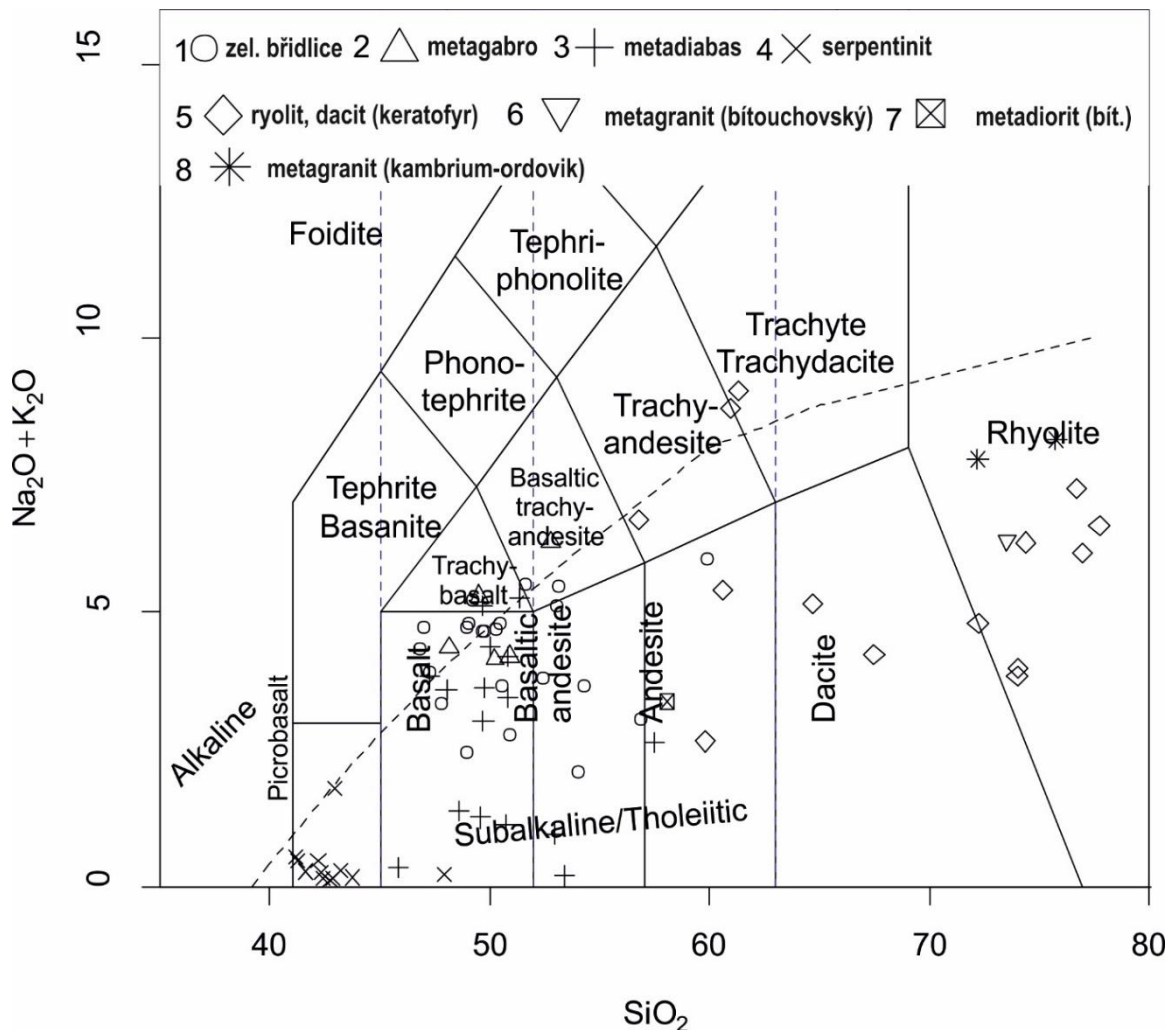
Petrograficky budou horniny, se kterými se budeme setkávat v průběhu exkurze, charakterizovány v popisu jednotlivých lokalit v kap. 8.

4. 1. Geochemie sedimentů

Geochemicky se sericit chloritické a pokrývačské fylity, dříve řazené do radčické skupiny, vyznačují velmi homogenním složením s nízkými obsahy SiO_2 (52–60 %), CaO , Na_2O a vysokými obsahy Al_2O_3 (18–25 %). Zvýšený přínos zvětralého bazického materiálu indikují vyšší obsahy Fe, Mg a s těmito prvky spjaté stopové prvky (Cr, Ni, V). Relativně vysoký stupeň zralosti, převážně původně jílovitých sedimentů, dokládají i poměry Rb/Sr a výrazná převaha K_2O nad Na_2O (~ 6,1). Složení obou základních typů fylitů se vzájemně překrývá. Zpravidla však pokrývačské fylity mají o několik procent méně SiO_2 a naopak jsou obohaceny o Al_2O_3 . V některých výbrusech zcela dominují alumosilikáty (sericit, chlorit), křemen je zastoupen jen jako vedlejší minerál. Typickým znakem těchto fylitů jsou vysoké obsahy lehkých vzácných zemin (La, Ce) a anomální obsahy Th (typické pro horniny ordoviku českého masivu – (Kundrát, Lepka 1998), které významně převyšuje obsahy uranu.

Sericitické fylity s přechody do kvarciticky laminovaných sericitických fylitů a grafit-sericitických fylitů, které byly dříve řazené do mladší ponikelské skupiny se vyznačují větší geochemickou variabilitou, která odráží proměnlivé mineralogické složení výchozích sedimentů. Přítomnost vulkanické příměsi v původním sedimentu je nižší než v případě předchozí skupiny. Obsahy SiO_2 jsou v průměru vyšší než předchozí skupiny fylitů. Většinou přesahují 60 %, u kvarciticky laminovaných fylitů pak 75 % a kvarcitů až 90 %. Naopak nižší podíl původní jílovité frakce se projevuje v podstatně nižších obsazích Al_2O_3 . Nižší podíl vulkanické příměsi se projevuje i nižšími obsahy Fe, Mg a s nimi asociovaných stopových prvků (Cr, Ni, V). Grafitické fylity ponikelské skupiny obsahují méně Th, naopak mají vyšší obsahy U, což je odlišuje od fylitů radčické skupiny. V průměru mají vždy vyšší obsahy

Zr, které jsou u hornin předchozí skupiny nízké (Kachlík in Klomínský et al. 2004).



Obr. 4. Klasifikační diagram pro vulkanické horniny a železnobrodského krystalinika z okolí Železného Brodu (Le Bas et al. 1986)

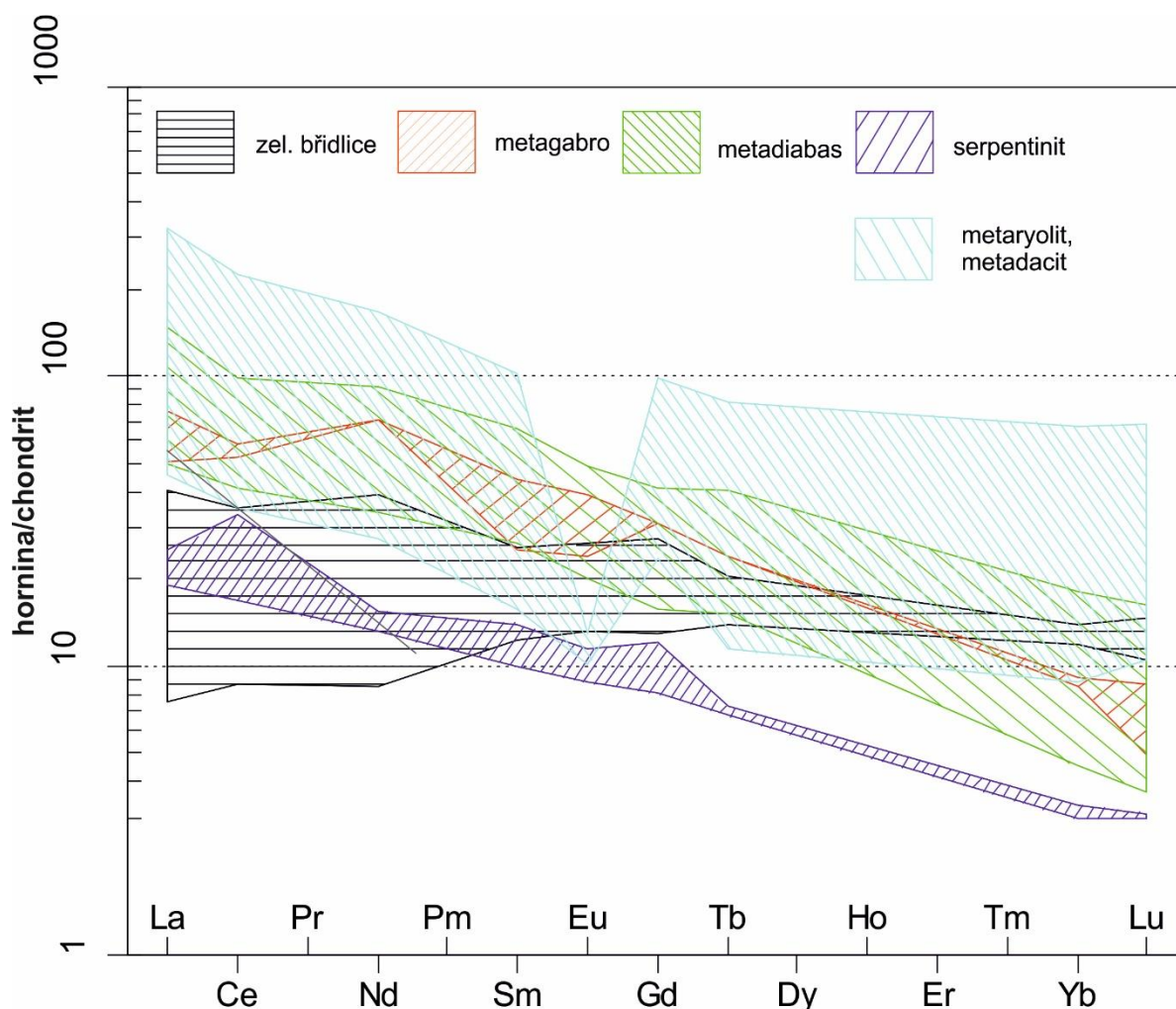
4. 2. Metavulkanity železnobrodského komplexu a jeho žilného doprovodu

Geochemicky lze vyvrělé horniny radčické skupiny rozčlenit do následujících skupin (obr. 4 a 5):

1. metabazaltů (masivních, s polštářovými texturami), zbřidličnatělých (zelených břidlic) a původně subvulkanických metadoleritů,
2. metagaber a serpentinitů,
3. kyselých metavulkanitů (metaryolitů, porfyroidů a jejich tufů),

Bazické horniny železnobrodského vulkanického komplexu a jeho okolí na území listu geochemicky odpovídají převážně subalkalickým bazaltům (47–52 % SiO_2), méně pak již tranzitním či alkalickým

bazaltům. (Patočka et al., 2000). Podle křivek vzácných zemin odpovídají obohacným bazaltům středooceánských hřbetů, výjimečně i MORB bazaltům. Vyšší stupeň diferenciacce vzácných zemin projevují subvulkanické členy – metadolerity a metadiabasy. Lze je rozdělit do dvou podskupin. Primitivnější typy tholeiitických vnitrodeskových bazaltů s plochými méně diferenciovanými křivkami REE jsou zastoupeny podřízeně. Dominantně jsou zastoupeny geochemicky zralejší metadolerity, které se distribucí vzácných zemin a stopových prvků se blíží alkalickým vnitrodeskovým bazaltům s $(Ce/Yb)_N$ poměry kolem 5–8.



Obr. 5. Obsahy vzácných zemin pro vulkanické horniny ŽBVK, metagabra, serpentinizovaná ultrabazika a kambroordovické granitoidy (normalizováno chondritickým složením podle Boyntona et al. 1984)

Ultramafické a s nimi spjaté horniny. Do této skupiny patří především serpentinizovaná ultrabazika a s nimi prostorově i geochemicky svázaná metagabra. Obě skupiny se projevují nižšími obsahy SiO_2 (v průměru 42 % serpentinitů) a 46–48 % metagabra a naopak typicky vysokými obsahy MgO (26–28 % u serpentinitů, a 10–20 % u gaber),

kteře mají místy kumulátový charakter. Obě skupiny mají nízké obsahy vzácných zemin: 40 ppm (serpentina) a 70–120 (metagabra). Stupeň diferenciacie REE je poměrně pokročilý $(Ce/Yb)_N$ se pohybuje kolem 5. Sklon křivek je shodný s průběhem křivek alkalických bazaltů doleritů. Proto je pravděpodobné, že tato serpentizovaná ultrabazika reprezentují mateřská kumulátová magmata, z nichž se diferencovaly bazické členy (Patočka et al. 2000).

Kyselé metavulkanity. Kyselé metavulkanity jsou objemově podřízenou součástí železnobrodského vulkanického komplexu. Obsahy SiO_2 se pohybují od 65 do 76 %, odpovídají tedy ryodacitům a rylolitům. Podle obsahu vzácných zemin je možno je rozdělit do dvou skupin: První má obsahy REE od 50 do 150 ppm a vyznačuje se pokročilou frakcionací vzácných zemin a výraznou negativní Eu anomálií. $(Eu/Eu^* \sim 0,25-0,70)$. Druhá skupina, která tvoří větší těleso v bazických metavulkanitech jv. od Držkova, má podstatně vyšší obsahy vzácných zemin (až 500 ppm), překročí diferenciacní křivku lehkých vzácných zemin a plochý průběh křivky těžkých vzácných zemin, méně výraznou ale uniformní Eu anomálii. Podle podobných poměrů La/Nb s okolními bazalty je možno předpokládat, že jde o difenciáty tavenin bazaltického složení spíše než produkty tavení nebo kontaminace korových hornin.

Metagranity. Metagranity mají podobné charakteristiky jako první skupina kyselých vulkanitů. Jeví se být patrně hlubinnějšími ekvivalenty metavulkanitů, které reprezentují S-typy, které byly derivovány z tavení korových hornin a posléze silně frakcionovány během výstupu. Asociace vulkanických hornin, jejich hlubinnějších ekvivalentů a chemismus jednotlivých členů, dovoluje srovnávat suitu vulkanitů koncentrovaných v radčické skupině s vulkanity extenzních intrakontinentálních (riftogenních) pánví (Patočka et al. 2000), kde postupující extenze vyvolaná výstupem plášťového diapiru způsobuje rozsáhlé tavení kůry a složité interakce plášťových a korových tavenin. Dostupné geochronologické údaje svědčí, že horniny ŽBVK jsou převážně kambrického stáří (viz kap. 5.3), s výjimkou devonských metagaber. Pro stáří serpentizovaných ultrabazik chybí zatím přímé údaje, alkalické bazalty se vyskytují jak v kambriu, tak i devonu, proto nelze bez datování stáří ultrabazik s větší jistotou odhadovat.

5. Metamorfní stavba a duktilní metamorfní struktury

5.1 Metamorfóza

Metamorfní stavba železnobrodského krystalinika v okolí Brodu je výsledkem polyfázové variské deformace. Její stáří je predatováno nemladšími protolitovými stářími metagaber (ca 380 Ma (Kachlík, Sláma, nepubl.) které byly následně metamorfovaných ve facii modrých

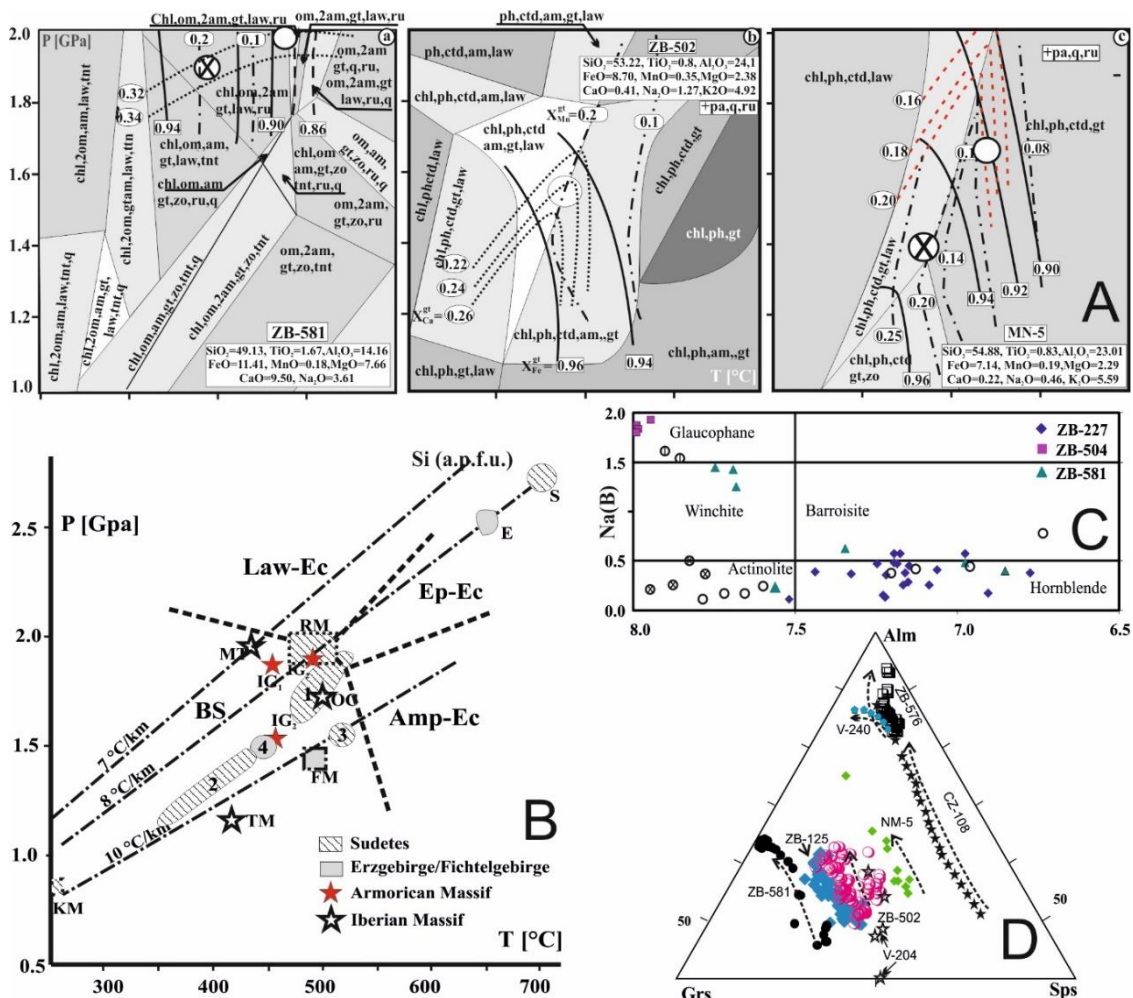
břidlic a retrogádně přeměněny ve facii zelených břidlic, jejíž projevy dominují celému KJK. Projevy variské regionální metamorfózy postdatuje intruze KJP (~ 320-312 Ma – Žák et al. 2013). V oblasti Železného Brodu např. intruze postmetamorfní a postdeformační intruze minety ~ 320 Ma (Marheine et al. 2002). Projevy kadomské nebo kambro-ordovické metamorfózy a deformace v případě bítouchovského granitu nebo kambro-ordovických ortorul nebyly nikde prokazatelně zjištěny, ale kontaktní biotit se vyskytuje na kontaktu jizerských ortorul s pásmem metasedimentů Staré Kamenice v Polsku nebo na severní straně Ještědu. V oblasti Železného Brodu jsou tělesa, která by mohla zanechat termální projevy příliš malá na to, aby vytvořila mocnější termální aureolu; variské přepracování je zde velmi intenzivní. Kontaktní aureolu s plodovými břidlicemi, která je starší než variská regionální metamorfóza, mají jen tělesa serpentinizovaných ultrabazik, která diskordantně prorážejí fylity např. na lokalitě j. od Loužnice, kde tyto projevy popsal již Fediuk (1962). Jejich stáří neznáme, ale je spíše devonské než kambroordovické. Variské metamorfní projevy jsou doloženy i radiometrickým datováním slíd (Marheine et al. 2002, Schneider et al. 2007), které spadají do intervalu sv. devonu až sp. karbonu. Velký rozptyl mezi datováními je důsledkem nejméně dvou výrazných procesů regionální metamorfózy – staršího spjatého se subdukci a mladšího s exhumací subdukovaných hornin během následné variské kolize TBO a saxothuringika (např. Kachlík, Patočka 1998).

Minerální asociace metabazitů i metapelitů KJK ukazují na prográdní metamorfózu v podmínkách nízkého termálního gradientu, cca 7–8°C/km (Faryad – Kachlík 2013) – obr. 6

B, typického pro subdukční zóny. Pro její vrcholné stádium v granát – fengitických svorech s chloritoidem ve východních a centrálních Krkonoších a v pruhu metasedimentů, který je zavrásněn nebo imbrikován do jizerských ortorul (Stará Kamenica Belt), činí odhady p-T podmínek na základě termodynamického modelování kolem 1,8–1,9 GPa (obr. 6. A) při teplotách mezi 460–520 °C (Žáčková et al. 2010; Faryad – Kachlík 2013).

V metabazitech se výjimečně zachovává ve východních Krkonoších v okolí Žacléřských bud ve vrcholné metamorfní asociaci granát s klinozoisitem (možná pseudomorfózy po lawsonitu) a glaukofánem (obr. 6C), v tufitických polohách je glaukofán často uzavírán v dolomitu. Podle Žáčkové et al. (2010) byla subdukce následována rychlou téměř izotermální dekompresí (1,05-1,35 GPa), kterou reprezentují minerály matrix a pokračovala až do závěrečné fáze retrogrese, která probíhala v podmínkách nízkotlaké facie zelených břidlic (P 0,85 GPa) při teplotě pod 480 °C. Při ní byla vrcholná asociace nahrazena asociacemi

s muskovitem, albitem a křemenem v metasedimentech a albitem, aktinolitem, epidotem a chloritem v metabazitech. Pěkným příkladem dekompresních drah jsou změny složení granátu od center po okraje porfyroblastů (obr. 6D, během nichž dochází ke změně chemismu od vápenato manganatých granátů v centru směrem ke granátům bohatším almandinovou komponentou.



