ResiBil – Bilance vodních zdrojů ve východní části česko-saského pohraničí a hodnocení možnosti jejich dlouhodobého užívání

Geologie česko-saské křídové pánve mezi Krušnými horami a Ještědem

Štěpánka Mrázová, Pavla Tomanová Petrová a Ottomar Krentz (eds)

Europäische Union. Europäischer Fonds für regionale Entwicklung. Evropská unie. Evropský fond pro regionální rozvoj.

ResiBil

SN CZ
Ahoj sousede. Hallo Nachbar.
Interreg VA / 2014–2020

Geologie česko-saské křídové pánve
mezi Krušnými horami a Ještědem

Europäische Union. Europäischer Fonds für regionale Entwicklung. Evropská unie. Evropský fond pro regionální rozvoj.

SN CZ
Ahoj sousede. Hallo Nachbar.
Interreg VA / 2014–2020

ResiBil – Bilance vodních zdrojů ve východní části česko-saského pohraničí a hodnocení možnosti jejich dlouhodobého užívání

Geologie česko-saské křídové pánve mezi Krušnými horami a Ještědem

Š. Mrázová, P. Tomanová Petrová a O. Krentz (eds)

O. Krentz, B. Mlčoch, Š. Mrázová, R. Nádaskay,
A. Rommel, T. Sidorinová, Z. Skácelová,
P. Tomanová Petrová, J. Valečka, T. Voigt

2020

ResiBil

LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE
Freistaat SACHSEN
ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA
VÚV TGM Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka veřejná výzkumná instituce

Projekt ResiBil byl financován z Evropského fondu pro regionální rozvoj,
z Programu spolupráce Česká republika – Svobodný stát Sasko 2014–2020,
registrovaný pod číslem 100267011.

Na řešení geologických, hydrogeologických a vodohospodářských podkladů
se jako hlavní partner podílela německá strana, zastoupená Saským zemským
úřadem pro životní prostředí, zemědělství a geologii (LfULG) a na české straně
projektoví partneři Česká geologická služba (ČGS) a Výzkumný ústav
vodohospodářský T. G. Masaryka, v.v.i. (VUV TGM, v. v. i.).

Fotografie na obálce: Pohled do údolí Labe
(foto K. Motyčková a J. Šír, 2013)
Fotografie na frontispisu: Panorama Lužických hor
(foto Š. Mrázová, 2019)

© Česká geologická služba

ISBN 978-80-7075-971-4

Obsah

1| Úvod (Š. Mrázová) 7

2| Metodika a výsledky terénních prací (Š. Mrázová, R. Nádaskay, T. Sidorinová, Z. Skácelová, P. Tomanová Petrová) 10
Geologická mapa 10
Geologická přehledná mapa 10
Geologický profil 11
Geofyzika 11
Vrty 13
3D modelování 17
Paleontologie 19
Horninový výbrus 21
Průsvitné těžké minerály 21

3| Stratigrafické schéma (R. Nádaskay, T. Voigt) 24

4| Geologický vývoj (O. Krentz, B. Mlčoch, Š. Mrázová, R. Nádaskay, J. Valečka) 26
Neoproterozoikum–paleozoikum 26
Mladší paleozoikum. 27
Mezozoikum 27
Terciér–kvartér 30

5| Tektonika (J. Jelínek, O. Krentz, B. Mlčoch, R. Nádaskay, J. Valečka) 32

6| Regionálněgeologická stavba 39
1. Lužický masiv (Š. Mrázová) 39
2. Krušnohorské krystalinikum (B. Mlčoch) 40
3. Krkonošsko-jizerské krystalinikum, ještědská skupina (B. Mlčoch, P. Tomanová Petrová). 41
4. Labské břidličné pohoří (O. Krentz, B. Mlčoch, A. Rommel) 42
5. Karbon–perm (R. Nádaskay) 44
6. Jura (P. Tomanová Petrová, J. Valečka) 44
7. Křída (R. Nádaskay, J. Valečka, T. Voigt) 47
8. Oherský rift – neovulkanity (Š. Mrázová) 54
9. Terciér a kvartér (O. Krentz, P. Tomanová Petrová) 57

7| Geologicky zajímavé a významné lokality (Š. Mrázová, R. Nádaskay, A. Rommel, Z. Skácelová, P. Tomanová Petrová, J. Valečka) 59
1. Belveder (Labská Stráň) 59
2. Údolí Labe 61
3. Lipová – lomy pod Ječným vrchem 64
4. Kunratice, Zelený kříž, Žulovec 65
5. Zlatý vrch 66
6. Doubice – Vápenka 69
7. Sloup, okolí Cvikova 70
8. Tolštejn 75
9. Großer Stein (Velký kámen), též Goethekopf (Goethova hlava) 75
10. Große und Kleine Orgel (Velké a Malé varhany) 76
11. Jánské kameny (Johannisstein) 78
12. Kelchsteine (Skalní hřiby) 79
13. Muschelsaal (Mušlový sál) 79
14. Felsentor (Skalní brána) 81
15. Okolí Jítravy 81
16. Kryštofovo Údolí 83

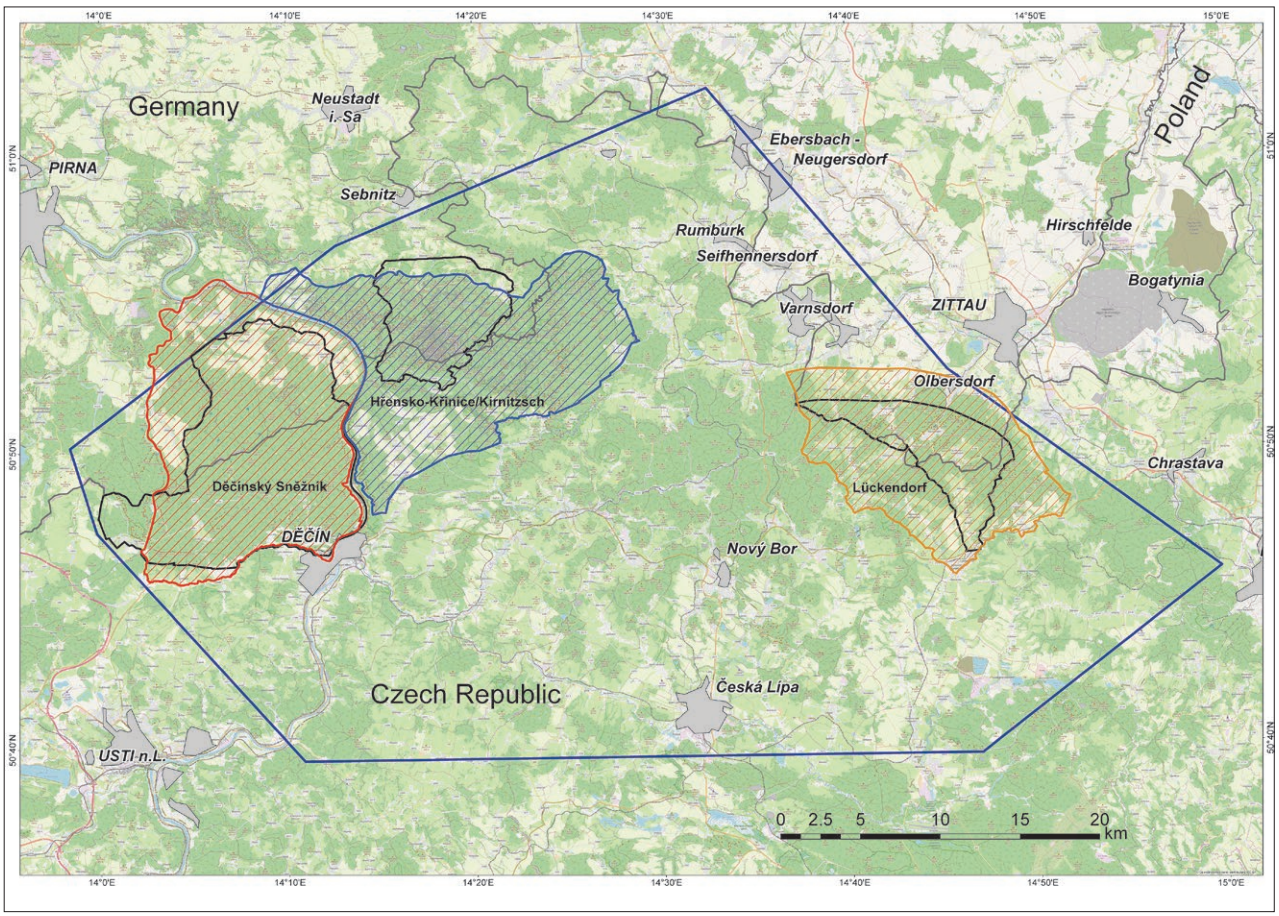
8| Hydrogeologické poměry oblasti (P. Eckhardt, Z. Hrkal, D. Rozman) 85
Vymezení pilotních lokalit a modelových území 85
Vymezení kolektorů a izolátorů 86
Hydraulické charakteristiky 86
Využívání vodních zdrojů 87
Modely proudění podzemní vody 88