Obr. 6: A- termodynamické modelování metamorfních podmínek hornin s relikty minerálů facie modrých břidlic v horninách KJK. B. Srovnání metamorfních podmínek vysokotlakých asociací v různých jednotkách evropských variscid s horninami facie modrých břidlic v KJK. Spočtené geotermy, vykazují velmi malé nárůsty teplot s hloubkou, typické pro oblasti subdukčních zón. D. Zonalita granátů od středu k okrajům zrn ukazující na pokles tlaku během výzdvihu hornin metamorfovaných ve facii modrých břidlic a reekvilibrovaných ve facii zelených břidlic až a na východě KJK až epidotických amfibolitů (upraveno z Faryad – Kachlák 2013).

Metamorfní podmínky v okolí Železného Brodu byly nižší, ale ze staršího výšetlakového stádia jsou glaukofány reliktně přítomny v metagabrech (Loužnice, Těpeře), metadiabasech – výchozy nad

elektrárnou v Podspálově, na Kopanině sz. od Sněhova. V metapelitech je celkem běžný chloritoid v pokrývačských břidlicích (Jílové), Radčice, kvarcitech (údolí Kamenice), zde je doprovázen ještě sodíkem bohatou slídou – paragonitem. Většinou však glaukofán bývá zatlačován aktinolitem nebo akt. hornblendem; chloritoid pak železem bohatým chloritem. Makroskopicky pozorovatelné, v.-z. směrem protažené nebo rotované porfyroblasty chloritoidu, jsou např. v okolí Pelechova. V polské části Kazcawských hor, které jsou ekvivalentem železnobrodského krystalinika, byl popsán i sodný klinopyroxen (jadeit), dokládající velmi nízké teploty a za současného vysokého tlaku Kryza et al. (2011), což ukazuje na nízký termální gradient, který je typický pro oblasti subdukčních zón.

5.2. Metamorfní stavba a tektonika oblasti

Nejstaršími planárními metamorfními stavbami jsou ploše až středně ukloněné plochy S_{0-1} , které mají ZSZ-VJV průběh a uklánějí se k SSV nebo JJZ. Pozorovatelné jsou ve fylitech v sz. a s. okolí Železného Brodu (obr 7, vložený tektonogram A). Tyto plochy jsou subparalelní s původní sedimentární vrstevnatostí a nesou lineaci zsz.–vjv. směru (obr. 7, vložený obr. B) a uklánějí se většinou k JJV pod středními až vyššími úhly (často v důsledku často následného převrácení mladším systémem vrás). V metabazitech i fylitech je S_0 - S_1 definována staršími metamorfními asociacemi s chloritoidem ve fylitech a glaukofanem v metabazitech a metagabrech. Projevuje se střídáním různých litologií, případně metamorfního páskování.

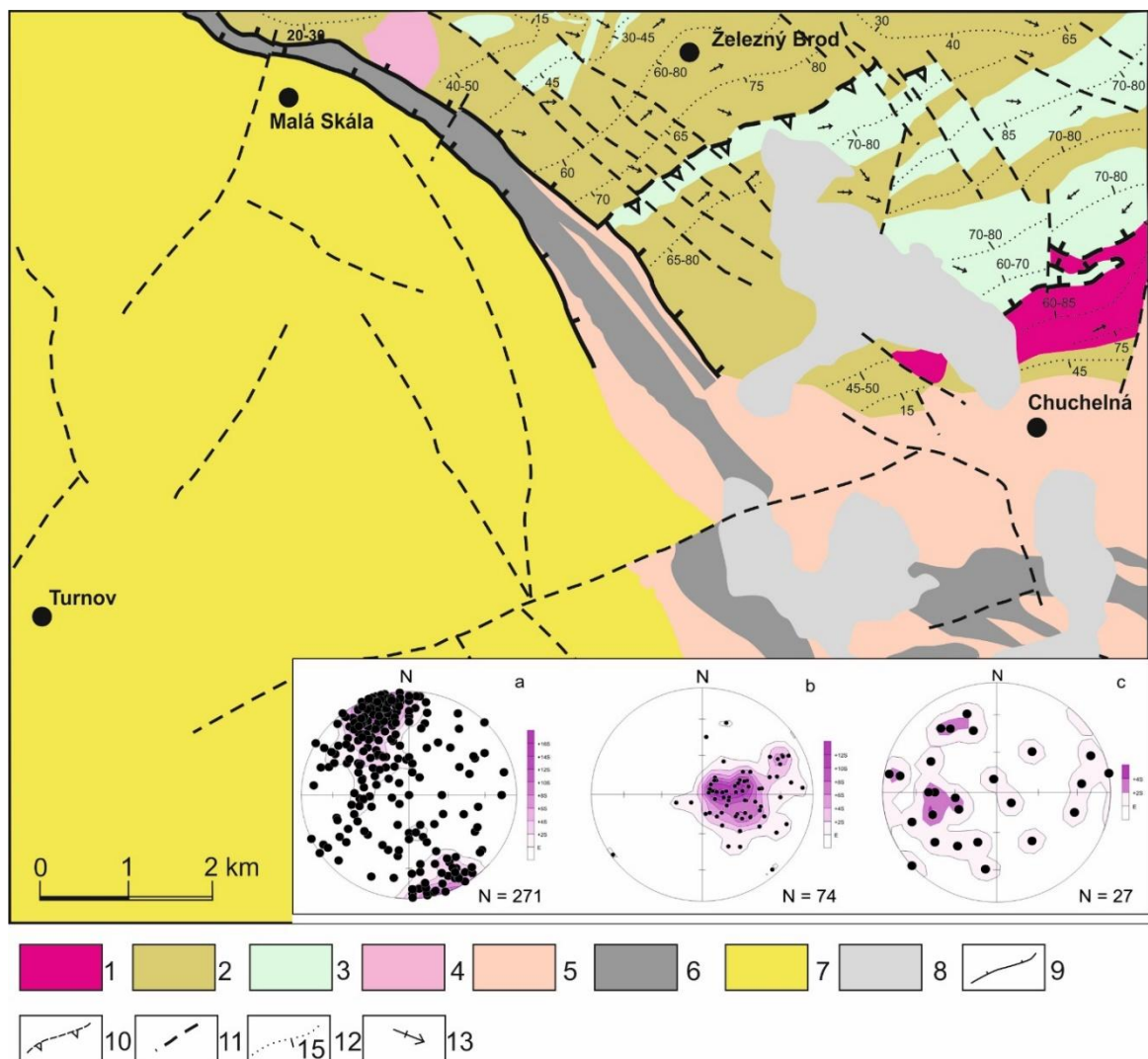
V kompetentnějších plochách (např. metagabrech u Těpeří, kvarcitech) bývá tato foliace strmější se zapadáním k S až SSV.

Tato starší stavba je velmi intenzivně převrácena nebo střížně refoviována vrásami zsz.-vjv. směru. Foliace S_2 , je zachována zejména v údolí mezi Malou Skálou a z. okolím Železného Brodu.

Zapadá většinou k J až JJZ (obr. 7). V kompetentnějších litologiích je spjata s lineacemi sz. – jv. až v-z. směru, v nichž již dochází k retrogresi minerálů facie modrých břidlic, pokud se zachovaly. Průběh starších staveb S_{0-1} - S_2 se velmi rychle mění mezi Železným Brodem a Koberovy. Jv. od této linie jsou tyto stavby velmi intenzivně střížně přepracovány mladším foliačním systémem S_3 sv.–jz. směru, který se vyznačuje středními až subvertikálními úklony (v místech předpokládaných násunů).

Sv-jz. směry mají i makroskopické i megaskopické vrásy F_3 , které se vyskytují ve vápencích v lomech u Žel. Brodu (Obr. 7, vložený obr. C).

Tento mladší foliační systém systém ploch je doprovázen lineacemi roztažení ve fylitech, vápencích, které mají SV-jz. směry a úklony jak SV tak i JZ (obr. 7, vlož. obr. C).



Obr. 7: Zjednodušené strukturní schema listu mapy 1:25 000 list Turnov (Kachlík in Rapprich et al. 2011) s vyznačením trendů metamorfních foliací, lineací roztažení a orientací mezoskopických vrásových os.

1. alkalicko-živcový granit (bítouchovský); 2. metasedimenty; 3. metabazity; 4. metagranit (kambrium - ordovik); 5. sedimenty permokarbonu; 6. melafyry; 7. sedimenty křídý; 8. neovulkanity; 9. přesmyky; ověřené se známým úklonem; 10. násuny; 11. zlom předpokládaný; 12. trajektorie regionálních metamorfních foliací; 13. lineace protažení. Vložený obrázek: a) póly spádnic metamorfních foliací; b) lineace roztažení minerálních agregátů; c) orientace mezoskopických vrásových os. Plochojevná projekce na spodní polokouli.



Foto 2. Asymetrické vrásy až kinky sv.-jz. směru, které vrásní starší ploše uloženou metamorfní foliaci S1-S2. Výchozy v údolí mezi Vrátem a záp. Okrajem Železného Brodu.

Tyto lineace roztažení jsou tvořeny především agregáty minerálů facie zelených břidlic v metabazitech i fylitech, které často nahrazují reliktní starší minerální asociaci, která byla spojena s pohřbením hornin během subdukce. Intenzita této stavby stoupá směrem do podloží železnobrodského vulkanického komplexu, kde jsou jeho horniny velmi silně přepracovány ve facii zelených břidlic, naopak ve stropě ŽBVK bývají často zachovány reliktní primární textury např. v polštářových lávách či brekciích, které vznikly rozlámáním lávových polštářů. Foliační systém S₃ je doprovázen často lineací roztažení sv. – jz.

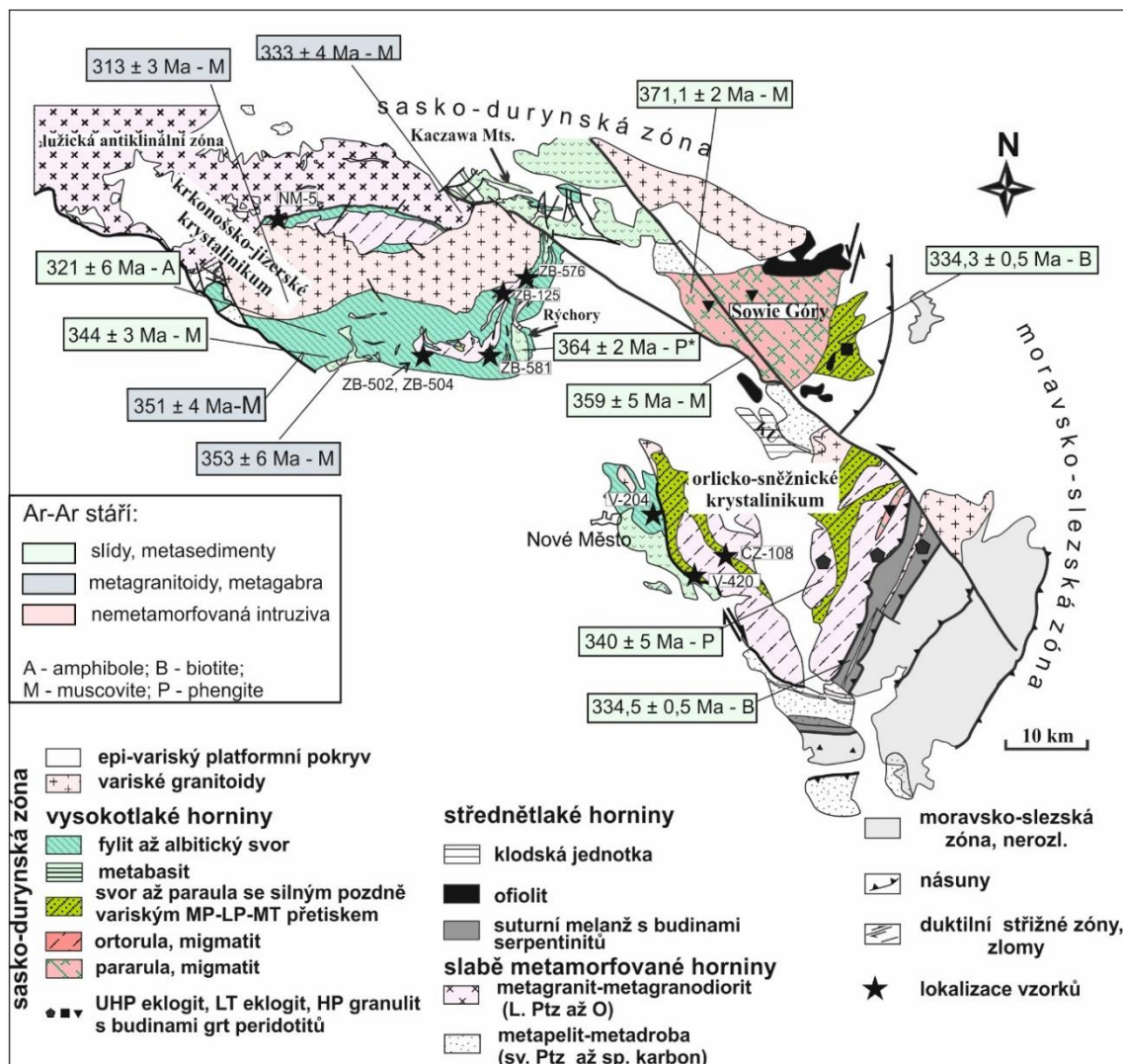
směru zapadající k SV nebo JZ (obr. 7, vlož. Obrázek B). Starší vrásné systémy, které vznikly v deformačních etapách D₁ a D₂ mají převážně zsz.–vjv. až v.–z. průběh s úklony os jak k V i Z (obr. 7, vlož. obr. C).

Na lokalitách v kontaktní, případně rozsáhlejší strukturní aureole KJP, jsou rozšířeny asymetrické otevřené vrásy až zalomené vrásy v.–z. směru, které jsou spjaty s tlakem vyvolaným intruzí KJP. Místa jsou tyto struktury doprovázeny i vznikem kliváže, která postihuje kontaktní minerály (cordierit, andalusit I – foto 13) – např. lokality v okolí Českého Šumberka u Tanvaldu.

Křehké zlomové struktury, založené již v pozdních částech variské etapy, reprezentují zejména zlomy lužického zlomového pásma sz.–jv. směru, které byly během dalšího vývoje reaktivovány zejména během křídy, následně během ssv.–jjz. komprese v paleogénu a později i v pliocénu, jak ukazuje rozmístění neovulkanických center v okolí Kozákova.

5.3. Datování tektonometamorfních událostí v lugu

Nové radiometrické datování protolitů, metavulkanitů, metagranitů, které jsou součástí Chaloupského radčické, ponikelské i velkoúpské skupiny spadají do období mezi cca 515–480 Ma (Bendl – Patočka 1995; Kröner et al. 1994b; Kozdrój et al. 2005; Oberc-Dzidzic et al. 2009; Kachlík nepubl. data), tj. do období ztenčování a riftingu kadomské kůry v perigondwanské oblasti. Tato data ukazují, že značná část metasedimentů výše zmíněných skupin představují s vysokou pravděpodobností kambrické sledy. Svrchnokambrické stáří $502,8 \pm 2,7$ Ma ŽBKV (Kachlík – Crowley, nepubl.) má vložka křemenného keratofyru, v polštářových lávách ŽBKV na výchozech v údolí Kamenice na listu Turnov. Téměř shodné stáří, $503 \pm 2,5$ Ma, mají i fylonitizované metagranity z kóty Javorník, jz. od Rokytnice nad Jizerou (Kachlík, Sláma nepubl.).



Obr: 8. Ar-Ar stáří amfibolů a slídk metamorfitů, metamagmatitů a variských magmatitů lugu (data z Marheine et al. 2002, Schneider et al. 2006).

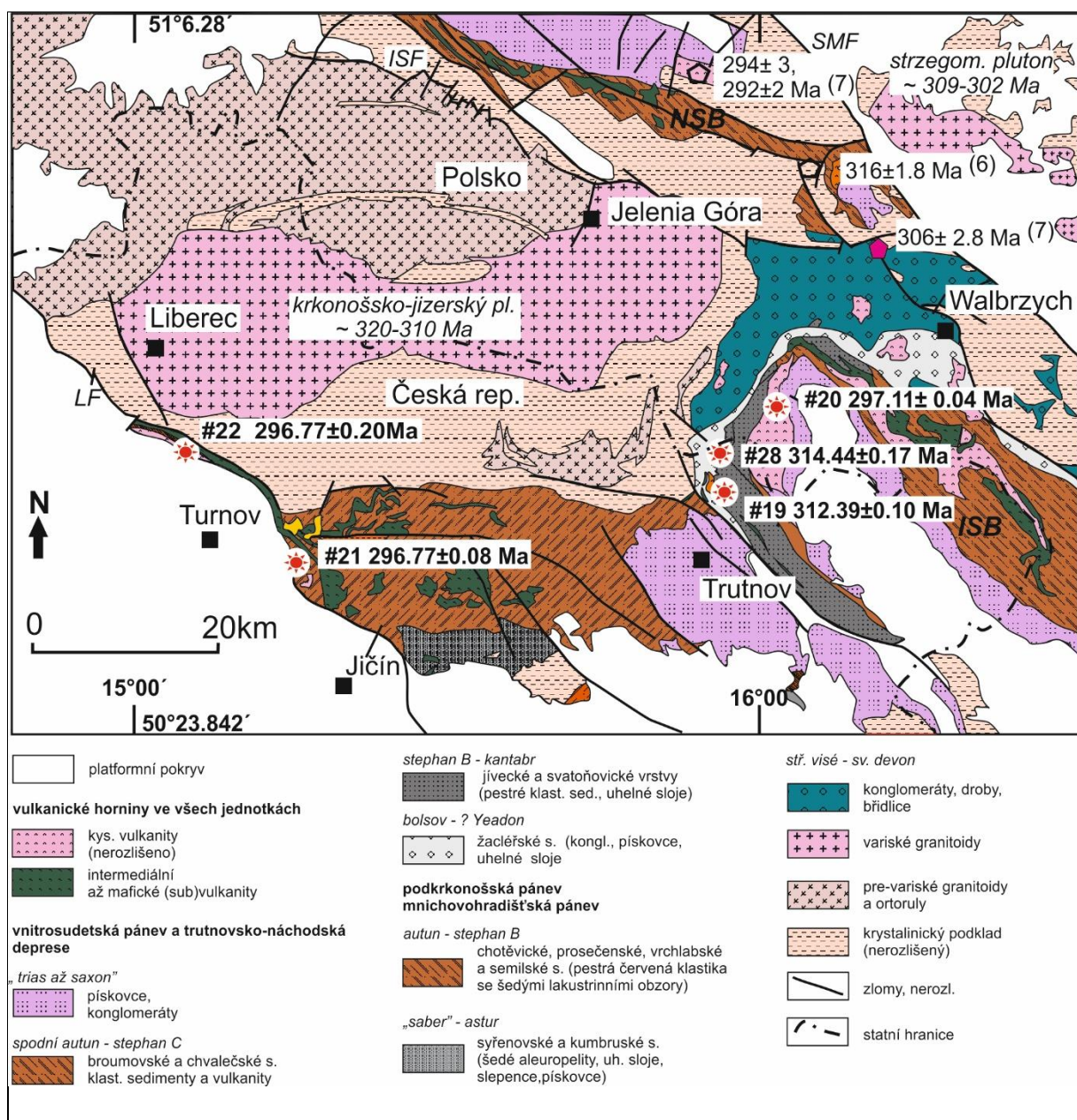
Paleozoické stáří sedimentů železnobrodského krystalinika podporují také nálezy klastických slíd kadomského stáří ve vložkách kvarcitů jz. od Vysokého nad Jizerou (Marheine et al. 1999a,b) a přítomnost dokonce až kambro-ordovických zirkonů v kvarcitech jak Chaloupského velkoúpské, tak i ponikelské skupiny (Žáčková et al. 2012). Metamorfní stáří určená Ar-Ar metodou (Marheine et al. 2002, Schneider et al. 2006) – obr. 8 ukazují, že na rozdíl od dřívějších představ je hlavní metamorfóza paleozoických hornin KJK variská. Starší fázi, spojené se subdukcí, je možno vymezit intervalem mezi intruzemi devonských gaber (ca 380 Ma a stářím fengitických slíd ca 360 až 350 Ma (Marheine et al. 2000, Schneider et al. 2007 – obr. 8). Po ní během pokračující kolize následovala exhumace dříve subdukovaných okrajových částí sasko-durynské desky v časovém intervalu přibližně od 350 Ma do 320 mil let. Tato etapa je zakončena polyfázovou intruzí KJP v rozmezí mezi 320 – 312 Ma (Žák et al. 2013 a reference uvnitř článku).

6. Pozdně variské pánve a platformní pokryv

Variská orogeneze v sasko-durynské části Českého masivu vyvrcholila kolizí a exhumací jednotek během spodního karbonu. V té době probíhaly nejintenzivnější duktilní deformace kůry, které jsou doprovázeny variským magmatismem a to jak hlubinným, tak doprovázejícím povrchové vulkanické procesy. Magmatická tělesa v lugiku jsou výrazně spjata s pohyby na sz.–jv. střížných zónách a posléze křehkých zlomových zónách labské, zóně vnitrosudetského a okrajového sudetského zlomu (obr. 1). Duktilní etapa probíhala v rozmezí 340–327 Ma podle stáří syntektonického míšeňského plutonu a drobného plutonu turmalinického granitu v labské zóně, který postdatuje duktilní deformace (Wenzel et al. 1997, Hofmann et al. 2009). Pak se plutonismus přesouvá od SZ směrem k JV a postupně v tomto směru také mládne (viz obr. 1). Starší plutonická tělesa mají magmatické stavby ovlivněny vyznívajícím tlakem přibližně ve SSZ–VJV a pohyby, jak je tomu např. u krkonoško-jizerského plutonu v období mezi ca 320-310 Ma (Žák et al. 2013.) Mladší intruze již nevykazují známky výraznější přednostní magmatické stavby.