Slovníček pojmů 89

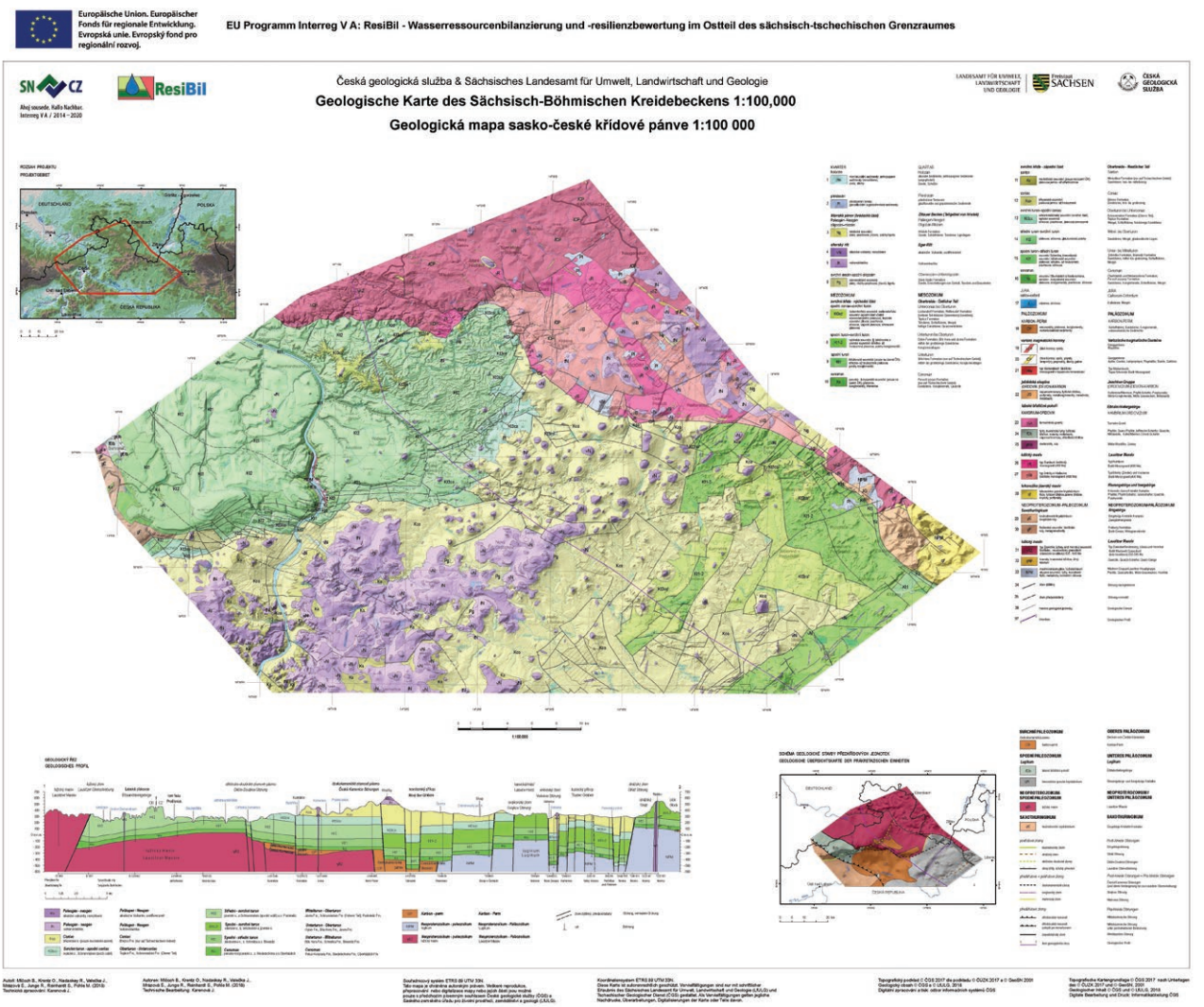
Seznam literatury (P. Tomanová Petrová) 94

1| Úvod

ResiBil je mezinárodní projekt podporovaný Evropským fondem pro regionální rozvoj z Programu podpory přeshraniční spolupráce Česká republika – Svobodný stát Sasko 2014–2020, registrovaný pod číslem 100267011. Projekt probíhal v letech 2016–2020. Na řešení geologických, hydrogeologických a vodohospodářských podkladů se jako hlavní partner podílela německá strana, zastoupená Saským zemským úřadem pro životní prostředí, zemědělství a geologii (LfULG), a na české straně projektoví partneři reprezentovaní Českou geologickou službou (ČGS) a Výzkumným ústavem vodohospodářským T. G. Masaryka, v.v.i. (VÚV TGM, v.v.i.).



Obr. 1-1: Polygon celého území projektu s vyznačenými původními a rozšířenými pilotními oblastmi pro hydrogeologický model.



Obr. 1-2: Náhled Geologické mapy sasko-české křídové pánve. Geologická mapa 1 : 100 000 je vložena na poslední straně obalu publikace.

Projekt byl zaměřený na společnou ochranu podzemních vodních zdrojů v česko-saské příhraniční oblasti na základě využití moderních modelových prostředků. Rozloha celého zájmového území dosahuje 1 888 km^2, ve kterém byly vymezeny tři pilotní oblasti: Děčínský Sněžník, Hřensko-Křinice/Kirnitzsch a Lückendorf. Původně plánované rozsahy pilotních oblastí při předložení projektu byly menší (černé linie), avšak z důvodu vytvoření rozsáhlejšího hydrogeologického modelu byly oblasti rozšířené na větší území (plochy s červenou, modrou a žlutou šrafou), jak znázorňuje obr. 1-1.

Pilotní oblasti Děčínského Sněžníku a Hřensko-Křinice/Kirnitzsch tvoří křídové sedimenty, převážně různé typy pískovců, v menším zastoupení slínovce s polohami vápenců a vápnitých prachovců. Oblast Lückendorfu zaujímá část území podél lužického zlomu (poruchy), který odděluje křídové sedimentární horniny od paleozoických magmatických hornin lužického masivu a permokarbonských sedimentů.

Cílem tohoto projektu bylo provedení bilance a zhodnocení možnosti dlouhodobého užívání zdrojů podzemních vod a udržitelného hospodaření s nimi v závislosti na očekávaných dopadech vlivu klimatických změn. Z provedených studií a modelů vyplynulo, že důvodem změn vodního režimu a vodní bilance v krajině jsou jak klimatické vlivy (roky chudé na srážky), tak i antropogenní vlivy (zvýšené odběry podzemních vod). V rámci projektu bylo hodnocení rozšířeno na větší pilotní oblasti a byl rovněž posuzován vliv vodního režimu půd na akumulaci podzemních vod. Na základě dosavadních zkušeností a poznatků získaných při výzkumu klimatických změn a jejich dopadu na životní prostředí je možné dlouhodobě počítat s poklesem tvorby nové podzemní vody. Analýza a hodnocení stability vodních zdrojů a ekosystému vůči změnám klimatu a povětrnostních podmínek probíhaly ve třech výše uvedených pilotních příhraničních oblastech (obr. 1-1).

Prostřednictvím projektu byl vytvořen systém navazujících modelů, který přispěje k efektivnímu využívání podzemních vod a k zodpovězení společných otázek v oblasti odhadů zásob, vodohospodářského plánování a institucionální spolupráce.