Již od sv. visé v Polsku, a o něco později od spodního pensylvánu (obr. 9,10) i na území České republiky, zakládají v lemu KJK poměrně rozsáhlé pánve severosudetská, vnitrosudetská a podkrkonošská, příp. českokamenická skrytá pod sedimenty křídly. V jejich sedimentární výplni, která má rozsah od staršího pensylvánu až do str. triasu, můžeme vyčlenit řadu sedimentárních cyklů, které jsou odděleny místy i poměrně dlouhými obdobími eroze a spojených s přestavbou tektonického režimu. Velmi přesné datování vulkanických vložek na

zirkonech pomocí metody termálně ionizační hmotnostní spektrometrie (CA ID TIMS) umožnilo fixovat jednotlivé fáze vývoje těchto pánví do časové stupnice s mnohem větší precizností, než mají běžné stratigrafické metody a odhalit tak velké hiáty mezi sedimentací jednotlivých dílčích sekvencí (Opluštil et al. 2016). Tam, kde radiometrická data chybí, tak je korelace mezi pánvemi prováděna pomocí výrazných horizontů jezerních sedimentů, které se vytvářely v humidnějších obdobích karbonu.



Obr. 9. Zjednodušená geologická mapa permokarbonských pánví lugaické oblasti (Opluštil et al. 2015).

V období svrchního pensylvánu obr. 10 došlo k propojení všech pánví v jednu velkou limnickou pánev (trutnovsko-plzeňská pánev). Během vývoje permokarbonských limnických pánví podkrkonošské oblasti

postupně docházelo ke změnám orientace napětového pole, což způsobuje změnu v protažení pánví i osách subsidence pánevního dna, jak lze vidět z geologické mapy na obr. 9. Zvláště výrazné je to u trutnovsko-náchodské deprese, kde sedimenty saxonu až triasu spočívají výrazně úhlově diskordantně na starších pánevních jednotkách (obr. 9). To bylo doprovázeno stěhováním vulkanické činnosti a v menší míře i jeho chemismu. Vulkanickou aktivitu v pánvích lemující KJK je možno rozdělit do čtyř fází (viz obr. 10 a 11).

První, nejstarší ~ 316 – 319 Ma, ale jen nevýrazná fáze, byla zastižena na bázi lampertických vrstev ve vnitrosudetské pánvi. Je reprezentována tenkou polohou ignimbritů v nadloží trachyandezitických láv. Tuto událost následuje již rozsáhlejší andezitodacitový alkalicko-vápenatý vulkanismus v dolsko-v dolsko-žďárských a zejména petrovických vrstvách vnitrosudetské pánve (315–312 Ma) - (obr. 10 a 11). Trachyandezitové lávy jsou doprovázeny křenovskými ignimbrity a napadávkami tufů v uhelných slojích dolsko-žďárských vrstev.

Druhá fáze, která ještě spadá do svrchního pensylvánu, (~ 307 Ma) je reprezentována lávami trachybazaltového až trachyandezitového složení s podřízenými andezitovými lávami, je přítomna v brusnických vrstvách kumberského souvrství. Patrně k této fázi patří i melafyrové výlevy odolovském souvrství vnitrosudetské pánve. V porovnání s oběma předchozími fázemi se zvyšuje alkalinita láv a naopak se zeslabuje vliv plášťové metasomatózy vyvolané variskými subdukčními procesy (např - Ulrych et al. 2004, 2006).

Třetí a čtvrtá fáze, které se výrazně projevují již ve všech pánvích, spadá do rozhraní svrchního karbonu a permu. Je to období sedimentace semilského až chotěvického souvrství. Začíná mohutným bazickým bazaltoandezitovým efuzivním vulkanismem a vrcholí ignimbritovými explozemi v chotěvickém a broumovském souvrství, které jsou ca 297–296 Ma staré (Opluštil et al. 2015) – obr. 10, 11. Třetí fáze začíná těsně pod úrovní ploužnického horizontu výlevy bazaltoandezitových láv a ignimbritů v mnichovohradištské pánvi, maximální intenzity bazaltický vulkanismus dosahuje v době sedimentace vrchlabského a prosečenského souvrství. Zatímco karbonické lávy mají plošší křivky REE, permské lávy již představují silně frakciované alkalické lávy vzniklé nízkoprocentním tavením obohaceného pláště a jen málo kontaminované při výstupu zemskou kůrou. Všechny vyjmenované fáze mají své časové ekvivalenty i v hlubinném magmatismu (viz obr. 11).

Výplně některých pánví a zlomové struktury, které je omezují, však byly reaktivovány mladšími saxonskými pohyby v závěru křídly, v paleogénu a pravděpodobně i později kolem pliocénu a pleistocénu.

K typicky platformním uloženinám, které diskordantně spočívají na KJK patří sedimenty jury vyvlečené na lužickém zlomovém pásmu kolem Krásné Lípy, sedimenty svrchní křídly České křídové pánve, neoidní vulkanity a subvulkanity (o rozsahu paleogén až pliocén), které pronikají křídovými sedimenty, krystalinikem i permokarbonskými sedimenty nebo se vylily a v případě pyroklastik uložily na jejich povrchy. V podloží těchto vulkanitů bývají zachovány v okolí Kozákova, ale i dále např. u Jesenného, reliktů neogenních fluviálních sedimentů (písků a jílu). Nejmladším členem pokryvu jsou terciární až kvartérní terasové štěrky, které se zachovaly v několika výškových úrovních na peneplenizovaném reliéfu krystalinika kolem řeky Jizery (Pelechov, Smrčí, Horská Kamenice aj.).

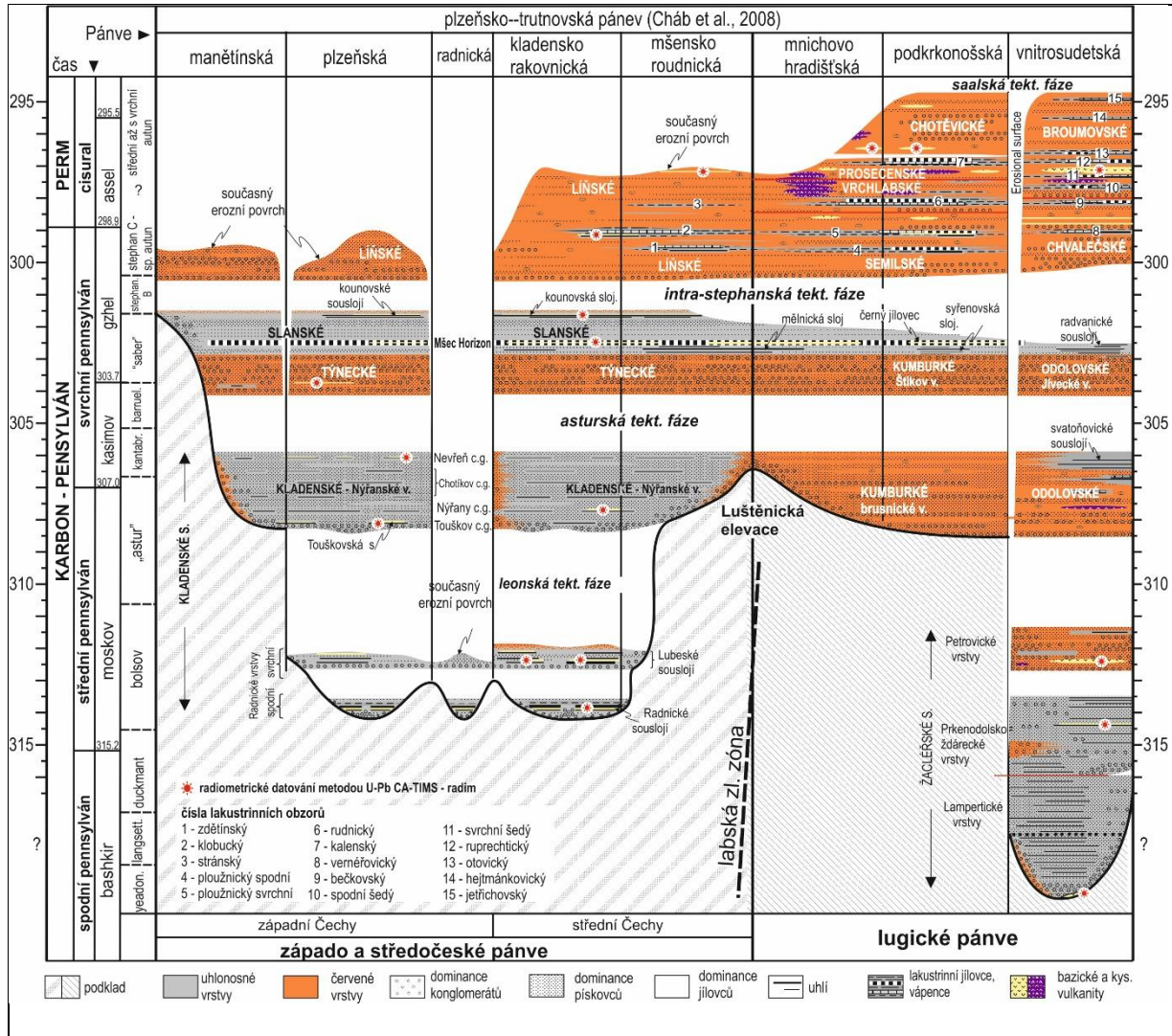
6.1. Permokarbon mnichovohradištské a podkrkonošské pánve

Mnichovohradištská a podkrkonošská pánev leží diskordantně na podloží tvořené horninami KJK na jihozápadě jeho současného povrchového rozšíření. Místy je však vůči krystaliniku omezuje lužické zlomové pásmo (obr. 9) a škodějovský přesmyk probíhající v údolím Vošmendy s. od Spálova. Konvenční hranice obou pánví probíhá na kozákovském hřbetě. Velmi podobný charakter a rozsah výplně dovoluje definovat stejné litostratigrafické jednotky v obou pánvích. Mocnosti vulkanosedimentární pánevní výplně se pohybují v řádu stovek m v mnichovohradištské pánvi, v trutnovsko-náchodské depresi dosahují celkové mocnosti až přes 1,4 km. Mnichovohradištská pánev, stejně jako jižní okraj podkrkonošské pánve je překryt mladšími křídovými uloženinami.

Sedimentace v obou pánvích začíná kumburským souvrstvím hrubých většinou načervenalých klastik (slepenců, arkóz, pískovců), v nichž byly nově datovány pyroxenické dacity ~ 307 Ma (Kachlík Sláma nepubl.), což ukazuje na stáří sedimentů mezi stř. a sv. pensylvánem (obr. 10, 11). Poté následují uhlonosné sedimenty syřenovského s. (šedavých a pestřejších barev) a následně po hiátu pak mocný sled stefanských a spodopermských autumských sedimentů semilského, vrchlabského, prosečenského a chotěvického s. V údolí Jizery u Semil vystupují na bázi hrubozrnné, špatně vytříděné, brekcie a slepence semilského souvrství (viz lok. č. 6).

Úzký pruh bazických až intermediálních vulkanitů (andezitoidů až bazaltoidů), vyvlečený na lužické poruše leží pod horizontem ignimbitů u Hodkovic (obr. 9, 10, 11), které byly datovány pomocí CA ID TIMS na zirkonech na přibližně 296 Ma, což ukazuje na to, že tyto převážně lávové proudy na bázi s útržky pískovců, místy s polohami polštářových láv a amygdaloidními faciemi ve stropě proudů, odpovídají nejspíše vrchlabskému nebo prosečenskému s. (Prouza in Rappich et al. 2011).

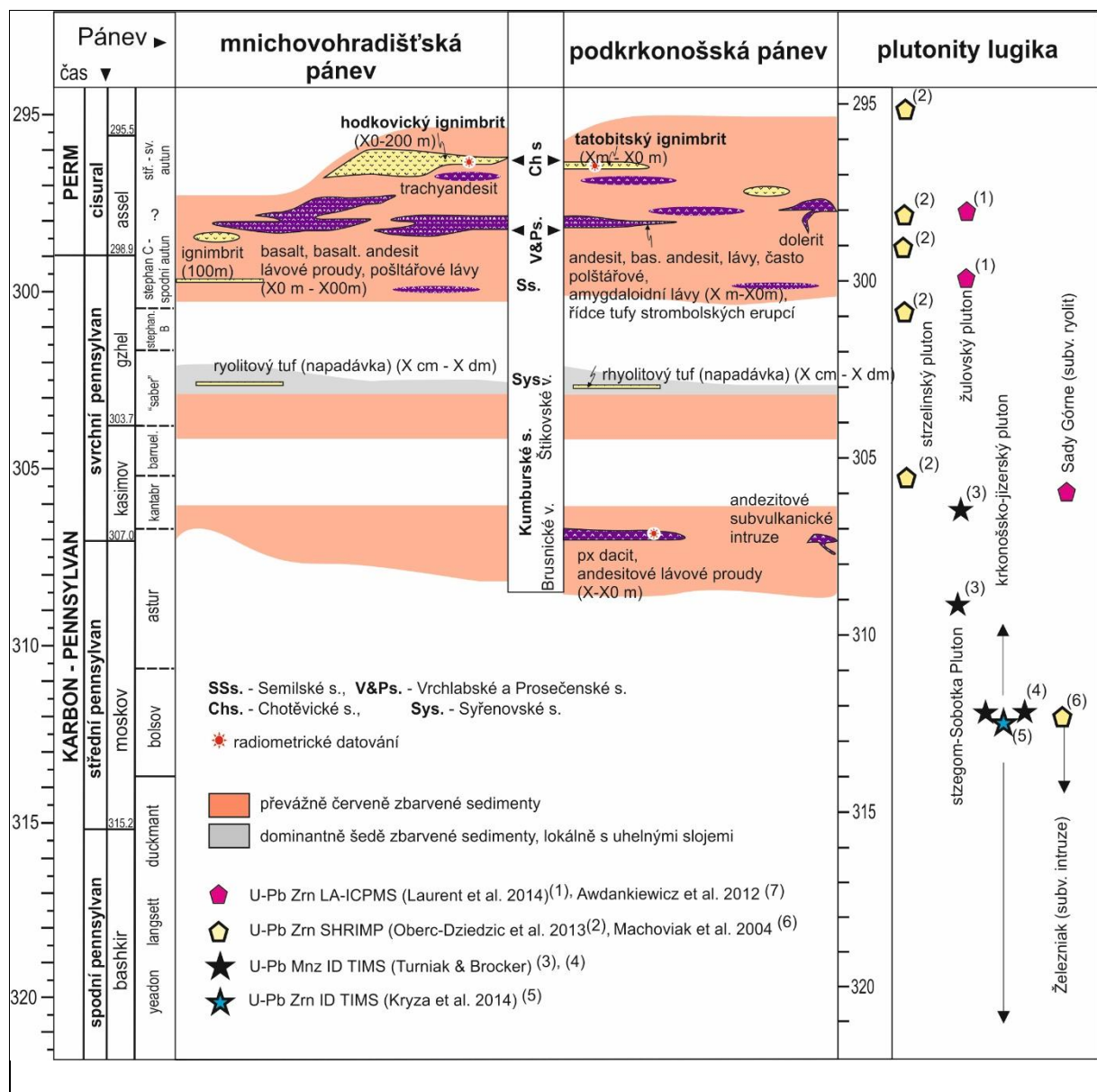
Do této doby spadá vrchol intermediálního až bazického vulkanismu v obou pánvích. Zvláště v mnichovohradištské pánvi nahromadění kyselých i bazických vulkanitů tvoří i podstatnou část celkové mocnosti pánve (někde i 90 % mocnosti).



Obr. 10. Korelační litostratigrafické schéma limnických pánví Českého masivu s vyznačením radiometricky datovaných vulkanických horizontů a význačných lakustrinních horizontů (Opluštil et al. 2015).

Lávy bazaltů, andezitobazaltů až andezitů tvoří mocné, k jihu ukloněné lávové proudy v nadloží rudnického obzoru. Nejlépe jsou odkryty v údolí Jizery mezi Semily a Benešovem u Semil. Najdeme v nich různé typy polštářových láv, masivních i amygdaloidních (mandlovcovitých) typů láv. V jiných vulkanických centrech např. u Staré Paky jsou přítomny i různé typy pyroklastik. V jv. pokračování kozákovského hřbetu jsou výlevy doprovázeny i intruzivními dolerity. Z geochemického hlediska v okolí lužického zlomového pásma slabě alkalické až subalkalické méně diferencované jemnozrné mikroporfyrické bazalty až bazaltické

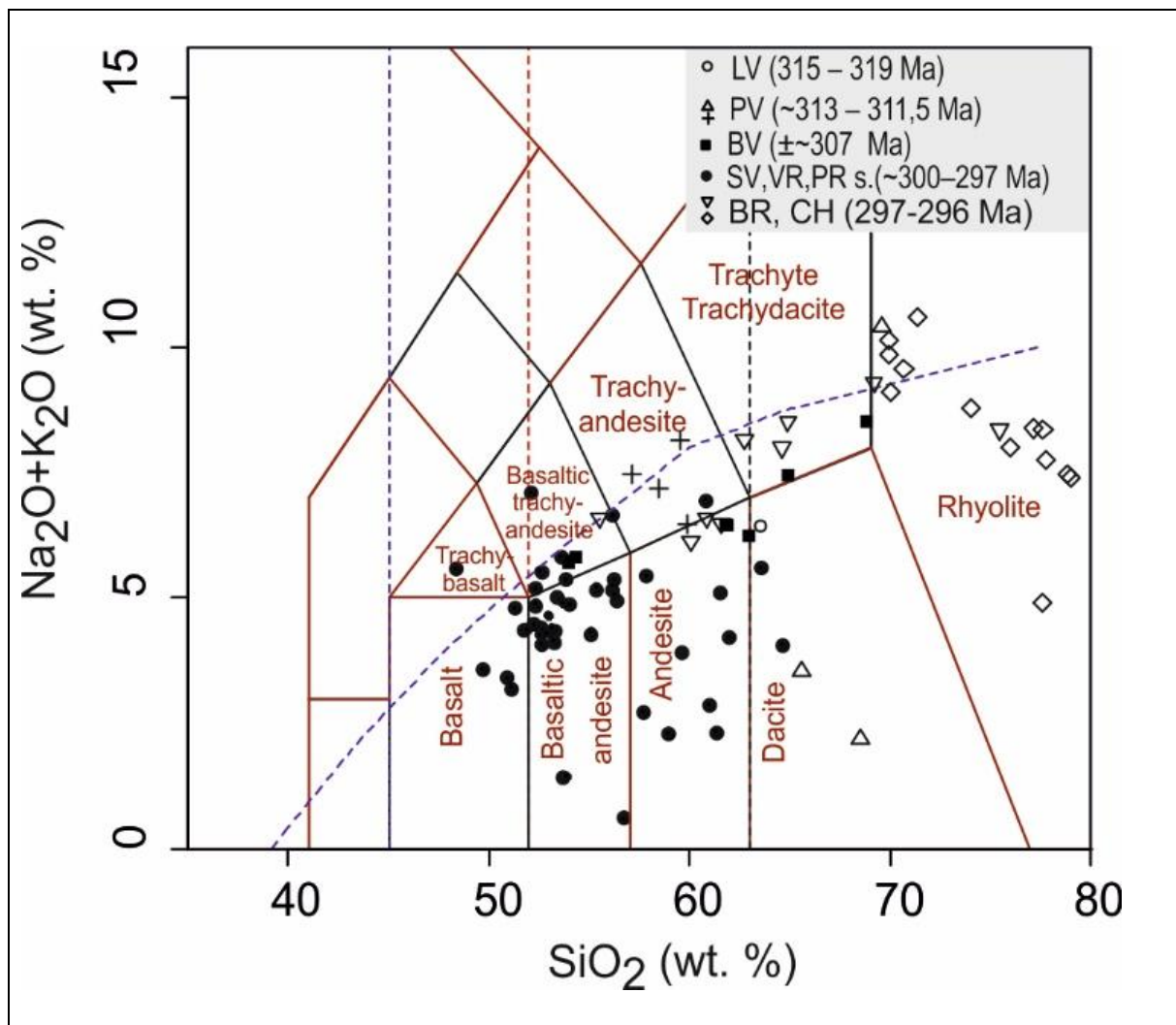
andezity, doprovázené hrubšími pyroxenickými dolerity (obr. 12).
Všechny horniny sledují alkalicko-vápenatý trend



Obr. 11. Rozšíření vulkanických facií v podkrkonošské a mnichovohradištské pánvi a jejich vazba na mělké intruze (modifikováno podle Opluštil et al. 2015).

Denudační relikv ryolitových ignimbritů (pyroklastických hornin transportovaných gravitačně při prudkých sopečných erupcích pliniiovského typu a spečených po jejich usazení je na malé ploše zachován u Mírové pod Kozákovem (mapa na obálce průvodce). Je časovým ekvivalentem hodkovických spečených tufů (ignimbritů). Vrchol kyselého vulkanismu, reprezentovaného u Českého Dubu až 100 m mocným tělesem ignimbritů, nastal v době sedimentace prosečenského souvrství tj. během spodního permu (autunu), což odpovídá i stáří subvulkanických hornin na bázi noworudských vrstev

ve vnitrosudetské pánvi. (obr. 9, 10, 11). Stejně staré denudační reliktů těchto hornin se s vyskytují i na jv. svazích Kozákova u Tatobit.