Cílem prací bylo rovněž sestavit ve spolupráci s německými kolegy společnou geologickou mapu zahrnující jak českou, tak saskou část zájmové oblasti (obr. 1-2). Práce poskytly nová data a informace z regionální geologie, petrografie i tektoniky. Tyto základní geologické práce slouží jako podklad pro další navazující obory, kterými jsou geofyzika, hydrogeologie, hydrologie atd. Součástí předkládané publikace je také krátký přehled významných a zajímavých geologických lokalit nejen z pohledu odborného, ale také turistického.

2 Metodika a výsledky terénních prací

Geologická mapa

Geologická mapa zájmového území projektu ResiBil byla sestavena v měřítku 1 : 100 000 (obr. 1-2). Zahrnuje především sedimenty a vulkanity česko-saské křídové pánve, které se rozkládají j. od lužického zlomu, mezi Krušnými horami a Ještědským hřbetem.

Důležitým požadavkem na mapu byla společná korelace geologických jednotek přecházejících přes státní hranice zaměřená zvláště na křídové sedimenty a tektonické struktury. Dále byly použity výsledky dřívějších projektů GRACE (Kalinová et al. 2014a, b) a Rebilance zásob podzemních vod (http://www.geology.cz/rebilance/vysledky). V severovýchodní části projektové oblasti, v Lužických horách, byla provedena četná geofyzikální měření (seizmická, geoelektrická).

V zájmové oblasti probíhá křížení dvou významných strukturních lineamentů, labské zóny a oherského riftu.

V severní části mapy se nachází prevariské granitoidy lužického masivu. Jižně od lužického zlomu je oblast vyplněna křídovými sedimenty, které dosahují mocnosti až 1 000 m. Pokřídové sedimenty se vyskytují ve větších mocnostech pouze v žitavské, resp. hrádecké pánvi.

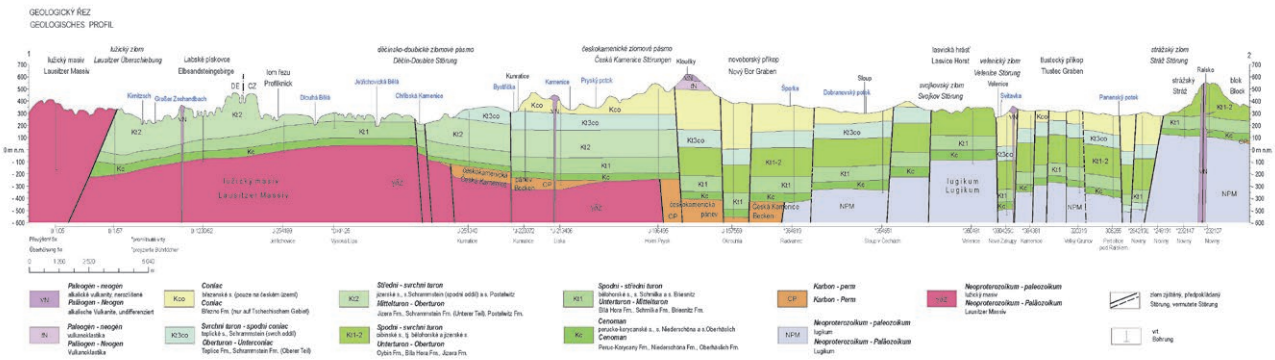
Křídové sedimenty, zejména pískovce, jílovce, konglomeráty a vápence, jsou stáří cenoman až santon. Jurské sedimenty se vyskytují jako tektonické relikty podél lužického zlomu. Spodnopaleozoické břidlice labského břidličného pohoří a proterozoické ruly Krušných hor vystupují v z. části mapy.

Od oligocénu, během formování oherského riftu, se projevuje bazaltová vulkanická aktivita, následovaná mladšími fonolity. Ve stejném období, v průběhu vývoje oherského riftu, vzniklo také několik ekonomicky významných sedimentárních pánví, např. pánve u Hrádku nad Nisou, Žitavy a Turowa, které jsou či byly spojeny s těžbou hnědého uhlí.

Geologická přehledná mapa

Speciální mapa přehledně ukazuje předkřídové horninové podloží a nejdůležitější tektonické poruchy. Nejvýznamnějšími geologickými jednotkami jsou proterozoické až spodnopaleozoické ruly krušnohorského krystalinika, granitoidy lužického masivu, paleozoické břidlice labského břidličného pohoří a také spodnopermské sedimenty uložené v českokamenické pánvi a s. od ní. Podrobněji se jednotlivým regionálním jednotkám věnuje kapitola 6.

Hlavní tektonické poruchy jsou rozdělené na období předkřídové až pokřídové. Nejdůležitější předkřídové zlomy v zájmové oblasti jsou středosaský, západolužický a lužický zlom, které jsou orientovány sz.–jv. směrem v labské zóně. Mezi pokřídové zlomy, které jsou orientované směrem SV–JZ, patří krušnohorský zlom, děčínsko-doubické zlomové pásmo a strážský zlom. Více informací uvádí kapitola 5.



Geologický profil

Obr. 2-1: Geologický profil ilustrující podpovrchovou tektonickou stavbu zájmové oblasti.

Geologický profil (obr. 2-1) vedený od SZ k JV znázorňuje komplikovanou tektonickou situaci v zájmové oblasti. Ukazuje tektonickou hranici oherského riftu od lužického zlomu na sz. po strážský zlom na jv. s poklesy okolo 600 m. Mocnost křídových sedimentů se pohybuje v intervalu 300–600 m na JV, avšak v centrální části oblasti, na křížení labské zóny a oherského riftu na SZ, dosahuje až 1 000 m. Spodnopermské sedimenty se nachází v podloží křídy.