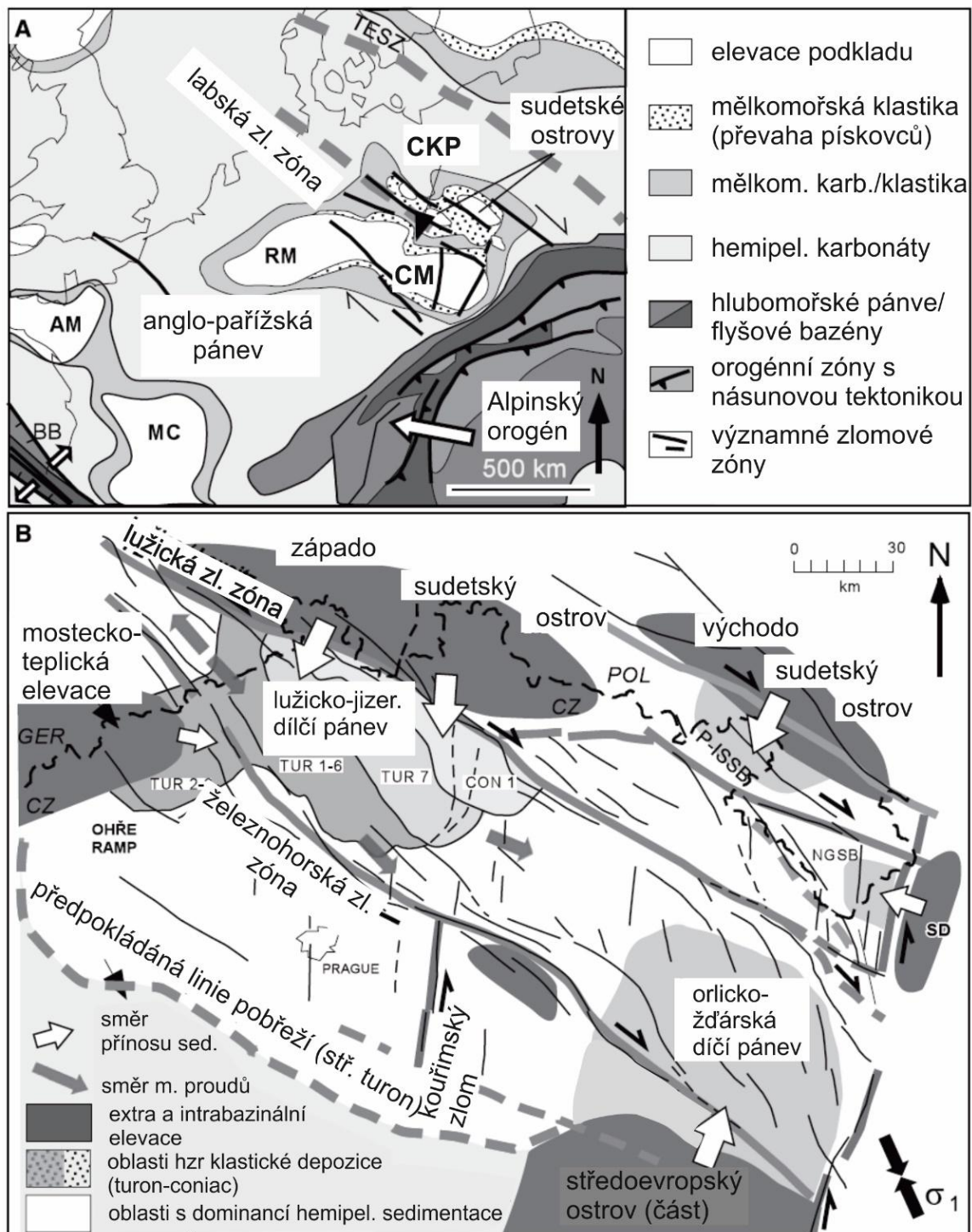


Obr. 12: TAS klasifikační diagram vulkanických hornin podkrkonošské a vnitrosudetské pánve (data autora doplněná o analýzy z prací Ulycha et al. 2004, 2006).

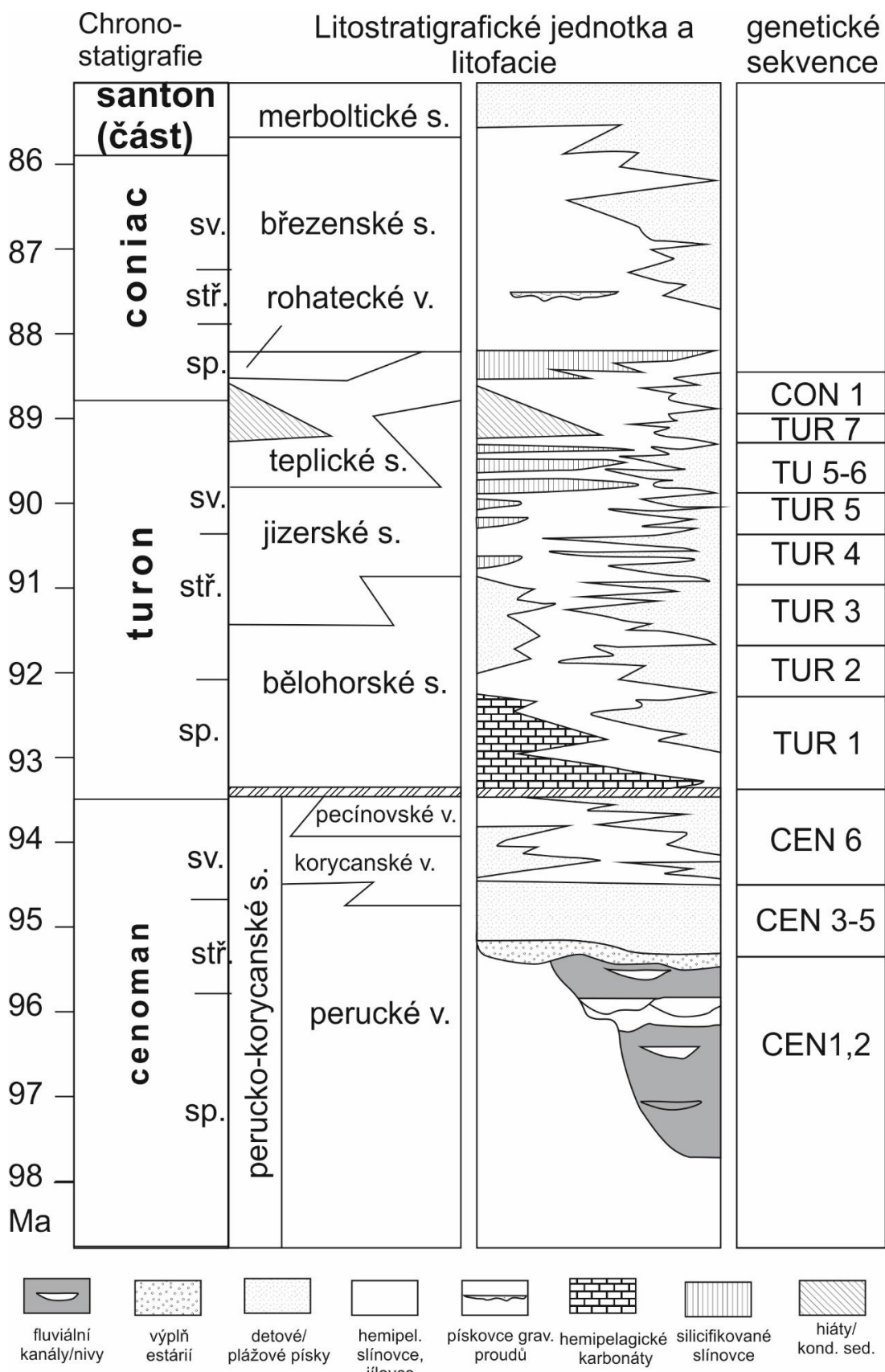
6.2. Česká křídová pánev

Česká křídová pánev je součástí rozsáhlejších mělkých epikontinentálních pánví, které během svrchní křídy, pro kterou je typický vysoký stav hladiny světového oceánu, pokrývaly značnou část střední a západní Evropy (obr. 13 A). Křídová záplava do oblasti Českého masivu přišla v průběhu cenomanu pravděpodobně z prostoru Tethydy od JV a propojila moře teplejší tethydní a chladnější boreální oblasti. Před tím než na území ČM vstoupilo moře, ukládaly se v systému říčních údolí a průtočných jezer sedimenty sladkovodního cenomanu, který jsou označovány jako perucké vrstvy (obr. 13).

Perucké vrstvy jsou tvořeny pískovci, konglomeráty, ale též tmavými jílovcí s proplástkou uhlí. V první fázi vývoje ČKP sedimentace dochází k vyplnění předcenomanských terénních depresí (Uličný 2001).



Obr. 13. A paleogeografická mapa Evropy v době sedimentace svrchní křídy ČKP (upraveno podle Uličného 2001). B. Schematická paleogeografická mapa ČKP s vyznačením zdrojových oblastí, zlomů a směrů migrace pískovcových klastických klínů do centrálních částí ČKP (Uličný 2001)



Obr. 14. Litostratigrafické jednotky ČKP, vpravo vymezení transgresivně regresivních cyklů (Uličný 2001).

V důsledku napětí, které se šířilo z oblasti kolize v Alpách a Karpatech, dochází k reaktivaci starých variských zlomových pásem, zejména sz–jv. zlomových systémů tzv. labské zóny (tj. železnohorského a lužického zlomového pásma), vnitrosudetského zlomu, zlomů v bavorské části moldanubika (dunajské zlomy, bavorský křemenný val) v režimu pravostranných horizontálních posunů s dílčími poklesovými komponentami. Vzniká tak zárodek parketovité struktury ČKP jako systému transtenzních pánví (pull a part tj. pánve roztažení) – obr. 13 B (Uličný 2001). Diferenciální pohyby na asociovaných ssv-jjz. strukturách tzv. Riedlovy stříhy), založených rovněž ve svrchním paleozoiku (tzv. struktury brázd), řídily spolu s výškou hladiny, množstvím přinášeného materiálu (daného klimaticky), rychlostí výzdvihu zdrojových oblastí a subsidence pánevního dna litologii a architekturu její výplně.

Na konci cenomanu začíná druhá fáze ve vývoji ČKP, která trvala až do sp. coniacu (Uličný 2001, Uličný et al. 2009). Během ní se naplno začínají projevovat pohyby na labské zlomové zóně, zejména v oblasti lužického zlomového pásma, v němž se lužické ostrovy stávají bohatým zdrojem klastického písčitého materiálu, kterým je pánve od turonu do coniacu zanášena. Zároveň se celosvětově periodicky zvedá hladina světového oceánu zejména v důsledku rychlého růstu středooceánských hřbetů a teplého klimatu, bez výraznějšího zalednění. Proto došlo k postupnému zaplavení velkých částí kontinentů mělkými epikontinentálními moři, jako tomu bylo i v prostoru ČM. Ještě v turonu se zejména při jižním okraji ČKP v blízkosti středoevropského ostrova nalézají některé elevace, kolem nichž se vytvářejí příbojové facie (Kolínsko, Kutnohorsko a Železné hory).

Na začátku druhé fáze vývoje ČKP, během postupující transgrese, se ukládaly často dobře vytríděné pískovce korycanských vrstev, které představují mělkovodní sedimenty ukládané v dynamické pobřežní zóně. Jsou často korytovitě nebo tabulárně šikmo zvrstvené, v důsledku působení vlnění a také mořských proudů. Koncem cenomanu dochází k rychlé záplavě a kromě pískovců se v ČKP začínají ukládat i tmavé jílovce pecínovských vrstev. Po dílčí regresi moře na hranici cenomanu a turonu dochází opět ke zvednutí hladiny a sedimentaci vápnitých místy spongilitických prachovců (opuk) bělohorského souvrství s polohami křemitých rohovců. V té době již zaplaveného evropského vyčnívalo jen několik ostrovů tvořených elevacemi variského podloží. Jihozápadní část českého masivu byla součástí středoevropského ostrova, zatímco jeho SZ okraj tvořily dva sudetské ostrovy (obr. 13A,C). Sedimenty české křídové pánve pak tvořily úzký průliv mezi těmito ostrovy, které byly zdrojem klastického materiálu, který se ukládal na dně poklesávající mořské pánve.

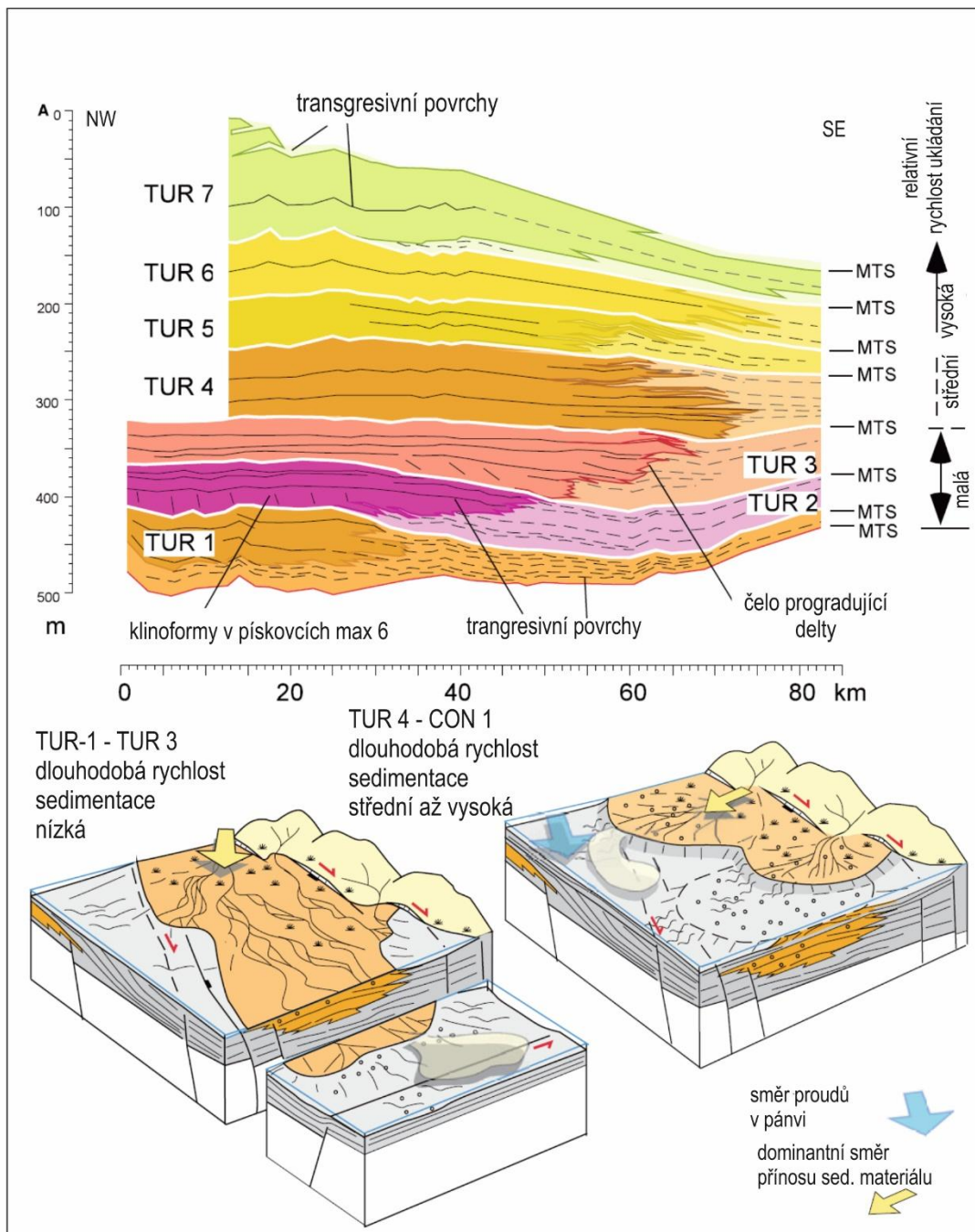
V době sedimentace bělohorského souvrství (obr. 14) s výjimkou sz. části pánve, ovlivňované vyšším přínosem klastického materiálu ze západosudetského ostrova (obr. 13B), dominuje mělkovodní hemipelagická sedimentace vápnitých spongilitických prachovců (opuk), vápnitých jílovců a někde i vápenců. To svědčí o relativně malém přínosu klastického materiálu do pánve a pomalé sedimentaci jemnozrnných hornin až k okrajům pánve, případně i klimatických příčinách v charakteru zvětrávání.

Ve stř. turonu až coniacu je sedimentace nejvíce ovlivňována zvedáním západolužického ostrova, který má za následek zrychlení přínosu hruběji klastického materiálu do pánve. V době mezi vysokým stavem hladiny a jejím postupným snižováním dochází k progradaci pískovcových těles od zdrojových oblastí severně od lužického přesmyku směrem k jihu do pánve (obr. 15). V etapě zrychlené subsidence pánevního dna a většího přínosu materiálu dna se vytváří řada transgresivně regresivních cyklů (obr. 13 a 14), při nich klastické klíny mělkovodních delt. gilbertovského typu progradují o desítky km směrem k jihu do pánve v případě okolí lužického ostrova (Uličný 2001, Uličný et al. 2009) – obr. 15. Postupně se zrychluje i subsidence dna pánve, čímž se zvětšuje prostor pro ukládání sedimentů deltových vějířů. Pískovcová tělesa skalních měst teplického souvrství v okolí lužické poruchy mají mocnost až 80 m, což ukazuje na prohloubení pánve i v blízkosti břehu. Šikmo ukloněné plochy uvnitř těchto těles (foresety, klinofomy) pak reprezentují plochy, podle kterých delty postupovaly směrem k jihu nebo JJV do pánve. Současně se hlavní depocentra posunovala v čase podél lužického zlomového pásma směrem k V (obr. 13). Zatímco ve spodní části středno až svrchnoturonského jizerského souvrství (obr. 14) ještě převládají sedimenty shodné s předchozím souvrstvím – slínovce, váp. jílovce, mikritické vápence, směrem do nadloží přibývá písčitého materiálu, dominují různé typy vápnitých pískovců, místy až s hlízkami vápenců, které jsou odkryty např. při cestě z Turnova na Malou Skálu u Dolánek. Jizerské souvrství (sv. turon až coniac) má na bázi také kondenzované horizonty slínovce, vápnité jílovce s vložkami pískovců (flyšoidní facie), které přecházejí směrem do nadloží do křemenných kvádrových pískovců s typicky vyvinutými klinoformami, místy přepracovaných během následných transgresí vlněním (polohy s valouny, rozbité schránky mlžů, gastropodů), které uvidíme na ve vrcholových partiích kóty Sokol na zastávce č. 1.

Sedimentární záznam poslední fáze vývoje ČKP od středního coniacu do santonu je zachován jen neúplně v ohárecké a svitavské části pánve. Odráží zrychlení subsidence i přínosu již méně zralého písčitého materiálu a střídání jílovito-písčitých poloh v rychleji zaklesávajících

partiích pánve (kladský prolom). Mocnosti březenského souvrství mohou dosahovat až několika set metrů. Nejmladší merboltické souvrství, tvořené jemnozrnnými křemennými pískovci, je zachováno v reliktech jen pod neovulkanity Českého středohoří.

Mocnosti sedimentů jsou největší v sz. části pánve u Děčína (přes 900 m) a to ještě byla část sedimentů erodována. Sedimentace v ČKP trvala jen něco přes 11 mil.



Obr. 15. Znázornění transgresivně regresivních cyklů a s nimi spjatých migrací pískovcových těles delt do pánve. Dole model sedimentace mělkovodních delt a jejich ovlivnění tidálními proudy. Uličný et al. 2009).

6.3 Neovulkanity

Nevulkanity v oblasti Kozákova a Železného Brodu vystupují jako lávové proudy, které tekly směrem k severu do údolí Paleojizery, pyroklastika strombolských erupcí a magmatofreatických erupcí, případně jako vypreparované přívodní dráhy (těleso oliv. nefelinitu u Myší skály) nad Riegrovou stezkou nebo žíly (těleso v zářezu silnice mezi M. Skálou a Frýdštejnem). Vulkanická centra s pyroklastiky jsou doložena jižně od současného vrcholu Kozákova u Prackova a Mírové (Rapprich et al. 2007) – viz mapa na obálce, kde leží na křídových nebo permokarbonských sedimentech. Pyroklastika a lávové proudy na severním svahu kozákovského hřbetu měly patrně samostatnou přívodní dráhu a spočívají na terciérních sedimentech nebo přímo na povrchu zvětralého krystalinika. Petrograficky lávy nebo pyroklastika odpovídají svým mineralogickým a chemickým složením především bazanitům, místy s hojnými uzavřeninami plášťových xenolitů bohatých olivínem, ortopyroxenem a klinopyroxenem (Christensen et al. 2001). V lomech mezi Smrčí a Pelechovem lze nalézt i xenolity křídových sedimentů, což vnáší otázky o přívodní dráze, případně o rozšíření křídů v době vulkanické činnosti. Bazanitové lávy a pyroklastika se skládají z vyrostlic olivínu, v jemnozrnném matrixu jsou podstatně zastoupeny mikrolity lištovitého plagioklasu a klinopyroxenu. Tyto vyrostlice jsou obklopeny submikroskopickou základní hmotou, prosycenou magnetitem případně dalšími opakními minerály. Většinou je v hornině přítomen kromě plagioklasu i nefelín. Výlevy láv na s. svahu Kozákova jsou podle výsledků radiometrického datování K-Ar metodou pliocenního stáří (4-6 mil let staré) – Bellon-Kopecký 1977, Šibrava-Havlíček 1980, Lustrino, Wilson 2007). Jelikož se v širším okolí vyskytují i lávy oligocenního a miocenního stáří, není možné stáří intruzivních bazaltoidů jednoznačně určit bez radiometrického datování. K dosud nedatovaným tělesům bazanitů patří i drobné přívodní dráhy ve vrcholové partii kóty Sokol (lokalita č. 1).