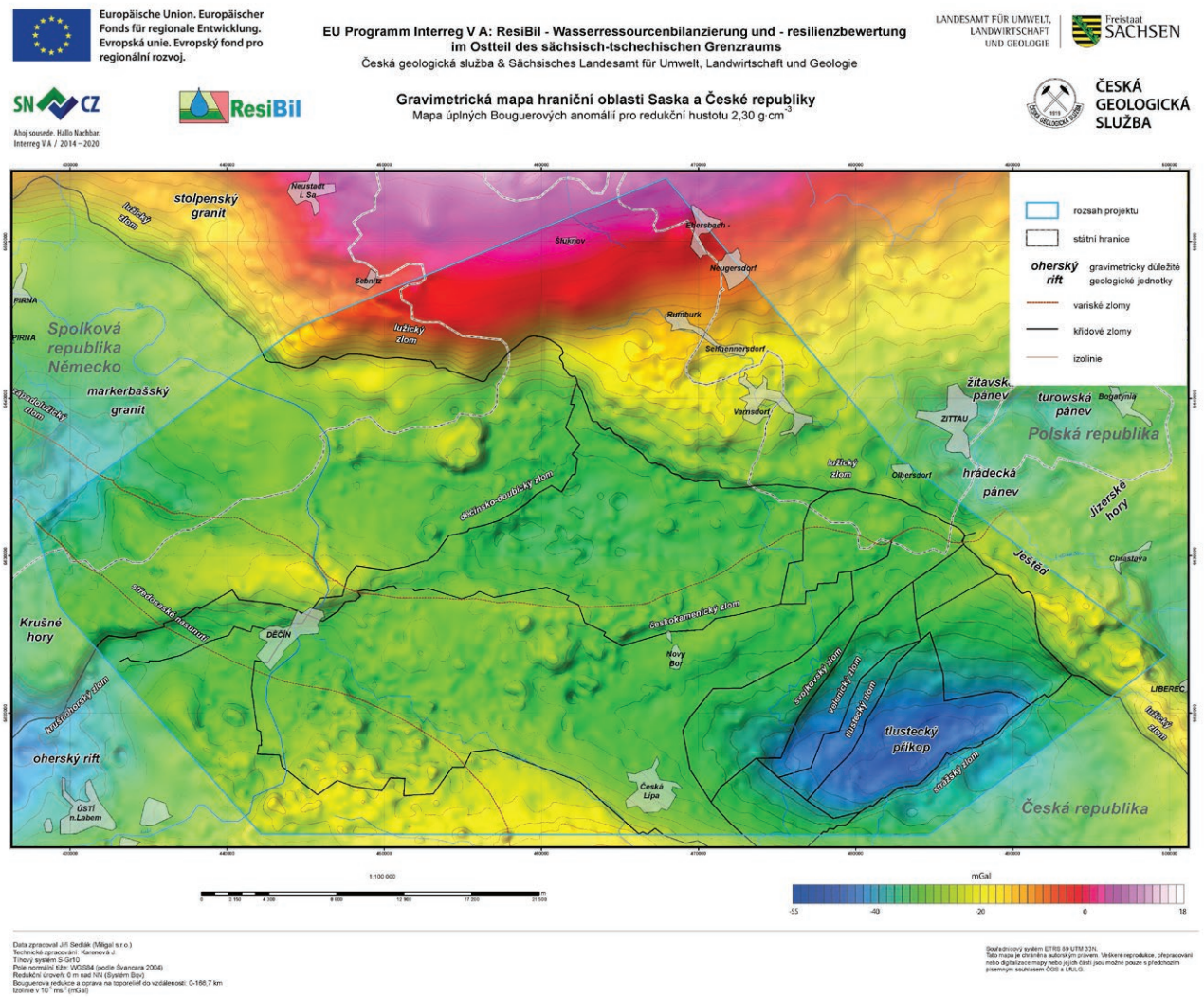
Geofyzika

Geofyzikální průzkum patří k prvořadým metodám geologického výzkumu. Umožňuje nalézt, ověřit a upřesnit tektonické struktury (zlomy, přesmyky, násuny) pomocí geofyzikálních metod jako jsou tíhová měření, seizmický a geoelektrický průzkum a elektromagnetické metody. Na základě změn fyzikálních vlastností hornin lze identifikovat např. zlomy jako lineární zóny do hloubky se sníženým zdánlivým odporem, sníženými rychlostmi seizmických vln a snížením hustoty horninového prostředí.

Úkolem geofyzikálních měření bylo přispět k sestavení koncepčního geologického modelu a v detailním měřítku určit hloubku a charakter litologických rozhraní a zlomů.

Pro regionální popis geologické stavby byla využita podrobná tíhová měření (gravimetrie). Z existujících více než 400 000 tíhových dat (hustota bodů byla 2–4 body na km^2) na území České republiky a Saska byla sestavena gravimetrická mapa úplných Bouguerových anomálií pro celou studovanou oblast (obr. 2-2). Mapa přinesla informace o hustotách horninového prostředí do velkých hloubek (desítky km). Zobrazené hodnoty tíhového zrychlení odpovídají hustotám hornin ve vertikálním směru. Korelace mapy tíhových anomálií a sjednocené geologické mapy umožnila definovat hranice granitových těles, rozsah depresí a elevací v podloží křídových sedimentů, významná vulkanická centra a nalézt pravděpodobné kontakty regionálních geologických jednotek. V tíhové mapě bylo možné vyznačit také tektonické linie a spolu s výsledky podrobného geologického mapování definovat jejich charakter (zlom, přesmyk).

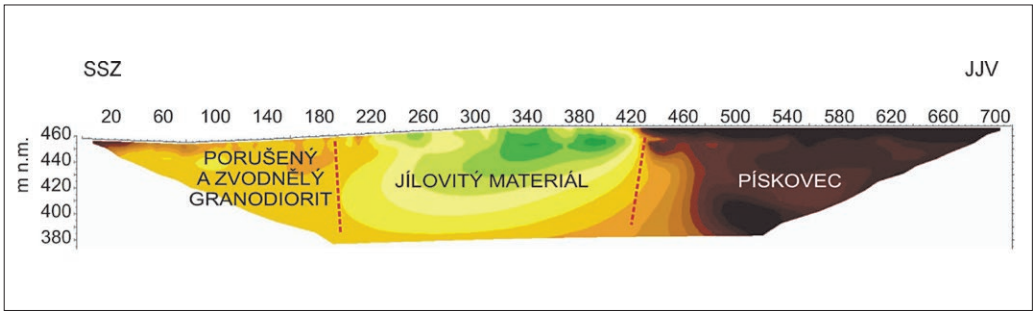
Detailní geofyzikální průzkum byl uskutečněn na vybraných lokalitách, které představovaly významnou hydrogeologickou strukturu nebo měly potvrdit geologický předpoklad o průběhu zlomu/přesmyku. Základními metodami byly geoelektrické a seizmické metody doplněné elektromagnetickou metodou VDV (velmi dlouhých vln) a detailní gravimetrií.



Obr. 2-2: Mapa úplných Bouguerových anomálií pro zájmovou oblast.

Měření byla realizována na liniích (profilech) orientovaných tak, aby byl co nejlépe zachycen fyzikální projev předpokládané struktury. Z geoelektrických metod byly využity metody odporového profilování (DOP) a sondování (VES), které stanovily zdánlivý měrný odpor horninového prostředí v horizontálním i vertikálním směru. Pro hloubkový dosah do 50 m byla využita metoda elektrické tomografie (ERT), která kombinuje profilování a sondování pro společné měření (obr. 2-3). Měřenou veličinou byl zdánlivý měrný odpor, který je charakteristický pro jednotlivé typy hornin a jejich nasycenost vodou. Výsledkem geoelektrických měření byly křivky a řezy měrného odporu, které velmi dobře indikovaly přesnou pozici litologických rozhraní a zlomů (obr. 2-3).

V rámci seizmického měření byla aplikována pro menší hloubkový dosah refrakční seizmika (metoda lomených vln) a pro větší hloubkový dosah reflexní seizmika (metoda odražených vln). Refrakční seimická metoda registruje příchod lomené vlny, které se šíří podél jednotlivých rychlostních rozhraní a informuje nás o rychlosti šíření seizmické vlny.