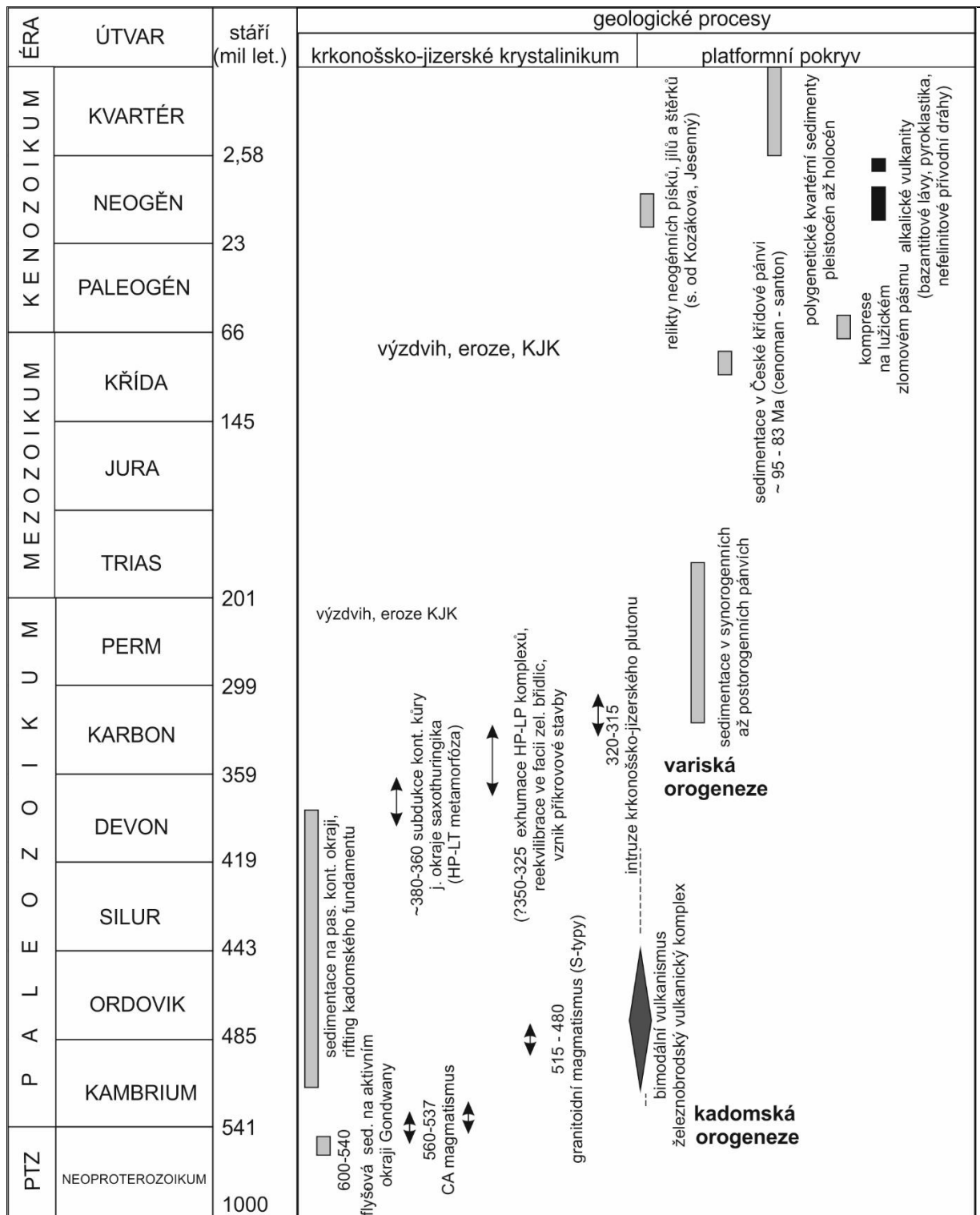
7. Stručné shrnutí geologického vývoje území

Oblast krkonošsko-jizerského krystalinika a okraje Českého ráje v okolí lužického zlomového pásma je jednou z výjimečných oblastí České republiky, přírodním archivem, na němž můžeme studovat více než 500 Ma. Dlouhé období vývoje Českého masivu a jeho platformního pokryvu. Toto období zahrnuje následující nejdůležitější etapy, jejichž charakteristika a časové trvání je zobrazeno v obr16.

- Prevariské období, které zahrnuje etapu vzniku proterozoického fundamentu v avalonsko-kadomském orogenním pásmu Perigondwany na jižní polokouli, které bylo analogií dnešních

aktivních kontinentálních okrajů, lemovaných ostrovními oblouky jako např. v lemu pacifické desky.

- Etapu přechodu od procesů na konvergentním rozhraní k pasivnímu okraji, jež se odehrála v průběhu kambria až začátku ordoviku,
- Etapu riftogeneze prekambriického fundamentu, jež začíná na pomezí kambria a ordoviku, která je doprovázena sedimentací staropaleozoických kambro-ordovických až devonských sekvencí, doprovázených bimodálním vulkanismem, které vystupují v dnešní krkonoško-jizerské oblasti. V této etapě docházelo k přesunu mikrobloků v předpolí gondwany směrem k Avalonii a Baltice,
- Kolizní etapu, označovanou jako variská orogeneze, během níž koliduje Gondwana a mikrobloky předsunuté před ní s Laurusií a Avalonií. Tato etapa začala ve svrchním devonu a končí v průběhu spodního karbonu. V této etapě vzniká Český masiv, který je součástí variského horstva, které spojilo severní a jižní kontinenty do jednoho celku Pangey.
- Kolaps variského orogénu a vznik pozdě tektonických až posttektonických pánví, vázaných na variský orogén (sv. karbon až perm, resp. trias v severosudetské a vnitrosudetské pánvi a trutnovsko-náchodské depresi),
- Erozi variského horstva v průběhu mezozoika s občasnými záplavami v juře a zejména svrchní křídě,
- Deformaci okraje křídové pánve na lužickém zlomovém pásmu doprovázeném průniky neovulkanitů sedimenty křídý, permokarbonu i krystalinika a jejich výlevy na reliéf krystalinika, případně permokarbon nebo relikty terciérních sedimentů, ojediněle doprovázené explozivním vulkanismem s produkcí pyroklastik,
- Pleistocénní až kvartérní výzdvih území severně od lužické poruchy, vznik terasového říčního systému.



Obr. 16: Schematické shrnutí geologického vývoje KJK a jeho platformního pokryvu.

8. Popis lokalit

Lokalita č. 1: Vyhlídka na kótě 562 m n. m - Sokol u Malé Skály u Turnova. Křídové sedimenty České křídové pánve. Lužická zlomová zóna (N 50° 12' 18,896'', E 15° 12' 18,896'')

Ve vrcholových partiích kóty Sokol mezi Besedicemi a Malou Skálou u Turnova jsou odkryty vyšší části jizerského a teplického souvrství turonského stáří (obr. 14). Zároveň lze z vyhlídek možno pozorovat průběh lužického zlomového pásma, které odděluje krkonošsko-jizerské krystalinikum od vyvlečeného permokarbonu a křídý – (foto 3) na obálce průvodce.

Sedimenty svrchní křídý v této části pánve odrážejí aktivitu pohybů na lužickém zlomovém pásmu v době sedimentace jednotlivých souvrství, které řídilo množství a litologii materiálu přinášeného do pánve ze Západolužického ostrova. V důsledku úklonu křídových souvrství směrem do pánve (až na výjimky na překocených úsecích cenomanských pískovců) je zde možno pozorovat na malé ploše téměř celou sukcesi křídových souvrství od mořského cenomanu až do coniacu (obr. 16). Celková mocnost křídových hornin v této oblasti přesahuje 600 m (viz obr. 17). Profil je převzat a upraven z práce Uličného et al. 2009). Ve vrtu, situovaném u Malé Skály, se vyskytují i sedimenty sladkovodního cenomanu, které však nikde nevystupují na povrch. Nadložní vrstvy korycanských pískovců, silně druhotně silicifikovaných, případně proželeznelých v zóně zlomového pásma (Coubal et al. 2014), tvoří vápnitě jílovce, slínovce a s polohami mikritických vápenců bělohorského souvrství, které vyplňují deprese mezi pískovci cenomanu a písčitéjšími členy mladších částí křídového vrstevního sledu v okolí Malé Skály a depresi mezi Sušskými skalami a Sokolem. Vápnitě pískovce až vápence jizerského souvrství vystupují ve svazích Sokola např. podél turistické stezky z Malé Skály, měkčí slínovce nebývají odkryty. Na úpatí svahu Sokola jsou v nich velké smykové sesuvy. Drobnější sesuvná území lze pozorovat i ve vyšších částech sledu jizerského souvrství (viz mapa na obálce). V nadloží nahoru hrubnoucích sledů vápnitých pískovců jsou pak tenčí polohy slínovců, vápnitých jílovců s vložkami pískovců, které tvoří bázi teplického souvrství. Tyto horniny vývají jen zřídka odkryty na přirozených výchozech. Nad nimi pak spočívají dobře vytříděné pískovce teplického souvrství, které tvoří pískovcová skalní města Zbirohy a Klokočské skály. Nejmladšími členy teplického souvrství jsou hruboskalské hrubozrnné křemenné pískovce, které zasahují až do coniacu.

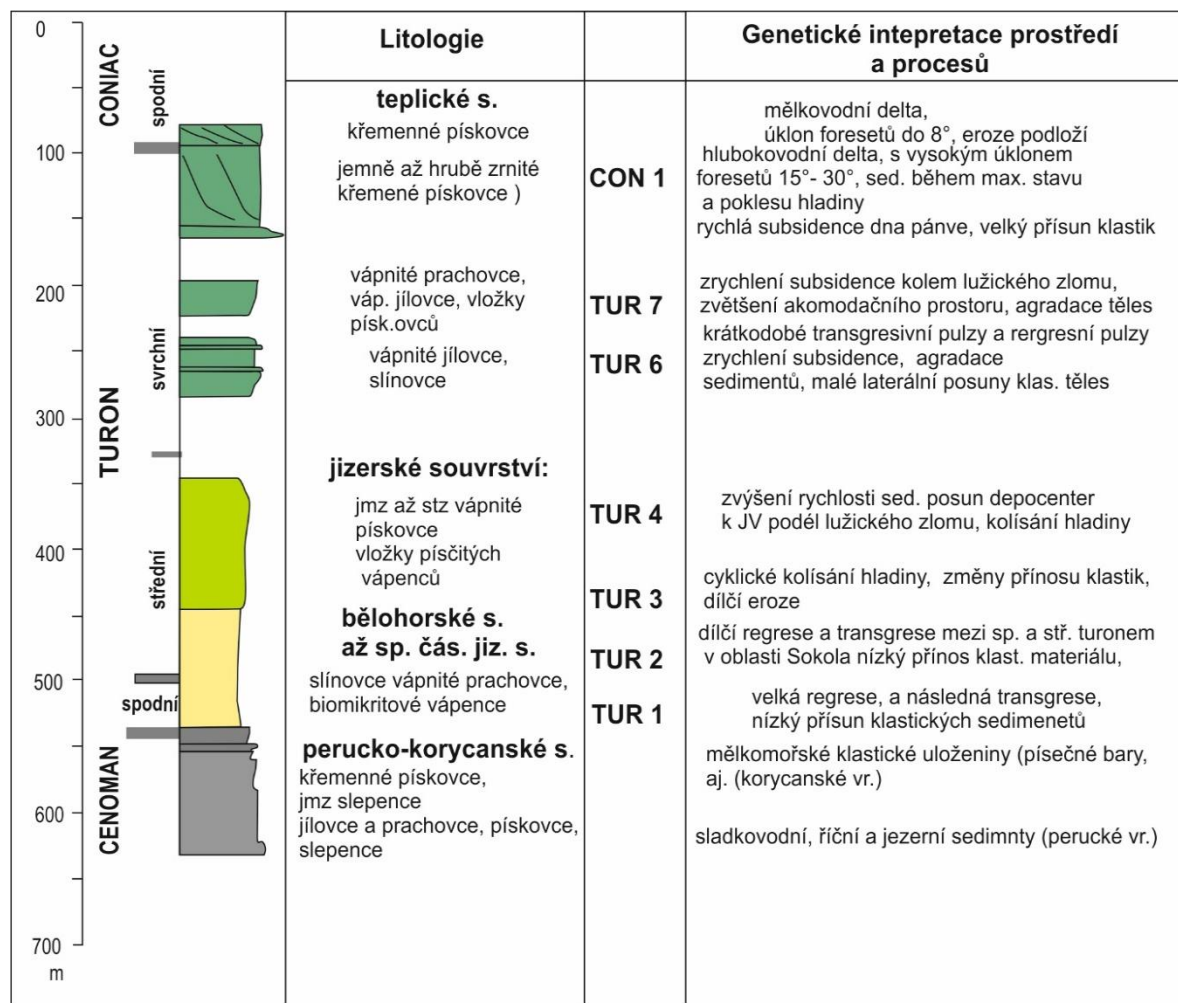
Teplické souvrství je ve vrcholových partiích Sokola reprezentováno křemennými pískovci, které se vyznačují malým úklonem foresetů

(většinou do 8°) – Uličný et al. 2009 – foto 4). Dříve byly považovány za textury spojené s migrací podvodních dun nebo pískových hřbetů pod úrovní vlnění, které se pohybovaly účinky tidálních proudů (Skoček, Valečka 1983, Adamovič 1994 aj.). Směry sklonu foresetů ukazují na transport materiálu k J až JJV – (obr. 15). Mezi jednotlivými foresety lze pozorovat erozní plochy s roztroušenými valouny dobře opracovaného křemene, které vznikly erozí povrchu delt při následující transgresní epizodě. V podloží těchto pískovců, které vytvářejí jen několik m mocná tělesa (Foto 4), jsou naopak rozšířena tělesa až 80 m mocných, rovněž dobře vytříděných křemenných pískovců, pro které jsou charakteristické strměji ukloněné (15-30°) foresety mnohem většího laterálního rozsahu, které uvidíme na jz. okraji vrcholové partie Sokola v části skalního města Chléviště.



Foto 4: Foresety v křemenných pískovcích teplického souvrství svrchno turonského stáří uložené pod středními úklony. Uličným (2001) jsou pískovcová tělesa interpretována jako mělkovodní do pánve progradující delty gilbetovského typu (viz obr. 15). V horní části snímku erozní plocha s valouny křemene, která vznikla při transgresi, která erodovala svrchní část deltového tělesa. Úklon foresetů je druhotně zvýšen náklonem křídových sedimentů v blízkosti lužického zlomového pásma.

Ty odpovídají hlubokovodnějším deltám, jejich čela měla větší sklon. Odpovídají intervalu zrychlené eroze a výzdvihu Západolužického ostrova, ze kterého bylo přinášeno tolik materiálu, že i při zvýšeném poklesu pánevního dna nebyl akomodační prostor sedimenty hned vyplněn. Při cestě kolem vrcholové partie je možno na několika místech nalézt většinou úlomky nebo zvětralé výchozy kenozoických olivinických bazanitů, které prorážejí křídové sedimenty. Přesné stáří těchto intruzivních těles není známo.



Obr. 17. Litologický profil sedimenty svrchní křídy v oblasti kóty Sokol u Malé Skály (sladkovodní cenoman doplněn dle vrtu LJ-4 situovaného v údolí Jizery u Malé Skály. Profil převzat a upraven podle Uličného et al. 2009. Vynechané části profilu nejsou odkryty. Vpravo je schematická interpretace prostředí a geologických procesů, které řídily sedimentaci.

Lokalita č. 2: Skalní defilé na soutoku Jizery a Kamenice u Podspálova. Bazické horniny železnobrodského vulkanického komplexu (N 50°38'03,025'', E 15°17'56,735'')

Na této lokalitě při soutoku řek Kamenice a Jizery u Podspálova uvidíme typické horniny ŽBVK, kterými jsou silně strmě ukloněné zbrídlíčnatělé metabazity (zelené břidlice) – foto 5A, masivnější metadolerity se zachovalými relikty magmatické stavby, které směrem do nadloží v zářezu trati přecházejí do poloh chloritických fylitů s pásy karbonátů. Na začátku Riegrovy stezky se pak pruh metabazitů znovu opakuje, ale již v menší mocnosti. V jeho nadloží jsou rozšířeny tufitické sericit-chloritické fylity s pásy zelených břidlic, které dále k JV opět

zastupují zvrásněné polohy metabazitů s výraznějšími polohami keratofyrů. V podloží ŽBVK vystupují různé typy fylitů (sericitické fylity s vložkami dolomitických krystalických vápenců modrošedé barvy, šedých až šedočerných grafitických vápenců s vložkami černých břidlic a sericit-chloritické fylity. Metabazity obsahují i tenké polohy metakeratofyrů, které odpovídají složením dacitům a v menší míře i ryolitům (foto 5B).



Foto 5A Relikty silně zploštělých polštářů tektonicky vyvlečených do vertikální pozice. Bazální část železnobrodského komplexu, skály železnobrodského vulkanického komplexu jv. od Horské Kamenice. Foto 5B. Poloha intermediálních keratofyrů, střídajících se se zelenými břidlicemi. Báze železnobrodského vulkanického komplexu jv. od Horské Kamenice.

Zirkony separované z této polohy (obr. 5B), datované U-Pb ICP MS metodou, poskytly stáří 502,8 \pm 2,7 Ma, což odpovídá svrchnokambrickému stáří této části ŽBVK.

Zelené břidlice jsou masivní až tlustě lavicovité šedozelené jemnozrné horniny (občasné s různě zachovalými relikty původních magmatických textur (amygdaloidní, brekciovitě, polštářové). Základní minerální asociaci zelených břidlic tvoří albit, chlorit, epidot, titanit, aktinolit, křemen a ruda. Při okrajích komplexu, v asociaci s fylity a krystalickými

vápenci bývají přítomny i zelené břidlice s karbonátem (Podspálov), nebo se střídají polohy fylitů a karbonátů (pruh od soutoku Kamenice s Jizerou sv. od Podspálava). Všudypřítomný rudní pigment, ojedinele ve formě i větších hypidiomorfních zrn, je zastoupen především ilmenitem, magnetitem a pyritem.

Horniny jsou složeny z porfyroblastů albitu (do velikosti 0,3 mm), které tvoří až 40 obj. % horniny a hypidiomorfního epidotu. Jemnozrnnou slabě usměrněnou matrix, (velikost lupínků v setinách mm) tvoří agregáty hnědozeleného chloritu, který se prorůstá s nepříliš hojnými drobnými jehličkami aktinolitu, které evidentně zčásti pseudomorfují původní tmavé minerály (30 obj. %). Někdy chloritická matrix s aktinolitem převažuje nad albitem a jinými porfyroblastickými minerály. V extrémním případě (zářez silnice jv. od Proseče) se vyskytují velmi tmavé masivní zelené břidlice s převahou tmavých součástek (chloritu, aktinolitu, epidotu) s relikty silně deformovaných narůžovělých klinopyroxenů s poněkud zvýšeným obsahem sodíku. V matrix jsou ještě drobná nepravidelná zrna epidotu (10–20 %), špačkovité krystalky titanitu a zrna rudy (do 5 obj. %). V některých vzorcích je přítomen křemen, který spolu s chloritem a epidotem vyplňuje pravděpodobně původní mandle a kalcit, který vyplňuje žilky, či tvoří průběžné pásy. Ve více deformovaných úsecích se vytváří břidličnatost, definovaná protažením chloritu a aktinolitu i reorientací blastů albitu, který rekrystalizuje na mozaiku drobných zrn. Aktinolit a pyroxen je přítomen v tmavších nezbridličnatých varietách metabazitů. Ve vápníkem chudých varietách bývá přítomen i rutil.

Lokalita č. 3: Vodní elektrárna v Podspálově na řece Jizeře. (N 50° 37'58,884'', E15°18'6,154''). Metadiabasy se zachovalými magmatickými strukturami a relikty metamorfózy ve facii modrých břidlic.

Vodní elektrárna v Podspálově, která byla vybudovaná v letech 1921 až 1926. podle projektu architekta Emila Králíčka. Stavbu provedla pražská firma Ing. Nejedlý, Řehák a spol. Strojní zařízení stavidel, česlic a lávek dodala firma Bratři Prášilové a spol. v Libni, turbíny firma Breitfeld a Daněk v Blansku, elektrické zařízení rozvodny firma F. Křížík. Náhon k elektrárně je veden od jezu v blízkosti galerie raženou štolou dlouhou 1323 metrů a dále zděným kanálem dlouhým 437 metrů. V roce 1998 prošla elektrárna generální rekonstrukcí. Dodnes slouží svému účelu a navíc bývá obdivována jako architektonický klenot na Riegrově stezce ze Semil do Podspálava. Právě tato hydroelektrárna je příkladem toho, jak může technika existovat v téměř dokonalé symbióze s přírodou. (zdroj: <http://www.cesky-raj.info/dr-cs/5666-vodni-elektrarna-spalov.html>)



Foto 6. Vodní elektrárna v údolí Jizery na počátku Riegrovy stezky v Podspálově (převzato z elektronického zdroje citovaného výše v textu).

Nad vodní elektrárnou je v pásmu výchozu ve svahu při okraji ŽBVK zastížena žíla metadoleritu s relikty magmatické stavby, kterou představují vyrostlice augitického pyroxenu. Magmatické minerály jsou obrůstány dlouze sloupcovitými, silně pleochroickými (bezbarvými a sytě modravými agregáty glaukofánu), který dokazuje, že i tato část KJK prodělala metamorfózu ve facii modrých břidlic a pak posléze i rekrystalizaci ve facii zelených břidlic, při níž byly minerály facie modrých břidlic nahrazovány epidotem, chloritem, aktinolitem a albitem. Dolerity vystupují pravděpodobně většinou jako ložní a možná i pravé žíly v samotných efuzivních horninách ŽBVK, ale často i jako několik metrů až desítek metrů mocná tělesa v sericit-chloritických fylitech. Rozšířeny jsou zejména v prostoru sz. od Železného Brodu. Část z nich pravděpodobně reprezentuje přírodní dráhy vulkanitů.