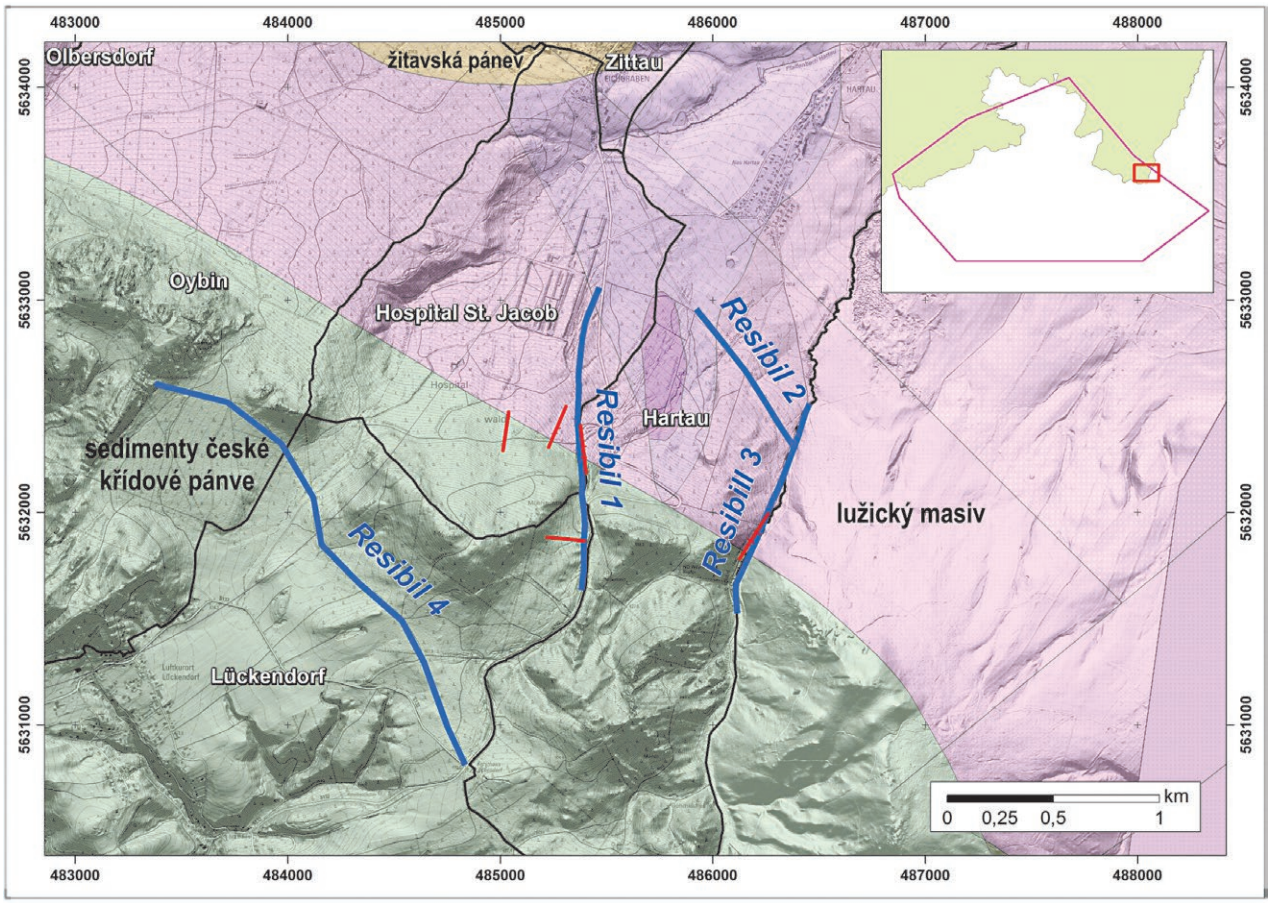


Obr. 2-3: Metoda ERT – řez zdánlivých měrných odporů, lokalita Dolní Sedlo. Profil DS7 podél lužické poruchy. Nalezené zlomy (červeně) přerušují její průběh.

Obr. 2-4: Zdroj pro měření reflexní seizmiky. Foto: Z. Skácelová, 2016.

Výsledkem měření jsou hloubkové řezy s hodnotou rychlosti seizmických vln v horninovém prostředí, které jsou charakteristické pro jednotlivé litologické typy a stupeň porušení. Reflexní seizmika registruje příchod odražené vlny od jednotlivých subhorizontálních rozhraní (litologická, zlomy, pukliny apod.), která vytvářejí pro seizmickou energii odraznou plochu (tzv. reflexní rozhraní). Hloubkový dosah metody je závislý na síle použitého zdroje seizmické energie (kladivo, závaží, vibroseis – obr. 2-4). Výsledné hloubkové seizmické řezy, lokalizované v okolí Lückendorfu (obr. 2-5a), zobrazují pozici jednotlivých rozhraní (obr. 2-5b). Například na obr. 2-5b je v profilu Resibil 1 možné vidět lužický zlom se skokem asi 200 m, stejně jako bázi křídových a třetihorních sedimentů v hloubce mezi 0 a 250 m.

Elektromagnetická metoda VDV využila pro vyhledání porušených zón šíření velmi dlouhých vln vysílaných ze stanic pro navigaci ponorek. Detailní gravimetrie v kombinaci s reflexní seizmikou upřesnila interpretaci hloubkových řezů a pomohla při lokalizaci zlomů.



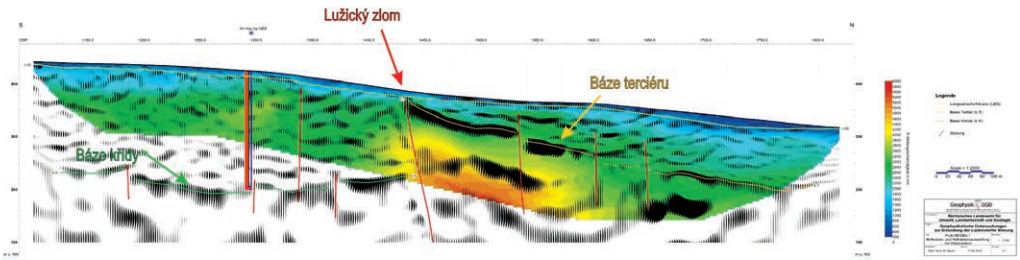
Obr. 2-5a): Pozice měřených geofyzikálních profilů v okolí Lückendorfu (modrá linie – pozice seizmických profilů, červené linie – pozice ERT profilů).

Vrty

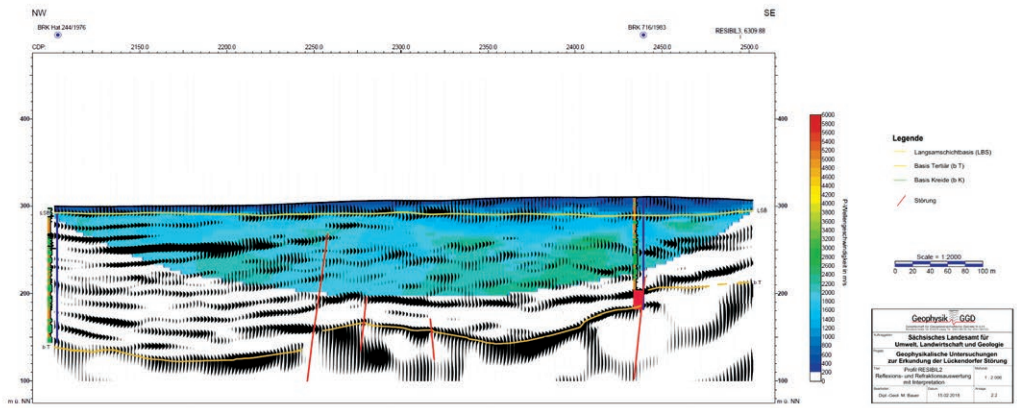
V rámci realizace projektu ResiBil byly odvrtány dva průzkumné geologické jádrové vrty: vrt 4650_Y Jedlová a vrt 6412_L Lesné. Práce zahrnovaly vrtné práce (obr. 2-6), geologickou dokumentaci (obr. 2-7 a 2-8) a karotážní práce včetně testování sledovaných kolektorů. Vrt 4650_Y dosáhl hloubky 200,20 m, vrt 6412_L do hloubky 101,25 m.

Primárním cílem průzkumného geologického vrtu 4650_Y bylo ověření profilu napříč teplickým a březenským souvrstvím (coniac), které v oblasti Lužických hor dosahuje celkové mocnosti kolem 300 m. Průzkumný geologický vrt byl ukončený ve 200,20 m. Získání nových informací o litofaciálním vývoji březenského souvrství a jeho mocnosti v zájmovém území bylo významné i z hlediska posouzení kolektorských vlastností (pórozita, permeabilita) nejvyššího křídového kolektoru D. Základní litostratigrafická rozhraní jsou uvedena v tab. 1. Dále vrt přispěl k obohacení vrtné a karotážní prozkoumanosti projektové oblasti s poměrně řídkým pokrytím hlubšími průzkumnými vrty.

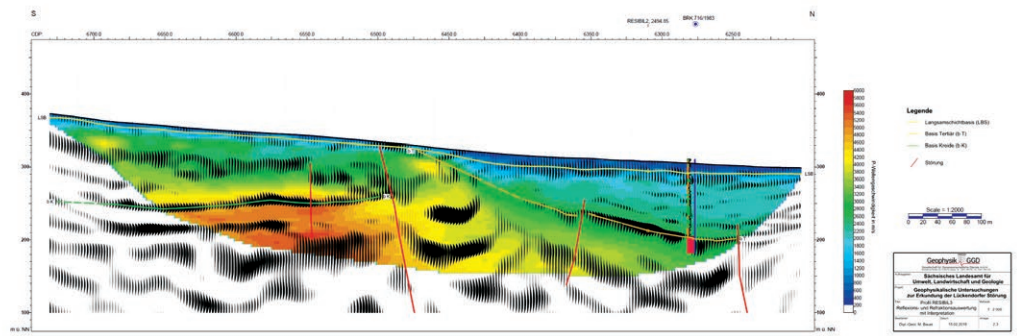
Cílem průzkumného geologického vrtu 6412_L bylo ověření existence sekvence hornin permokarbonu na lužickém zlomu, tektonické struktury 1. řádu, která odděluje kolektor-



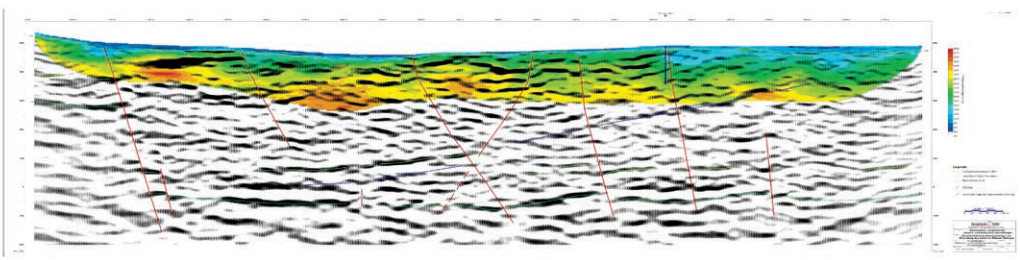
Profil Resibil 1



Profil Resibil 2



Profil Resibil 3



Profil Resibil 4

Obr. 2-5b): Reflexní seizmika – hloubkové řezy reflexních rozhraní.