Pyroxenické metadolerity jsou masivní středně zrnité horniny, kde velikost zrna tmavých minerálů dosahuje nečíslně i přes 0,5 cm (např. výchozy u bývalého mlýna s. od Žel. Brodu). Skládají z augitického klinopyroxenu a albitu jako hlavních horninotvorných minerálů. Pyroxeny jsou často zčásti nebo zcela uralitizovány, nebo chloritizovány (Podspálov), jindy jako v případě pyroxenického poikilofitického metadoleritu jv. od Radčic (mimo list mapy) tvoří přes 60 obj. % horniny. V tomto případě jde o horniny kumulátové povahy. Pyroxeny jsou často obklopeny euhedráními dlouze sloupcovitými plagioklasy (albity); v

případě přechodů ke gabbofitickým texturám i tlustě tabulkovitými albity, místy při okrajích dynamicky rekrystalovanými. V případech, kdy je hornina silně deformována a rekrystalizována pak živce rekrystalizují až v jemnozrnnou mozaiku drobných novotvořených izometrických zrněk o průměru 0,0X mm. Vápník z původních bazických plagioklasů přechází do minerálů epidotové skupiny a aktinolitu, které zatlačují původní magmatické minerály nebo jsou zarostlé v plagioklasech. K primárním magmatickým minerálům patří též kostrovitě vyvinuté ilmenity, podél lamel přeměňované na leukoxen. Produktem metamorfních přeměn jsou zelenavé chlority nahrazující místy téměř zcela spolu s aktinolitem původní tmavé minerály (severní okolí Železného Brodu), kromě toho jsou i běžnou součástí základní hmoty. V některých typech metadoleritů jsou přítomny i dlouze sloupcovité prasinitické amfiboly (barroisitického složení), obrůstající chloritické pseudomorfozy po rozpadu pyroxenů a poměrně velké množství snopkovitých agregátů stilpnomelanu. Glaukofán byl nalezen pouze v metadoleritech v okolí kóty Kopanina a v tělese. sv. od hotelu v Podspálově - (foto 7). Primární hnědé magmatické amfiboly bývají přítomny i v pyroxenem bohatých doleritech.

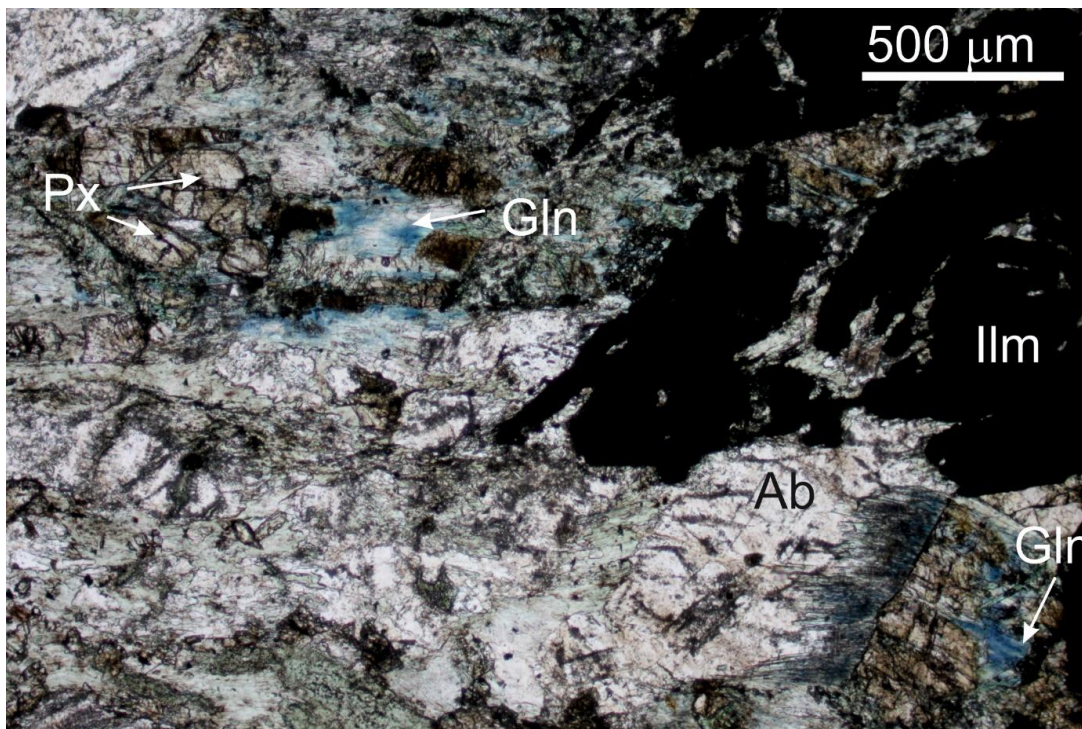


Foto 7. Jehličkovitý glaukofán zatlačující hnědorůžový magmatický pyroxen; v pravé části snímku rozpadlý, původně rovněž magmatický ilmenit. Živce v matrix rekrystalovány na jnz mozaiku izometrických zrn. Větší část glaukofánu je následně nahrazena světle zeleným aktinolitem. Paralelní nikoly.

Geochemicky představují metadolerity (metadiabasy v obr. 5) samostatnou skupinu metabazitů obohacených inkompatibilními prvky. Vyznačují se diferencovanějšími křivkami vzácných zemin v porovnání s efuzivními typy polštářových láv a zelenými břidlicemi železnobrodského komplexu v údolí Kamenice. Svým chemismem jsou srovnatelné s alkalickými bazalty oceánských ostrovů nebo vnitrodeskovými bazalty spjatými s riftogenezí. Stáří metadoleritů není známo. V úvahu připadá jejich kambro-ordovické stáří, ale není vyloučeno ani devonské stáří, jelikož podobné typy se vyskytují i v jitravské skupině na Ještědu, kde jsou vulkanity součástí sledů, jejichž stáří je doloženo paleontologicky.

Lokalita č. 4: Výchoz metaryolitu (křemenného keratofyru) železnobrodského vulkanického komplexu (N 50°37'40.483'', E 50°18'19,377'')

Těleso **metaryolitu** tvoří pravou žílu v–z. směru. Její mocnost dosahuje až první desítky m, ale je dosti proměnlivá. Nejlépe odkryta v korytě a na obou svazích údolí Jizery asi 250 m jyv. od pramenu A. Staška j. od Podspálova. Proniká do okolních zelených břidlic nebo do pestrého vulkanoklastického komplexu, v němž se střídají zelené břidlice a keratofyry. Strmě ukloněné těleso lze sledovat až do jz. okolí Proseče, kde tvoří skály v serpentínách hlavní silnice ze Semil do Železného Brodu.

Na čerstvém lomu má hornina růžovošedou až šedou barvu, je poměrně masivní, jemnozrnná a málo zbřidličnatělá. Makroskopicky lze rozlišit až několik mm velké euhedrál ní vyrostlice plagioklasu a draselného živce, které jsou často fluidálně uspořádány (foto 8). Základní hmota je velmi jemnozrnná, okem nerozlišitelná a tvořená felsickými minerály. Podle TAS chemické klasifikace odpovídá hornina ryolitovému složení (přes 70 hm. % SiO₂, suma alkálií až 4,7 hm. %).

Ve výbruse jde o porfyrickou dynamofluidálně usměrněnou horninu místy až s nevaditickou strukturou, kde tenké až tlustě sloupcovité, často zdvojitělé vyrostlice albitu i draselného živce, jsou tokem magmatu přednostně uspořádány (Foto 8). Větší vyrostlice bývají během deformace duktilně deformovány a slabě rekrystalovány, původní plagioklas byl nahrazen albitem. Relikty bipyramidálních vyrostlic křemene jsou většinou silně rekrystalované, někdy až vřetenovitě vytažené. Matrix je velmi jemnozrnná, většina zrn základní hmoty má průměr pod 0,01 mm. Matrix tvoří izometrická, od sebe obtížně rozlišitelná zrna křemene a albitu a pravděpodobně i draselného živce. Mezi nimi jsou rozptýleny drobné lupínky sericitu a chloritu, který vznikl při metamorfóze a také zakalené anhedrál ní agregáty epidotu (5-8 %), které se hromadí při okrajích plagioklasových

zrn. Poměrně velké množství epidotu ukazuje, že živce měly původně vyšší obsah anortitové komponenty. Ojediněle se epidot vyskytuje i ve formě velkých subhedrálních zrn o velikosti 0,2 mm. Akcesoricky jsou v matrixu rozptýlena anhedrální zrna ilmenitu.

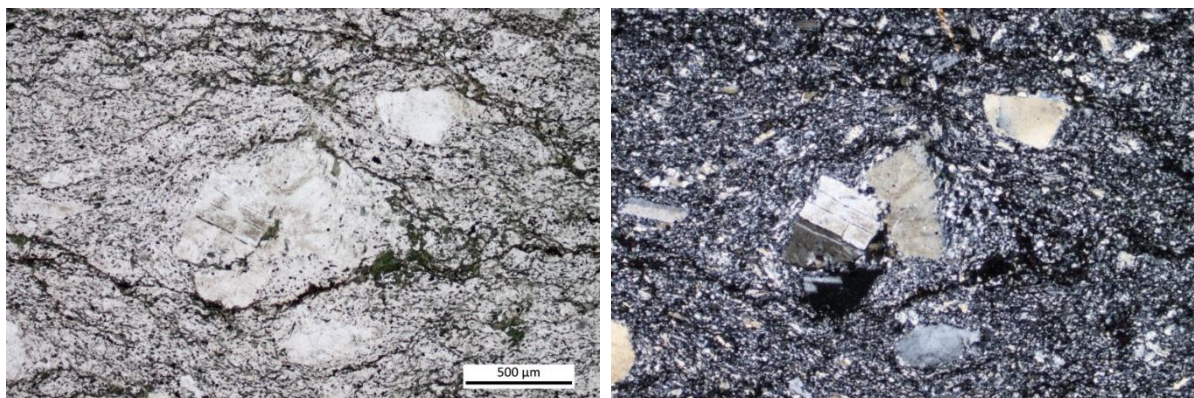


Foto. 8. Vyrostlice křemene a albitického plagioklasu v jemnozrnné felsitické matrix tvořené křemenem a živci. Skála v korytě řeky Jizery 600 m jv. od železniční zástávky v Podspálově. Vlevo: jeden nikol; vpravo: zkřížené nikoly;

Lokalita č. 5: Skalní defilé v okolí tzv. Böhmovy vyhlídky (N50° 37' 18,627'' E 15° 18' 9,462''). Střídání silně deformovaných bazických, intermediálních až kyselých hornin železnobrodského vulkanického komplexu (zelené břidlice, metadacity až metaryolity – (keratofyry).

Zelené břidlice a keratofyry (metadacity až metaryolity) ŽBVC tvoří druhý několik set metrů široký pruh v nadloží tufitických fylitů s pásy zelených břidlic (viz mapa na obalu průvodce). Na JV jsou v tektonickém kontaktu se starším fylonitizovaným bitouchovským metagranitem. Různě mocná tělesa zelených břidlic jsou místy tektonicky zapracována i do metagranitu, čehož si můžeme všimnout i na turistickém chodníku Riegrový stezky. Obě horninové skupiny se střídají v dm až několikametrových polohách a jsou detailně provrásněny mladšími vrásami sv–jz. směru. Proto se uklánějí na některých výchozech k SZ, jinde k JV. Rozšířeny jsou mezi osadou Janeček sv. od Spálova, sv. okolím osady Smrčí u Semil, kde se noří pod reliktu fluviálních terciérních sedimentů, na kterých spočívají místy pyroklastika bazanitů a na nich pak rozsáhlé lávové proudy.

Keratofyry jsou velmi jemnozrnné většinou šedé, šedofialové, někdy šedozeleňé, při navětrání žlutošedé. Tufogenní horniny jsou výrazně páskované (např. výchozy kolem Böhmovy vyhlídky na Riegrově stezce sz. od Bítouchova): Původní lávy jsou masivnější a méně výrazně zbřidličnatělé. Podle chemické klasifikace TAS (Le Bas et al. 1986) odpovídají svým složením dacitům, ryodacitům až rylitům. Obsahy SiO₂ se pohybují od 60 do 75 hm. %, Na₂O výrazně převažuje nad K₂O.

Pouze ojediněle jsou makroskopicky patrné reliktní magmatické vyrostlice plagioklasu (původní bazičtější živce nahrazeny albitem) a u kyselejších metaryolitů i křemene. Největší tělesa, poměrně silně zvrásněných páskovaných keratofyrů tvoří až několik desítek metrů vysoké skály (např. Böhmová vyhlídka), Krkavčí skála, kde se střídají se zelenými břidlicemi s reliktly polštářových láv – (Fediuk 1962).

Keratofyry se od zelených břidlic, které mají bazaltické složení, liší podstatně vyššími obsahy SiO_2 (většinou nad 60 hm. %), někdy přecházejí až do křemenených keratofyrů (metaryolitů). Jelikož je obtížné bez chemické analýzy určit zda jde o metadacit, metaryodacit, případně až metaryolit, tak byl pro tyto páskované horniny použit starší název keratofyr. Vyšší obsah křemene se projevuje přítomností křemene převážně v matrix. Ve vyrostlicích naopak křemen většinou chybí. Vyrostlice v keratofyrech tvoří většinou plagioklasu albitového složení. Keratofyry mají také vyšší obsahy chloritu a minerálů epidotové skupiny (místy až 20 obj. %. Průměrná velikost zrna u matrix keratofyrů se pohybuje pod 0,01 mm. Kromě velmi jemnozrnných anhedrálních agregátů epidotu bývají přítomna i větší subhedrální až euhedrální porfyroblasty epidotu, které jsou i v optickém mikroskopu výrazně zonální. V bazičtějších typech keratofyrů je v jehličkovité formě přítomen i aktinolit, který se v matrixu prorůstá s chloritem. Keratofyry jsou prosyceny drobnými zrny rudy (ilmenitu), který jim spolu s chloritem dává tmavší barvu, než mají ryolity. Akcesoricky jsou v některých keratofyrech přítomna zrna karbonátu, které zatlačují živce. Podle chemismu a poměrů Sr-Nd izotopů jsou keratofyry plášťovými diferenciáty bazických magmat a jsou komagmatické s tholeiitickými bazalty, ze kterých vznikla část zelených břidlic. Liší se tedy výrazně od jiných typů kyselých metavulkanitů (porfyroidů), které jsou naopak krustálními taveninami.

Lokalita č. 6. Skalní defilé na pravém břehu Jizery u přírodního tunelu k vodní elektrárně Podspálov (začátek kaňonu Jizery na Riegrově stezce) – N 50° 37' 1,81'' E 15° 18' 30,881''. Metadiorit a albitický silně deformovaný (fylonitizovaný) alkalicko-živcový metagranit (bítouchovský) ~ 540 ± 10 mil. let (neoproterozoikum až kambrium)

Amfibolický metadiorit tvoří drobné tělíčko uvnitř fylonitizovaného bítouchovského metagranitu u jezu a přírodní štoly pro vodní elektrárnu v Podspálově. Přesné rozměry tělesa nelze zjistit, ale má elipsoidálně protažený tvar a v kratším směru mocnost maximálně do 10 m. Je uzavřeno ve velmi heterogenně deformovaném alkalicko-živcovém, místy silně zbřidličnatějším (fylonitizovaném) metagranitu. Stáří tělesa bylo stanoveno U-Pb metodou na zirkonech na 540 Ma, tudíž se v rámci chyby překrývá se stářím metagranitu, jehož stáří určil

Zelazniewicz et al. (2004). Původně intruzivní kontakty s granitem byly modifikovány během variských střížných deformací, zejména během deformační fáze D3, při níž vznikly vrásy sv.-jz. směru, které vrásní starší foliační systémy. V lokalizovaných doménách se silným přepracováním vzniká nový systém ploch břidličnatosti, sv. -jz. směru, který se většinou uklání k JV.

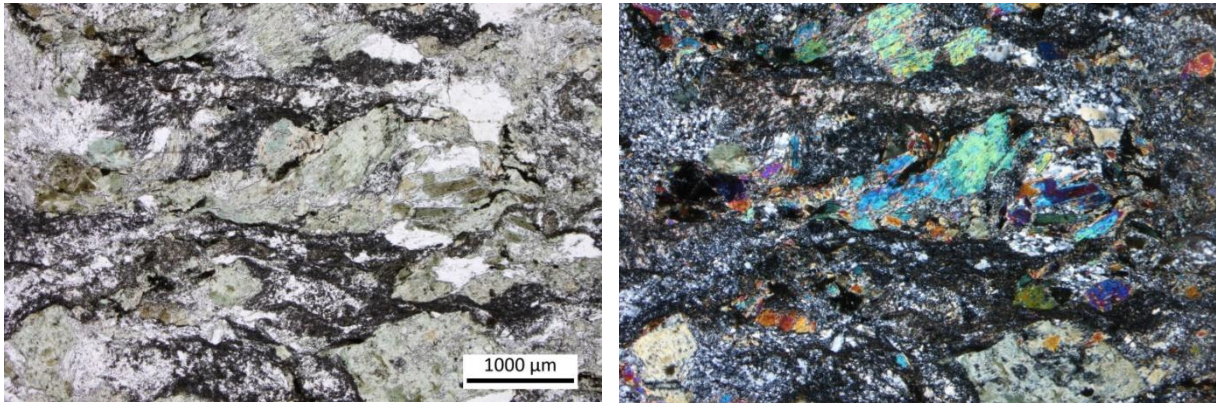


Foto 9. Amfibolický metadiorit, Riegrova stezka u Semil Porfyroklasty světle zeleného aktinolitického amfibolu v jemnozrné mylonitické matrix tvořené v převážné části rekrystalovanými plagioklasy, epidotem, chloritem a řídkce zastoupeným křemem s typickými rekrystalovanými okraji. Vlevo: jeden nikol; vpravo: zkřížené nikoly;

Hornina je složena z původně hnědozeleného primárního magmatického amfibolu, který tvořil původní vyrostlice, nyní vřetenovitě vytažené v mírně asymetrické porfyroklasty. Původní amfibol je rekrystalován v bezbarvý až světle zelený metamorfní aktinolitický hornblend, při okrajích zrn až v dlouze sloupcovité až jehličkovité aktinolit. Porfyroklasty tvoří i rekrystalované a silně albitizované plagioklasy, které uzavírají jehlice aktinolitu a chlority. Při okrajích albitizovaných živců okrajích bývá nahlučen epidot, který místy vytváří i subhedrální špačkovitá zrna. Primárním magmatickým minerálem je i euhedrání ilmenit, který je při okrajích přeměňován během metamorfózy na titanit (leukoxenizace). Poměr porfyroklastů amfibolů a plagioklasu vůči matrixu kolísá v závislosti na intenzitě deformace, ale většinou je matrix k porfyroklastům přibližně v poměru 1:1.

Matrix je složen z dynamofluidálně uspořádaných agregátů zrn albitu, chloritu, jemnozrného aktinolitu, rudních inkluzí a anhedrálních nahlučenin epidotu. Minerály matrixu obtékají porfyroklasty amfibolů a albitu. Akcesoricky jsou v matrixu přítomna i jemně rekrystalovaná zrna křemene a apatit a rudní minerál (většinou ilmenit).

Fylonitizovaný alkalicko-živcový metagranit (bítouchovský) tvoří až 2 km dlouhé a 1 km široké těleso mezi Bítouchovem u Semil a severovýchodním okolím Záhoří. Na SZ se tektonicky stýká

s vulkanickými horninami ŽBVK, na JV je zlomem odděleno od spodnopermských slepenců semilského souvrství podkrkonošské pánve. Na levém břehu Jizery při jejím vtoku do kaňonu jsou v nadloží granitu sericitické fylity s vložkami kvarcitických fylitů a vápenců.

Sz-jv. zlom v údolí sz. od Chuchelné u Semil ukončuje těleso bítouchovského metagranitu na JZ vůči různým typů fylitů. Porfyroklastické partie, se zachovalými živci až cm velikosti, jsou zachovány při východním okraji tělesa u chatové osady na okraji Bítouchova. Metagranit je většinou okrově žlutý až šedožlutý, heterogenně deformovaný, na styku s horninami ŽBVK až fylonitizovaný a připomíná fylitické horniny, s tím rozdílem, že světle žlutě zvětrává a má relikt živců. Střední část je aplitická, jnz až středně zrnitá, navíc silicifikovaná, proto je pevnější než okolí a vytváří soutěsku s vysokými skalami po obou stranách toku Jizery. Na výchozech na okraji lesa z. od okraje Bítouchova jsou naopak odkryty partie tělesa, které mají hrubě porfyroklastickou stukturu s porfyroklasty živců až 1,5 cm velkými a strmě ukloněnou mylonitickou foliací (foto 2-3). Petrografii tělesa charakterizoval ve své práci o ŽBVK Fediuk (1953).