Tabulka 1: Základní litostratigrafická rozhraní průzkumného vrtu 4650_Y.

hloubka (m)		hornina	stratigrafické zařazení	hydrogeologický typ horniny
od	do			
0,0	5	navážka, hlína, písek hlinitý	kvartér	přípovrchová z.
5	40,90	pískovce jílovito-prachovité, vložky pískovců křemenných, místy tenké (cm–dm) polohy prachovců	svrch. křída – březenské s.	kolektor D
40,90	50,50	prachovce písčité	svrch. křída – březenské s.	izolátor
50,50	185,90	pískovce, střídaní jílovito-prachovitých a křemenných, místy tenké (cm–dm) polohy prachovců	svrch. křída – březenské s.	kolektor D
185,90	200,20	prachovce písčité, střídání s polohami pískovců jílovito-prachovitých a vápnitých	svrch. křída – březenské s.	izolátor

Tabulka 2: Základní litostratigrafická rozhraní průzkumného vrtu 6412_L.

hloubka (m)		hornina	stratigrafické zařazení	hydrogeologický typ horniny
od	do			
0,0	0,35	hlína jílovito-písčitá	kvartér	přípovrchová z.
0,35	55,58	střídání poloh pískovců a jílovců/prachovců, podřízeně i slepenců; celý úsek silně tektonizovaný	perm – vrchlabské s.	izolátor
55,58	101,25	pískovce, střídání jílovito-prachovitých a křemenných, místy tenké (cm–dm) polohy prachovců a jílovců	svrch. křída – březenské s.	kolektor D

Obr. 2-6: Vrtná souprava. Foto: Š. Mrázová, 2018.

Obr. 2-7: Geologická dokumentace odvrtaného horninového materiálu. Foto: P. Rambousek, 2018.

Obr. 2-8: Vrtné jádro z vrtu 4650_Y Jedlová. Foto: Š. Mrázová, 2018.

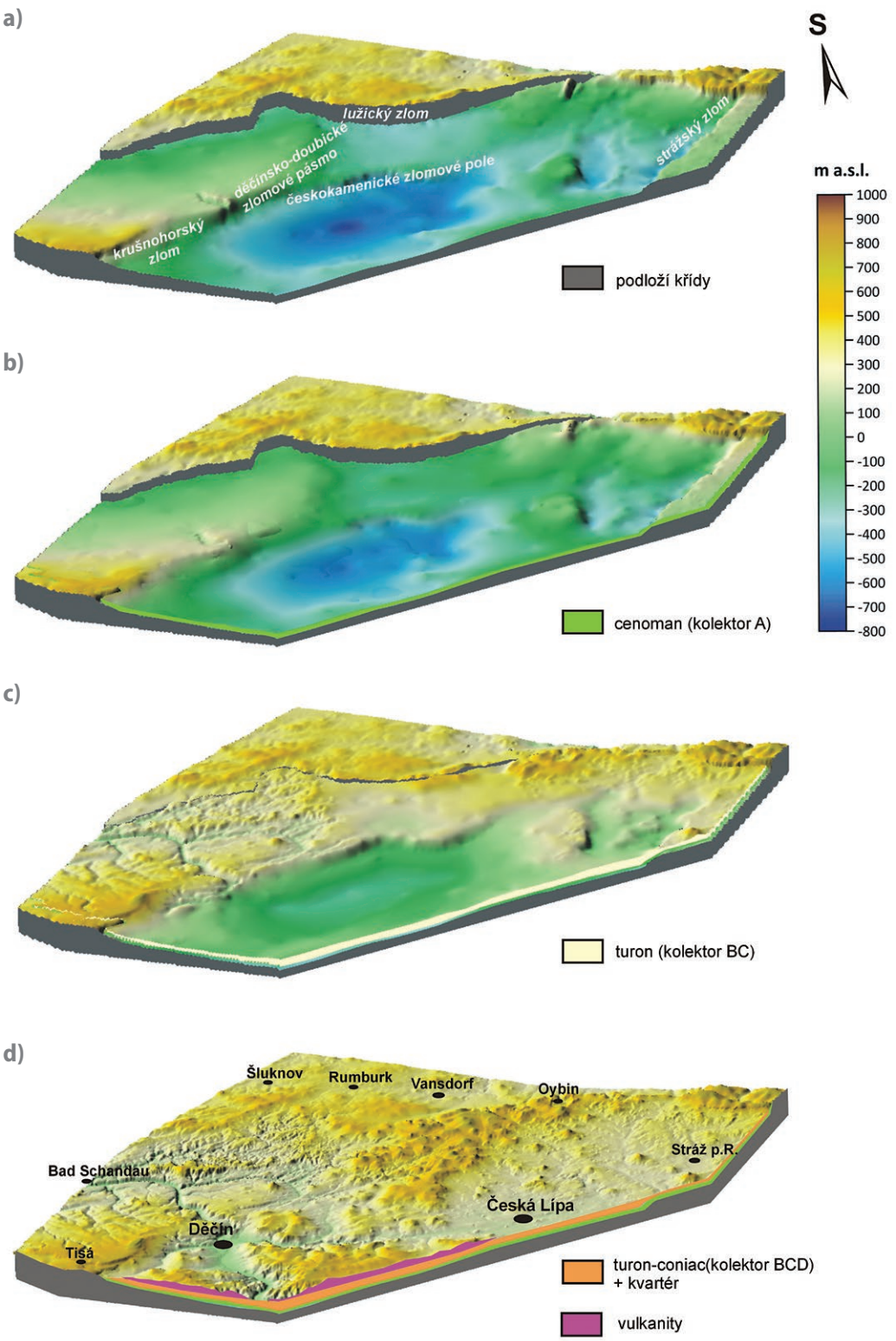
ské horniny svrchní křídy české křídové pánve od granitoidů lužického masivu. Geologický vrt byl ukončený v hloubce 101,25 m. Hlavním přínosem vrtu bylo získání nových cenných dat o geologické stavbě lužického zlomu. Základní litostratigrafická rozhraní jsou uvedena v tab. 2. Významným zjištěním je přítomnost tektonicky deformovaného permu nasunutého spolu s lužickým granitem na sedimenty svrchní křídy. Složitý charakter průběhu lužického zlomu v projektové oblasti jakožto důsledek vícefázového vývoje je dokumentován Coubalem et al. (2014, 2015).

Data získaná z obou vrtů posloužila v projektu jako podklady pro aktualizaci 3D geologického modelu. Odvrtaný horninový materiál je uložený v archivu České geologické služby v Lužné u Rakovníka a je k dispozici všem zájemcům o jeho studium.

Karotáž je označení pro geofyzikální metody, které jsou realizovány ve vrtu. Uplatňuje stejné principy jako jednotlivé geofyzikální metody. Standardní karotáž využívá geoelektrické metody (odporová karotáž, indukční karotáž) a metody jaderné geofyziky (gama karotáž, hustotní karotáž, neutron-neutron karotáž). Mezi karotážní metody patří také zjištění hydrodynamických poměrů, technického stavu a prostorového průběhu vrtu (kavernometrie, inklinometrie).