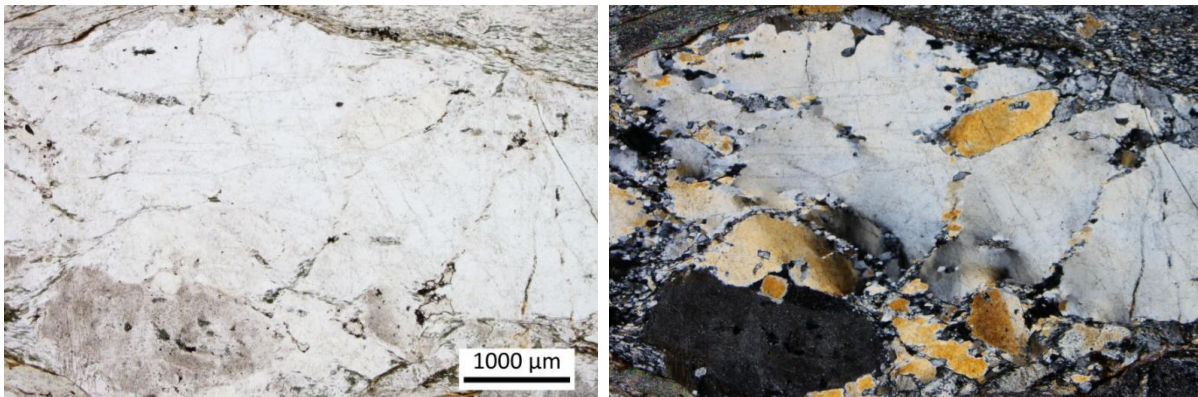


Foto 10. Porfyroklast křemene a albitického plagioklasu (vlevo dole) v alkalicko-živcovém bítouchovském metagranitu. Porfyroklast je obtékán jnz mylonitickým matrixem s pásy jnz sericitu (levý horní roh). Výchozy na západním okraji Bítouchova u Semil. Vlevo: jeden nikol; vpravo: zkřížené nikoly;

Většina fylonitizovaných metagranitů se vyznačuje páskovanou až laminovanou stavbou. Páskování je dáno deformační a metamorfní segregací křemene, jehož zrna jsou rekrystalována v čočky až pásy, často rozpuhané a vyhojené žilkami palisádovitěho křemene. Ty se střídají se slídou bohatými pásy a s roztýlenými drobnými zrnky živců, křemene, lupínky světle zeleného chloritu a rudy. V obou typech pásek plovou silně zploštělé, protažené porfyroklasty draselného živce nebo albitizovaných plagioklasů, které jsou přinejmenším zčásti dynamicky

rekrytalované, zejména při okrajích zrn. V intenzivně deformovaných fylonitech, kde zbylo jen velmi málo porfyroklastů převažuje jemnozrnná mylonitická základní hmota, která je místy i zvrásněna do zalomených mikrovrásek a kinků. Velikost porfyroklastů zaoblených rotací v mylonitické foliaci se pohybuje od 0,1 mm až do 1,5 cm v méně postižených, původně porfyrických faciích horniny. Analýza slíd na elektronové mikrosondě prokázala zvýšený obsah fengitické a paragonitické komponenty v muskovitu, což dokládá, že i tato hornina prodělala před reekvilibrací v podmínkách facie zelených břidlic deformaci za zvýšených tlaků a nízkých teplot. Také stáří chladnutí metamorfních slíd (345 Ma: Ar–Ar, Marheine et al. 2002) ze vzorku pocházejícího z bítouchovského granitu, je vyšší než běžné stáří z fylitů, což přes rekrytalizaci fengitu na muskovit ukazuje, že hornina prošla s největší pravděpodobností stádiem modré břidlice.

Lokalita č. 7: Skalní defilé v zářezu silnice z Bítouchova do Semil – N 50° 36'20,786'', E 15° 19' 57,294''. Svrchnokarbonské slepence až brekcie báze podkrkonošské pánve (semilské s. – pensylván – stephan C)

Semilské souvrství je v této okrajové části podkrkonošské pánve jejím nejstarším souvrstím, které diskordantně nasedá na zvrásněné a metamorfované horniny KJK. Za nízkého vodního stavu Jizery je možno nasedání červených slepenců až brekcií tohoto souvrství pozorovat v korytě Jizery na z. okraji Bítouchova. Místy je kontakt krystalinika modifikován zlomy (z. okraj Bítouchova). Na poměrně rozsáhlých výchozech mezi Bítouchovem a Semily převládají červenohnědé nebo šedavé hrubozrnné, někdy až balvanité nevytříděné petromiktní slepence s ojedinělými valouny až dm velikosti. Střídají se s méně zastoupenými středně zrnitými slepenci, vyjímečně s konglomeratickými pískovci. Valounové složení je velmi variabilní, převažuje lokální materiál krystalinika. Nejčastějšími klasy jsou valouny a ostrohranné střípky různých typů zvětralých a alterovaných fylitů, sekreční křemen, kvarcity, metabazity, buližníky, méně bývají zastoupeny různé typy rul, zřídka granitoidy; Na výchozech v údolí Vošmendy u Podbozkova lokálně převažují valouny bělavých krystalických dolomitických vápenců. Základní hmotu slepenců tvoří nejčastěji drobovité, někdy arkózovité pískovce a droby s drobnými klasy fylitů, břidlic a kvarcitů. Tmel je místy karbonátový, místy jílovitý, příp. jílovito-karbonátový. Hrubší slepence mají nevýraznou vrstevnatost, uklánějící se pod malými úhly směrem do pánve. Přestavují sedimenty plošných splachů, výplavových kuželů transportované na krátkou vzdálenost ze svahů podložního KJK.

Lokalita č. 8: Skalní defilé u autobusové zastávky v Loužnici na silnici Železný Brod – Tanvald N 50°40'51",17", E 15° 16' 4,929". Metagabro s relikty původní magmatické minerální asociace metamorfované ve facii zelených břidlic (patrně devonského stáří).

Amfibolizované pyroxenické metagabro. Tvoří drobná čočkovitá tělesa, deformací protažená v SZ-JV směru na silně tektonizovaném kontaktu mezi pokrývačskými fylity a chlorit-sericitickými fylity s příměsí bazického metatufu. Maximální nepravá mocnost tělesa v zářezu silnice v Loužnici dosahuje až 120 m. Metagabra představují masivní šedozelené až černozelelé středně zrnité až hrubozrné horniny, místy s hrubozrnnými partiemi, kde velikost amfibolů přesahuje i 1 cm. Mají obvykle nevýrazně vyvinutou foliaci, místy jsou až všesměrné. Tyto partie horniny se rozpadají na elipsoidální balvany někdy až 1 m velikosti. Na obou větších tělesech u Loužnice a sz. od Radčic lze pozorovat, že okraje tělesa jsou jemnozrnější často až s gabrofitickými strukturami, zatímco středy těles obsahují hrubozrnější partie s vyrostlicemi pyroxenů a amfibolů. Rozdíly v zrnitosti jsou navíc místy zvýrazněny pásmy lokalizované deformace, kde jsou ve střížných zónách metagabra přeměněna na chlorit-aktinolitické břidlice (např. v loužnickém tělese).

Složení metagaber je značně závislé na stupni metamorfních přeměn. Většinou obsahují směs minerálů magmatického stádia vývoje a metamorfní rekrystalizace horniny. Méně přeměněné typy obsahují primární magmatický narůžovělý krátce tlustě sloupcovitý klinopyroxen blízký augitu, relikty hnědavého titanem bohatého amfibolu a kostrovité hypidiomorfní krystaly ilmenitu, primární tvary si zachovávají i tlustě tabulkovité živce, které však podlely saussuritizaci. K metamorfním minerálům, které vznikají při metamorfních pochodech, patří světle zelený uralitický amfibol, vznikající na úkor pyroxenu, alkalický modrofialový amfibol (crossit), epidot, aktinolitický jehličkovitý amfibol, jehličkovité agregáty stilpnomelanu, chlorit a titanit (leukoxen). Na mikrosondě byly identifikovány i drobné domény, jejichž složení odpovídalo sodnému pyroxenu. Metamorfní minerály jsou produktem nejméně dvou metamorfních stádií, staršího stádia metamorfózy, která se odehrávala v podmínkách modrých břidlic a mladší reekvilibrace ve facii zelených břidlic. Pyroxen-amfibolické metagabro sz. od Radčic se skládá až z 30 až 40 % narůžovělého často poikilitického pyroxenu, po trhlinách a po okrajích zčásti amfibolizovaného, který v matrix má často dlouze sloupcovitý vývoj. Podíl amfibolu je mezi 10 až 20 %. Pyroxeny jsou uzavírány všesměrně orientovanými tlustě tabulkovitými albitickými plagioklasy (kolem 30 %), které jsou v deformovaných partiích rekrystalovány v mozaiku velmi jemnozrných zrn, jejichž růst však sleduje původní krystalografické plochy. V plagioklasech je uzavíráno

značné množství jehliček aktinolitického amfibolu a xenomorfní agregáty epidotu (až 5–7 %). Kostrovité ilmenity jsou podél lamel leukoxenizovány, uzavírají podobně jako pyroxeny lišty plagioklasů.

V silněji amfibolizovaných partiích ubývá podílu pyroxenů, roste podíl světle zeleného uralitu, který místy zcela převažuje. Hrubozrnné partie metagabra od Loužnice naopak obsahují více dlouze sloupcovitého amfibolu, reliktní pyroxenu je málo. Živcem bohatší a alkaličtější partie metagabra od Loužnice obsahují více reliktní modrých amfibolů v lemech uralitických amfibolů, velké množství jehličkovitého stilpnomelanu v matrix a vyšší podíl epidotu, který často roste v blízkosti nebo přímém kontaktu s ilmenitem. Zelený chlorit, prorůstající se s jehličkovitým amfibolem, vzniká na úkor starších amfibolů a pyroxenů.

Geochemicky mají metagabra nejbližší k serpentinizovaným utrabazickým horninám a některým doleritům (Patočka et al. 2000). Na rozdíl od nich jsou kyselejší (obsahy SiO_2 kolem 46 až 48 %), obsahy vzácných zemin se pohybují v řádu mezi 120–140 ppm. Diferenční trendy vzácných zemin a vybraných stopových prvků jsou však shodné. Jde proto o horniny, které jsou patrně diferenciaty jednoho výchozího magmatu. Petrograficky bylo již dříve popsáno Fediukem (1962).

Lokalita č. 9: Opuštěný a zčásti zatopený lom 0,5 km od křižovatky v obci Jílové u Držkova (N 50° 40' 6,836'', E 15° 17' 19,324''). Sericiticko-chloritické fylity s chloritoidem (pokryvačské) s výskyty různorodých ichnofosilií a nálezem plže rodu *Bellerophon*, indikující ordovické stáří pokryvačských fylitů.

Opuštěný lom Tlukačka u Jílového je významný tím, že zdejší pokryvačské sericit-chloritické fylity poskytly nejbohatší nálezy ichnofosilií (foto 12). Lom byl založen k monoklinálně k S zapadajících vrstvách fylitů, v nichž metamorfní foliace je přibližně paralelní s primární sedimentární vrstevnatostí, což dalo předpoklad pro zachování zkamenělin, i když horniny byly poměrně silně metamorfovány. Navíc jsou zde fylity litologicky poměrně homogenní, takže v horninovém komplexu nejsou snadno vrásnitelné anizotropní polohy nebo laminy jako v jiných typech fylitů.

První nálezy ichnofosilií byly popsány Chaloupským a Chlupáčem (1984) a později další nové ichnorody Chlupáčem (1997). Nové nálezy amatérského sběratele Martina Součka, poskytly, kromě velmi dobře zachovalých ichnofosilií ichnotaxonů *Teichichnus stellatus*, Baldwin 1975 (foto 12A,B), *Phycodes (palmatus)* (foto 12C) a patrně *Megagraption* (foto 12D) *irrelugare* Ksiaskiewicz, 1968) také nový nález silně deformovaného gasropoda (plže) rodu *Belerophon* (foto 12E). Nález plže by nasvědčoval ordovickému stáří těchto pokryvačských

fylitů, podobně jako geochemická charakteristika, která těchto hornin, která se shoduje s Th bohatými horninami, které se v Českém masivu vyskytují v řadě jednotek (Kundrát, Lepka 1998). Asociace ichnotaxonů pak odpovídá málo dynamickému prostředí s bahnitým dnem a patrně i větší hloubkou, neboť mělkovodní typy ichnotaxonů jsou málo zastoupeny (Chlupáč 1997).

Chlorit-sericitické a sericit-chloritické fylity jsou tence břidličnaté, většinou rovnoploše štípatelné šedo zelené fylity složené z proměnlivého množství křemene, tmavě zeleného chloritu, sericitu a jemně rozptýlené rudy z větší části většinou krátce sloupečkovitého ilmenitu. V silněji rekrystalovaných typech, nebo zejména v blízkosti těles vyvřelých hornin (metagranitů, metadoleritů) jsou hojněji přítomny i drobné izometrické porfyroblasty albitu. V typech laminovaných sericiticko-chloritických fylitů (původně siltových břidlicích až jemně písčitých břidlicích) se vyskytují dlouze sloupcovité až tyčinkovité porfyroblasty chloritoidu, často zčásti nebo zcela pseudomorfované sytě žlutozeleným železem bohatým chloritem. Chlorit-sericitické a sericit-chloritické fylity jsou základní horninou Chaloupského et al. (1989) radčické skupiny, rozšířené v SZ, S a částečně sv. okolí Železného Brodu (viz obr. 2). Jejich rovnoploché, dobře štípatelné variety, byly v pásu mezi Alšovicemi a Jílovým těženy jako tzv. železnobrodské pokrývačské fylity i pro obklady interiérů.

Převažujícím minerálem fylitů je většinou velmi jemně šupinatý muskovit (sericit 0,0X–0,X mm), jehož drobné lupínky spolu s doménami bohatšími křemenem definují foliaci.

V řadě případů agregáty sericitu, prorůstajícího se s chloritem, tvoří až 75–80 obj. % horniny. Zbytek tvoří izometrická zrnka křemene 10–15 obj. % o maximální velikosti do 0,1 mm a jemně rozptýlené rudní minerály do velikosti 0,02 mm. Masivnější typy těchto fylitů se vyznačují střídáním fylosilikátových a křemenných domén, obsah křemene v nich vzrůstá až na 30 obj. %, přičemž většina zrn je soustředěna do téměř monominerálních lamin s drobnými porfyroblasty chloritu. Průběžnost monominerálních pásků je často porušena budináží nebo vznikem většinou krenulační kliváže, šikmé k původnímu litologickému páskování.

Zrna křemene jsou v případě této variety fylitů převážně zploštělá a zčásti rekrystalovaná. Chlorit tvoří převážně xenomorfní nebo hypidiomorfní porfyroblasty, nepravidelně rozptýlené v jemnozrnnější matrix. V případě silně tektonizovaných vzorků tvoří chlorit spolu se sericitem souvislé pásy protažené paralelně s břidličnatostí. V nejsilněji deformovaných fylitech v zónách lokalizované deformace, bývají přítomny až 0,X mm velké blasty albitu, často s vyvinutými asymetrickými tlakovými stíny, v nichž krystaluje křemen a chlorit.

Chloritoid (foto 11) spolu s Na-bohatým muskovitem až paragonitem, představují reliktně zachované minerály starší parageneze spjaté s nízkoteplotní vysokotlakou metamorfózou. Stilpnomelan vzniká rozpadem chloritoidu a fengitických slíd během poklesu tlaku, spjatého s exhumací fylitů. V horninách silněji přepracovaných v podmínkách facie zelených břidlic bývají tyto minerály pseudomorfovány v případě chloritoidu chloritem, paragonit je nahrazován muskovitem.

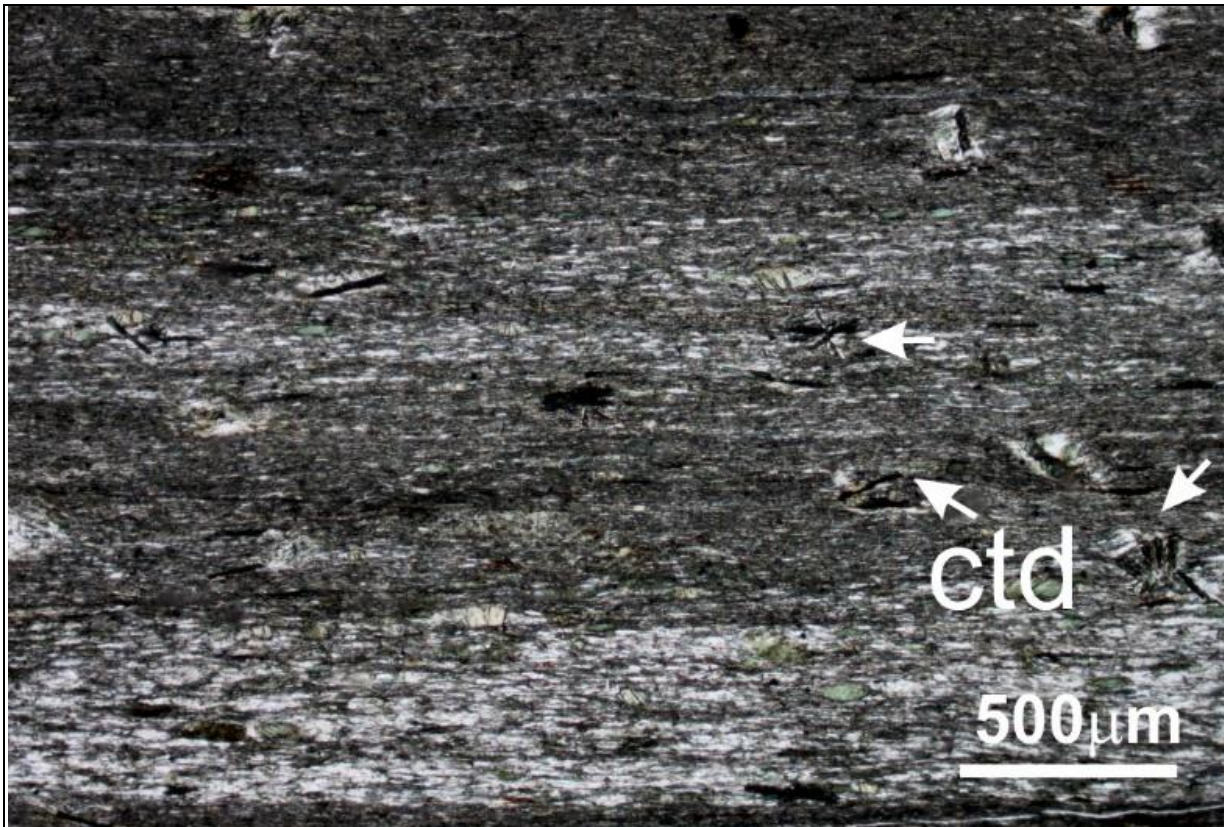


Foto 11. Křížovitě se prorůstající blasty chloritoidu, zčásti již pseudomorfované chloritem v chloritoid-chlorit-sericitickém tence laminovaném fylitu pokrývačského typu. Výchozy u silnice z Horské Kamenice do Jesenného.

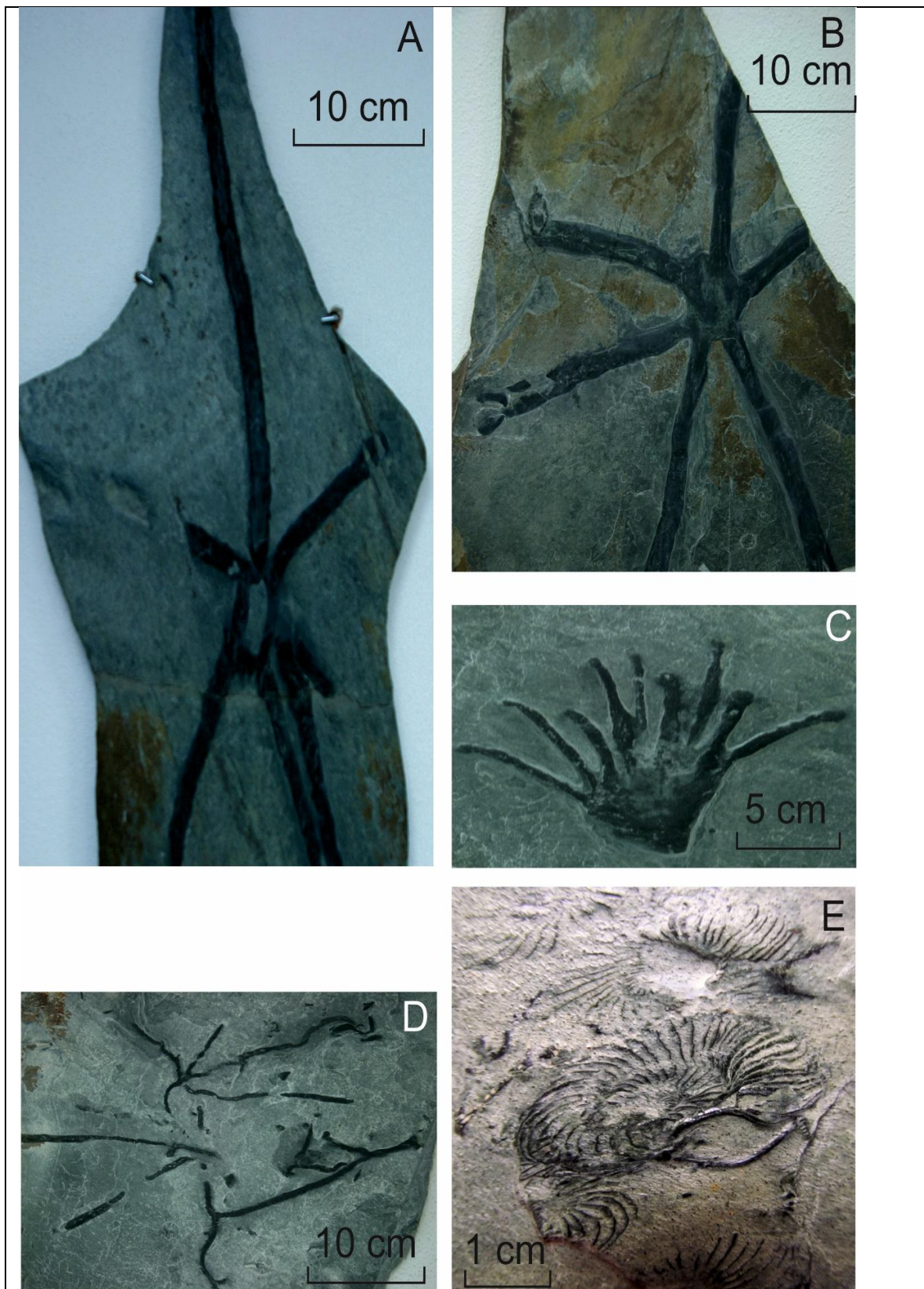


Foto 12. Ichnofosílie (stopy po životní činnosti organismů) nalezené v pokrývačských fylitech v lomu Tlukačka u Jílového u Držkova (A-D). Ojedinelý nález zploštělého gastropoda rodu *Bellerophon* (E). Materiál ze sbírek Chlupáčova muzea PŘF UK, darovaný Martinem Součkem.