3D modelování

Pro sestavení prostorového koncepčního geologického modelu byly využity softwary pro 3D modelování (Surfer, Gocad, MOVE), viz obr. 2-9. Z vrtů a geofyziky byla definována hloubka okolo 1 000 m a průběh jednotlivých rozhraní mezi stratigrafickými nebo litologickými vrst-



Obr. 2-9: 3D koncepční geologický model zájmové oblasti.

vami. Vrstvy vycházející na povrch byly doplněny daty současného reliéfu podle sestavené sjednocené geologické mapy. Do modelu byly zadány ve zjednodušeném plánu hlavní zlomy. Výsledný model byl jedním ze vstupních parametrů pro následné hydrogeologické modelování proudění podzemních vod ve studované oblasti.

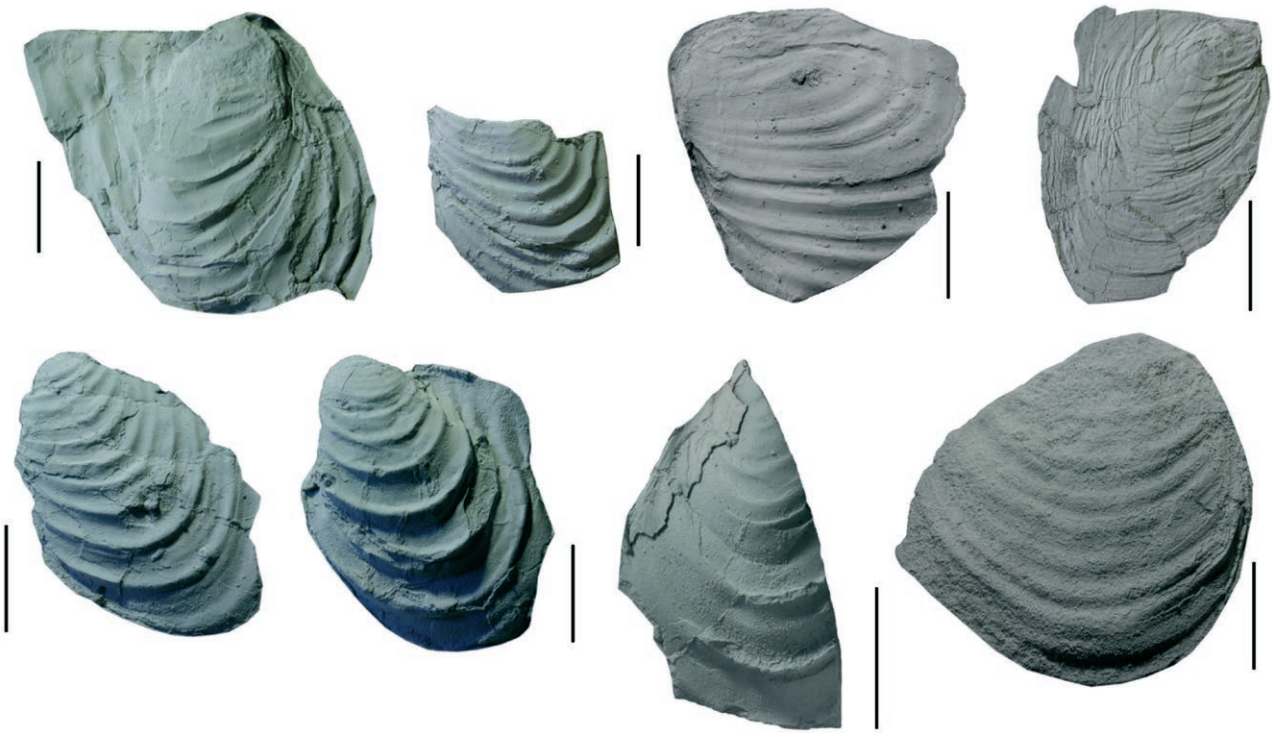
3D model byl vytvořen z celkového počtu 1 285 300 dat, z toho bylo použito 64 800 údajů z vrtné databáze a 650 údajů z geofyzikální databáze ČGS. Každá vrstva modelu obsahuje také data současných výchozů na povrchu, získaných ze sestavené společné geologické mapy. Nejhlouběji uložená vrstva je podloží křídových sedimentů, která představuje povrch metamorfovaných hornin krystalinika, granitoidů lužického masivu a sedimentů mladšího paleozoika (obr. 2-9a). V modelu je vidět tektonické vymezení rozsahu křídové deprese na saské i české straně, průběh a charakter lužické poruchy a hlavní zlomy omezující českou křídovou pánev. V této depresi jsou uloženy křídové sedimenty, ve kterých v rámci hydrogeologických struktur byl modelován sled vrstev představující významné kolektory (písčité sedimenty) a izolátory (jílovité sedimenty). Nejhlouběji uložený je kolektor A tvořený sedimenty cenomanského stáří (obr. 2-9b). Mezi cenomanem a nad ním uloženým kolektorem existuje na většině území izolátor s malou mocností (první metry). Další modelovaná vrstva představuje spojený kolektor BC (obr. 2-9c), který nabývá mocností až několik stovek metrů a je nejvýznamnější pro akumulaci podzemních vod v české křídové pánvi. Poslední vrstvou v 3D modelu je současný reliéf (obr. 2-9d), který zahrnuje poslední křídový kolektor D, neogénní vulkanické horniny a kenozoické sedimenty. 3D model ukazuje vliv tektonických poruch na vývoj křídové pánve v jednotlivých geologických obdobích. Nejvýznamnější je lužický zlom, který reprezentuje nejstarší zlomovou zónu, která byla aktivní před, v průběhu i po ukončení křídové sedimentace. Dalšími významnými tektonickými strukturami jsou zlomy ve směru SV–JZ (oherské), které vymezují jednotlivé dílčí deprese (krušnohorský zlom, děčínsko-doubické zlomové pásmo, strážský zlom, velenický zlom a svojkovský zlom).

Více informací uvádí kapitola 4.