Lokalita č. 10: Výchozy v korytě Kamenice na j. okraji Tanvaldu. N 50°43'48,364'' E 15°18'53,387''. Kontaktně přeměněné muskovit-biotické rohovce, místy s andalusitem a cordieritem na kontaktu krkonošsko-jizerského plutonu (hranice tanvaldského a libereckého typu).

Kontaktní rohovce vznikají na kontaktu tanvaldského granitu, vystupujícího např. v zářezu žel. trati i obou stranách údolí Kamenice j. od Tanvaldu. Kontaktní aureola v kontaktu tanvaldského typu má maximálně několik set metrů. Dále k severovýchodu na území města je v kontaktu s fylity již hrubozrný porfyrický jizerský granit až granodiorit, který má např. v údolí Jizery aureolu až 2 km širokou. Jelikož je nebezpečné ve větší skupině si prohlížet výchozy v zářezu žel. trati, tak si prohlédneme výchozy na balvanech v korytě Jizery. Pás kontaktních rohovců se táhne šikmo přes údolí řeky, které se v místě kontaktu nápadně zužuje, jelikož kontaktní horniny jsou odolnější vůči zvětrávání než fylity, které tvoří údolí po obou stranách Velkých Hamrů. Pásmo skalních, až 10 m vysokých výchozů tvořených rohovci se táhne až na vrchol strmého hřbetu z. od okraje Českého Šumberka v. od Tanvaldu.

Lokalita reprezentuje různé typy kontaktních rohovců vnitřní části kontaktní aureoly pozdně variského, cca 320 až 312 Ma starého KJP (Marheine et al. 2002; Žák et al. 2013), které vznikly z různých typů již dříve varisky regionálně metamorfovaných fylitů. Jedná se převážně o poměrně masivní, střednězrnité až hrubozrné šedočerné muskovit-biotit-andalusit-cordieritické rohovce (foto 13). Přestože byly horniny kontaktně metamorfovány, na výchozech lze vidět reliktů místy až izoklinálně zvrásněnou starší regionální metamorfní foliaci, která generelně upadá pod úhlem 20-30°k JV. Foliace je definovaná střídáním pásků bohatých křemenem s doménami bohatšími slídami. Složená metamorfní foliace je diskordantní vůči granitům plutonu, které do ní pronikly v době, kdy již odeznívaly procesy duktilní deformace. Přesto lze ve výbrusech pozorovat duktilně křehké deformace minerálů kontaktní aureoly, zejména např. drobné zalomené vrásky (foto 13). Porfyroblasty andalusitu a cordieritu, jejichž velikost místy přesahuje až několik mm, jednak mimeticky rostou podle preexistujících foliačních ploch, zčásti však příčně přerůstají starší foliační systém. Velké porfyroblasty sericitizovaného andalusitu i pinitizovaného cordieritu vyvětrávají z povrchu skal a bloků, čímž na povrchu skal vznikají charakteristické prohlubně. Ze studia výbrusového materiálu je parné, že jsou přítomny dva genetické typy andalusitu, starší sericitizovaný a čerstvý pleochroický narůžovělý andalusit bez známek přeměn. Přítomnost deformačních struktur v minerálech kontaktní aureoly svědčí o násilné intruzi KJP, která vyvolala deformaci a částečnou deformaci pláště plutonu.

V kontaktní zóně tanvaldského granitu se mezi Rádlem a Velkými Hamry v aureole vyskytují i polohy metabazitů, které byly kontaktně přeměněny na velmi jemnozrnné amfibolické rohovce, které byly již v neolitu používány na výrobu kamenných nástrojů. Bylo prokázáno, že tyto nástroje byly z míst výroby transportovány až několik stovek km daleko (Šída, Kachlík 2009) např. do Porýní.

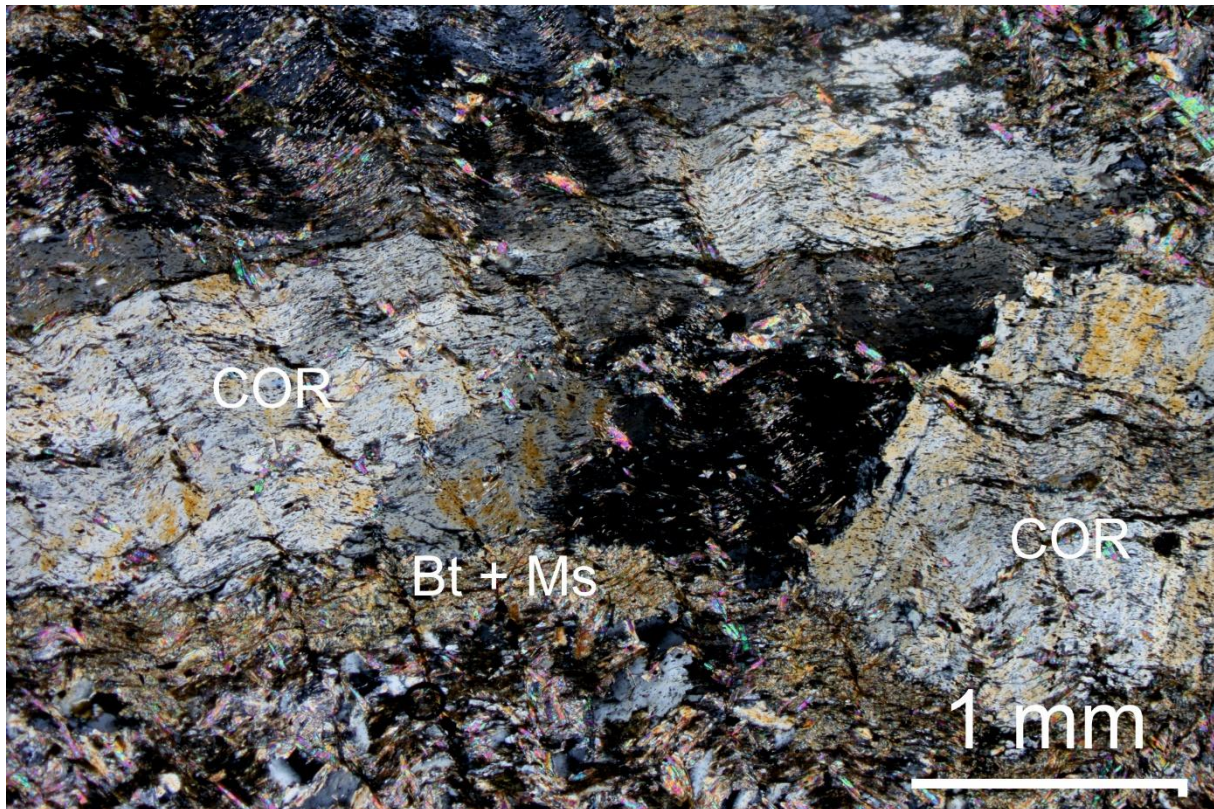


Foto 13. Muskovit-biotit-cordieritický rohovec s andalusitem. Poikilitické blasty cordieritu rostou šikmo k původní laminaci definované pásy bohatými jemně šupinatým rekrystalovaným muskovitem. Porfyroblast cordieritu je deformován, dochází k jeho částečné rekrystalizaci a vzniku pásů zalomení až krenulačních vrásek. j. od Šulíkovy skály u Českého Šumberka; zkřížené nikoly.

Lokalita č. 11. Výchozy na kótě 959,1 Hvěda pod rozhlednou Štěpánka u Příchovic. Mylonitizované kambro-ordovické granity v blízkosti kontaktu s granity variského krkonošsko-jizerského plutonu.

Poslední lokalita leží rovněž v blízkosti kontaktu krkonošsko-jizerského plutonu s metasedimenty jeho pláště, ale na rozdíl od předchozí lokality, na vrcholu kóty vystupují různé typy mylonitizovaných svrchnokambrických metagranitoidů, které jsou při západním ukončení v-z. protaženého těles silně zbrídlíčnatělé a detailně provrásněné a připomínají až svory, jen s tím rozdílem, že se nerozpadají na tenké úlomky či šupinky, ale na větší bloky. Na

opačném konci v údolí Jizery, kde se těleso rozšiřuje, nacházíme partie s reliktními magmatickými stavbami s vyrostlicemi živců až několik cm velkými.. Metamorfní složená foliace se v okolí kóty Hvězda uklání mírným úhlem většinou směrem od kontaktu s plutonem. Zatímco na výchozech, v důsledku silného drcení původních minerálních součástí, se hornina velikostí zrna blíží fylitům až svorům, v některých méně deformovaných partiích, které lze vidět v dláždění turistického chodníku nebo v balvanech svezených pod rozhlednu, zůstávají zachovány až několika centimetrové porfyroklasty částečně rekrystalovaného draselného živce, výjimečně i plagioklasu. Ty většinou plavou v dynamicky fluidálně uspořádané jemnozrnné mylonitické matrix tvořené křemenem, jemně šupinkatým muskovitem, chloritem a jemně rozptýleným opakním minerálem. V některých vzorcích je patrná rekrystalizace v důsledku prohřátí jizerským granitem až granodioritem: Mezi kontaktní minerály patří sytě hnědý biotit, místy přerůstající mylonickou foliaci a také drobné agregáty andalusitu. Mylonitizované kambroordovické granitoidy, datované na Tomášových vrších z. od Pasek nad Jizerou U-Pb metodou vykazují stáří přibližně 503 Ma, tj. svrchonokambrické stáří, podobně jako hlavní tělesa jizerských a krkonošských ortorul. Tělesa granitoidů mezi Příchovicemi a Rokytnicí n. Jizerou vytvářejí velkou, k západu se uzavírající vrásovou strukturu s přibližně vsv-zjz. osou, která vznikla pravděpodobně během nejstarší deformační fáze. Původně strmé plochy metamorfní foliace S₁, jsou převrasňovány mladšími vrásami F2, které mají často ležaté osní roviny a místy se v nich vytváří dominantně mladší foliace S2 nesoucí výraznou zsz-vjv. Lineaci roztažení. Tato plochá foliace je zejména v kontaktní zóně deformována plochými otevřenými vrásami, jejichž osy jsou paralelní s kontaktem plutonu.

Z rozhledny je vidět sz. část krkonošsko-jizerského plutonu, který je tvořen několika samostatnými poměrně mělkými intruzemi, které vznikaly v různém tektonickém režimu (Žák et al. 2013). Nejstarší tanvalský granit je rozšířen na jihu plutonu, kde tvoří hřbet Černé studnice jižně od Jablonce nad Nisou. Poněkud mladší je intruze libereckého porfyrického biotitického granitu, který ve stratifikovaném krbu zaujímá pozici v liberecké kotlině, depresi Oldřichovského sedla a údolí Smědé v okolí Hejnic. Na rozhraní libereckého a jizerského typu vystupuje poměrně nesouvislá tenká poloha hybridního fojtského granodioritu, bohatého na mafické mikrogranulární enklávy, což dokládá míšení bazičtějšího a kyselejšího magmatu v magmatickém krbu. Nejvyšší partie Jizerských hor pak buduje jizerský granit až granodiorit, pro něž jsou na rozdíl od předchozích členů suity KJP subhorizontální magmatické tokové stavby a zsz. – vjv. magmatické lineace, které dokládají, že došlo k reorientaci napětového pole

v průběhu intruze. Intruze tanvaldského a libereckého typu vykazují intruzivní stavby, kde magmatická foliace i lineace jsou paralelní s kontaktem. Z toho je patrné, že hrálo roli ochlazování plutonu vůči jeho plášti.



Foto 14: Izoklinální ležaté vrásy ve fylonitizovaných metagranitech. Výchozy na kótě Hvězda u Příchovic.

Všechny intruze, podle datování ICP MS metodou na zirkonech spadají do časového intervalu 5 mil let (Žák et al. 2013). Nejnovější datování hornin plutonu v jeho polské části přesnější metodou ID TIMS, poskytlo stáří ~ 312 Ma, což je téměř identické stáří, které mají zirkony z křenovského ignimbitu (Oplušti et al. 2015). Přesnost této metody v granitech neumožňuje konfrontovat terénní pozorování, dokládající sukcesi intruzí v terénu na základě vzájemných vztahů.

Výběr z použité literatury:

ACKERMAN, L. – MAHLEN, N. – JELÍNEK, E. – MEDARIS, G. JR. – ULRYCH, J. – STRNAD, L. – MIHALJEVIČ, M. (2007): Geochemistry and evolution of subcontinental lithospheric mantle in Central Europe: Evidence from peridotite xenoliths of the Kozákov Volcano, Czech Republic. – J. Petrol., 48, 2235–2260.

- ADAMOVIČ, J. – COUBAL, M. (1999): Intrusive geometries and Cenozoic stress history of the northern part of the Bohemian Massif. – *Geolines*, 9, 5–14.
- BEDERKE, E. (1924): Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. – *Fortshr. Deutch. Geol. Paleontol.*, 7, 50.
- FARYAD, S. W. – KACHLÍK, V. (2013): New evidence of blueschist facies rocks and their geotectonic implication for Variscan suture(s) in the Bohemian Massif. – *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 63–82.
- FEDIUK, F. (1953) Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Spálovem a Bítouchovem (Železnobrodsko). – *Sbor. Ústř. Úst. Geol.* 20, 505–576.
- FEDIUK, F. (1962): Vulkanity železnobrodského krystalinika. – *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 29, 116.
- FEDIUK, F. (1968): Additional notes on the basaltic volcanics and their ultrabasic nodules at Smrčí in the Železný Brod area. – *Rotaprint, Přír. fak. univ. Karlovy*, 1–12.
- FRANKE, W. (1989): Variscan Plate-Tectonics in Central-Europe - Current Ideas and Open Questions. – *Tectonophysics* 169, 221–228.
- FRANKE, W. – ZELAZNIEWICZ, A. – POREBSKI, S. J. – WAJSPRYCH, B. (1993): Saxothuringian Zone in Germany and Poland – Differences and Common Features. – *Geol. Rundsch.* 82, 583–599.
- HLADIL, J. – PATOČKA, F. – KACHLÍK, V. – MELICHAR, R. – HUBAČÍK, M. (2003): Metamorphosed carbonates of Krkonose Mountains and Paleozoic evolution of Sudetic terranes (NE Bohemia, Czech Republic). – *Geologica Carpathica*, 54, 5, 281–297.
- HORNÝ, R. (1964): Noví graptoliti z metamorfovaného siluru Podkrkonoší. – *Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd.*, 133. Praha.
- CHALOUPSKÝ, J. – ČERVENKA, J. – JETEL, J. – KRÁLÍK, F. – LÍBALOVÁ, J. – PÍCHOVÁ, E. – POKORNÝ, J. – POŠMOURNÝ, K. – SEKÝRA, J. – SHRBNÝ, O. – ŠALANSKÝ, K. – ŠRÁMEK, J. – VÁCL, J. (1989): *Geologie Krkonoš a Jizerských hor* – 288s. Ústř. Úst. geol., Praha.
- CHALOUPSKÝ, J. – CHLUPÁČ, I. (1984): A star-like ichnofossils from the Krkonoše-Jizerské hory Metamorphic Complex of northern Bohemia. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 59, 45–51.
- CHLUPÁČ, I. (1993): Stratigraphic evaluation of some metamorphic units in the N part of the Bohemian Massif. – *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 188, 3, 363–388. Stuttgart.
- CHLUPÁČ, I. (1997): Palaeozoic ichnofossils in phyllites near Železný Brod, northern Bohemia. – *Journal of the Czech Geological Society*, 42, 1, 75–94.
- CHRISTENSEN, N. I. – MEDARIS, L. G. JR. – WANG, H. F. – JELÍNEK, E. (2001): Depth variation of seismic anisotropy and petrology in Central European lithosphere: A tectonothermal synthesis from spinel lherzolite. *J Geophys Res B Solid Earth.*, 106, 645–664.
- KACHLÍK, V. – PATOČKA, F. (1998a): Cambrian/Ordovician intracontinental rifting and Devonian closure of the rifting generated basins in the

- Bohemian Massif realms., 57–66. – Acta Univ. Carol. Geol., 42, 433–441.
- KETTNER, R. (1921): Geologie starého pohoří Železnobrodského v Podkrkonoší. – Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 1, 123–144.
- KLOMÍNSKÝ, J. – ADAMOVÁ, M. – BURDA, J. – JARCHOVSKÝ, T. – KACHLÍK, V. – KOŘÁN, V. – KRÍBEK, B. – MANOVÁ, M. – NEKOVAŘÍK, Č. – ŠALANSKÝ, K. (2006): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1: 25 000, 03-322 Jablonec nad Nisou. 62 s. Česká geologická služba, Praha.
- LINNEMANN, U. – MCNAUGHTON, N. J. – ROMER, R. L. – GEHMLICH, M. – DROST, K. – TONK, C. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. – Int. J. Earth Sci., 93, 5, 683–705.
- MARHEINE, D. – KACHLÍK, V. – MALUSKI, H. – PATOČKA, F. – ZELAZNIEWICZ, A. (2002): The Ar-Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. In: WINCHESTER, J. – PHARAOH, T. – VERNIERS, J. Eds.: Palaeozoic amalgamation of the Central Europe. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 133–155.
- OPLUŠTIL, S., – SCHMITZ, M., KACHLÍK, V., ŠTAMBERG, S. (2015): Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy and volcanic activity of the Late Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA ID TIMS ages. Bulletin of Geosciences, 91, 2, 399-432.
- PATOČKA, F. – FAJST, M. – KACHLÍK, V. (2000): Mafic-felsic to mafic-ultramafic Early Palaeozoic magmatism of the West Sudetes (NE Bohemian Massif): the South Krkonoše Complex. – Z. geol. Wiss., 28, (1/2): 177–210.
- PROUZA, V. – TÁSLER, R. (2001): Podkrkonošská pánev. In: Pešek, J. et al.: Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. – ČGÚ, 1-243. Praha.
- RAPPRICH, V. – CAJZ, V. – KOŠTÁK, M. – PÉCSKAY, Z. – ŘÍDKOŠIL, T. – RAŠKA, P. – RADOŇ, M. (2007): Reconstruction of eroded monogenic Strombolian cones of Miocene age: A case study on character of volcanic activity of the Jičín Volcanic Field (NE Bohemia) and subsequent erosional rates estimation. – J. Geosci, 52, 169–180.
- RAPPRICH, V. – ADAMOVÁ, M. – BUDA, J. – BALDÍK, V. – BŘÍZOVÁ, E. – ČECH, S. – DUŠEK, K. – GRYGAR, R. – HOLÁSEK, O. – HROCH, T. – KACHLÍK, V. – KRUPIČKA, J. – KRYŠTOFOVÁ, E. – MAŠEK, D. – NOVOTNÝ, R. – PECZKAY, Z. – PROUZA, V. – REJCHERT, M. – RÝDA, K. – ŘÍDKOŠIL, T. – SKÁCELOVÁ, Z. – SKÁCELOVÁ, D. – ŠVÁBENICKÁ L. (2012): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000 03-324 Turnov
- SKOČEK, V. – VALEČKA, J. (1983): Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 44, 71–92.

- ŠÍDA, P. – KACHLÍK, V. (2009): Geological setting, petrology and mineralogy of metabasites in a thermal aureole of Tanvald granite (northern Bohemia) used for the manufacture of Neolithic tools. – *Journal of Geosciences*, 54, 269–287.
- ULIČNÝ, D. (2001): Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in a shallow marine, strike-slip setting: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. – *Sedimentology*, 48, 599–628.
- ULIČNÝ, D. – LAURIN, J. – ČECH, S. (2009a): Controls on clastic sequence geometries in a shallow marine, transtensional basin: the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. – *Sedimentology*, 56, 1077–1114.
- ULRYCH, J. – FEDIUK, F. – LANG, M. – MARTINEC, P.. (2004): Late Paleozoic volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, Bohemian Massif: petrological and geochemical characteristics. – *Chemie Der Erde-Geochemistry*, 64, 127–153.
- ULRYCH, J. – PIVEC, E. (1997): Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. – *Chem. Erde* 57, 311–336.
- ZELAZNIEWICZ, A. – FANNIG, C. – ACHRAMOWICZ, S. (2009): Refining the granite gneiss and schist interrelationships within the Lusatian-Jizera Massif, West Sudetes, using SHRIMP U-Pb zircon analyses and new geologic data. – *Geol. Sudet.*, 41, 67–84.
- ŽÁČKOVÁ, E. – KONOPÁSEK, J. – JEŘÁBEK, P. – FINGER, F. – KOŠLER, J. (2010): Early Carboniferous blueschist facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (Northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif. – *J. metamorphic Geol.* 28, 361–379.
- ŽÁČKOVÁ, E. – KONOPÁSEK, J. – KOŠLER, J. – JEŘÁBEK, P. (2012): Detrital zircon populations in quartzites of the Krkonoše-Jizera Massif: implications for pre-collisional history of the Saxothuringian Domain in the Bohemian Massif. – *Geol. Mag.* 149, 443–458.
- ŽÁK, J. – VERNER, K. – SLÁMA, J. – KACHLÍK, V. – CHLUPÁČOVÁ, M. (2013): Multistage magma emplacement and progressive strain accumulation in the shallow-level Krkonoše–Jizera plutonic complex, Bohemian Massif. – *Tectonics*, 32,5 1493–1512.

Exkurze České geologické společnosti – 41/JARO 2017

*Krystalinikum, permokarbon, křída a neovulkanity
v okolí Železného Brodu (lužická porucha, údolí Jizery)*

Václav Kachlík

Vydala © Česká geologická společnost, Praha 2017

Redaktor publikace: Zdeněk Tábořský

Publikace neprošla jazykovou úpravou

Vytiskl: Tribun EU s. r. o., Gorkého 41, 602 00 Brno

www.knihovnicka.cz

Náklad 100 výtisků

978-80-87487-18-1