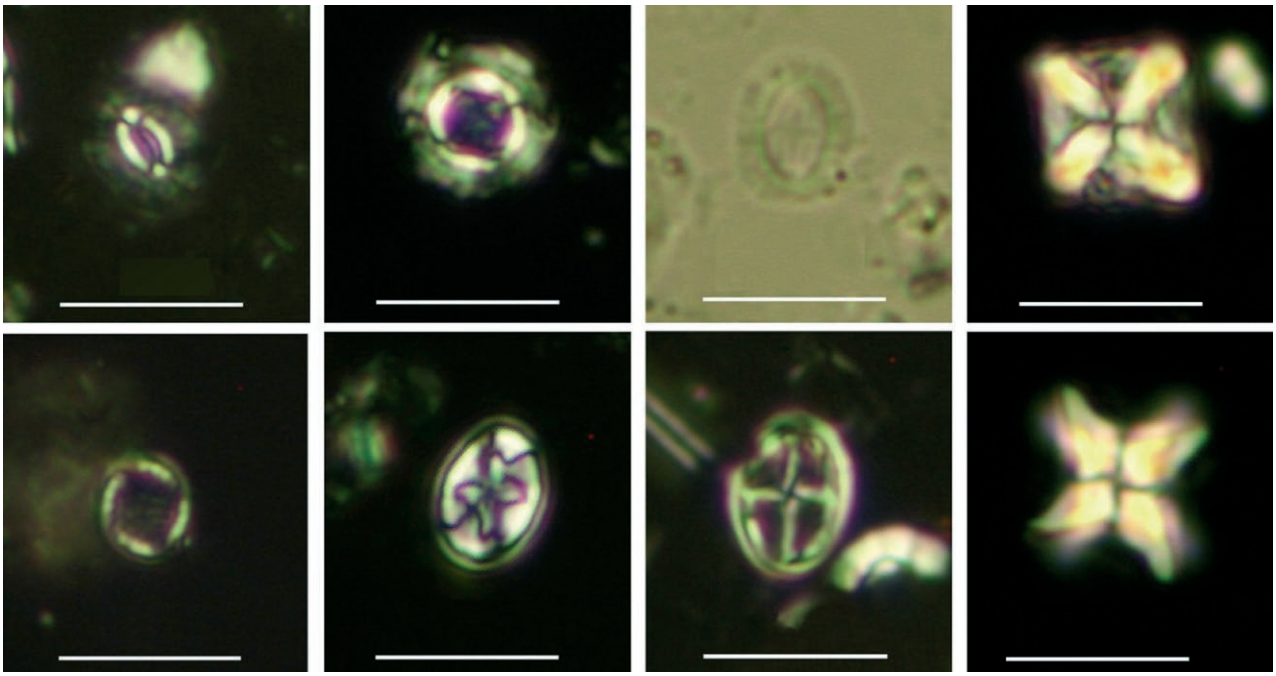
Paleontologie

Paleontologie je nauka, která se zabývá studiem zbytků organismů z minulých geologických dob a vším, co souvisí s projevy života. Základem studia jsou fosilie neboli zkameněliny. Paleontologie se pohybuje na rozhraní geologie a biologie, zabývá se rovněž otázkami vývoje jedinců od narození do smrti (ontogeneze) i vývoje druhů, rodů a vyšších systematických skupin během vývoje Země (fylogeneze), ekologií v minulosti (paleoekologie), rozšířením organismů v biosféře v minulosti (paleogeografie) apod. Poznatky slouží pro zařazení fosilií do paleontologického systému. Významnou částí studia jsou procesy fosilizace (jak fosilie vznikly a zachovaly se). Pro určení stáří hornin je velmi významná biostratigrafie, která umožňuje datovat stáří geologických procesů a určovat jejich posloupnost – pro tento obor je paleontologie rozhodující.

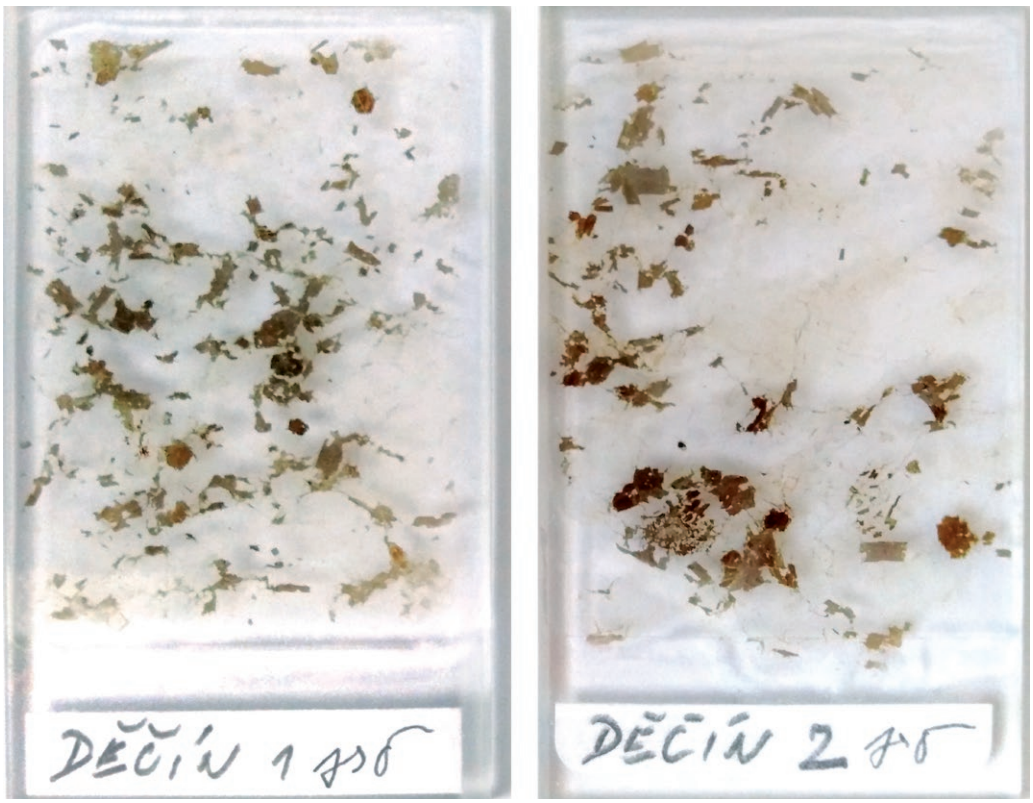
Biostratigrafie je klíčový obor pro určení stáří vzniku sedimentů, z nichž se za tímto účelem separují a určují fosilie. V zájmové oblasti se jedná o sedimenty svrchního paleozoika (karbon–perm), mezozoika (jura a svrchní křída) a kenozoika (terciér a kvartér). Např. pro sedimenty svrchního paleozoika jsou stratigraficky významné rostlinné zbytky (listy), méně ryby (v jezerních sedimentech), pro sedimenty jury amoniti a nanoplankton (především



Obr. 2-10: Výběr inoceramidních mlžů coniackého stáří, sesbíraných S. Čechem (in Nádaskay et al. 2019). Měřítko = 10 mm.



Obr. 2-11: Mikroskopický snímek tzv. vápnitých nanofosilií, v tomto případě coniackého stáří, určených L. Švábenickou (in Nádaskay et al. 2019). Měřítko = 5µm.



Obr. 2-12: Horninový výbrus amfibol-biotitického granodioritu.

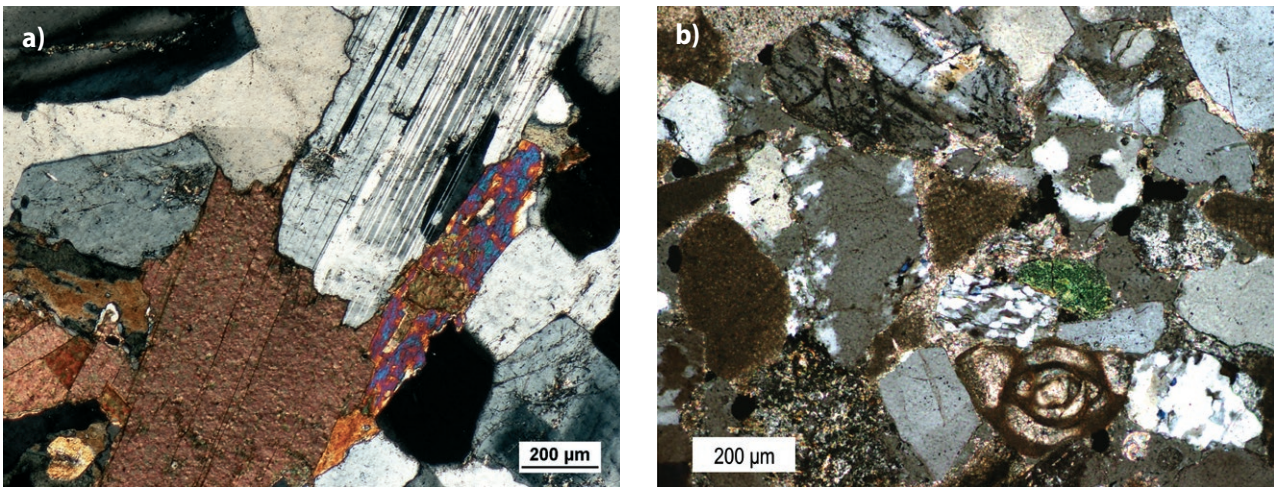
kokolitky – mikroskopické vápnité destičky řas, pro sedimenty křídy amoniti, mlži (zejména rod *Inoceramus* – viz obr. 2-10), ježovky a mikroskopické foraminifery a nanoplankton (obr. 2-11) (Chlupáč 2011). Pro terestrické sedimenty terciéru jsou důležité kosti obojživelníků a ryb, hmyz, zbytky rostlin a mikroskopické schránky rozsivek.

Horninový výbrus

Jednou ze základních metod při určení a pojmenování hornin (magmatických, sedimentárních i metamorfních) je jejich zkoumání v optickém polarizačním mikroskopu. Pozorování a mikroskopický popis hornin se provádí pomocí zhotovení horninového výbrusu (obr. 2-12). Výbrus je tenký plátek horniny, tloušťky 0,03 mm, přilepený na podložní sklíčko a přikrytý krycím sklíčkem. Většina horninotvorných minerálů v procházejícím polarizovaném světle propouští světlo a podle svých specifických barev je lze určit (obr. 2-13a, b). Mikroskopický výzkum výbrusů hornin umožňuje zjistit jejich přesné nerostné složení, jejich strukturu a texturu, petrografické označení horniny a genetické otázky vzniku horniny.

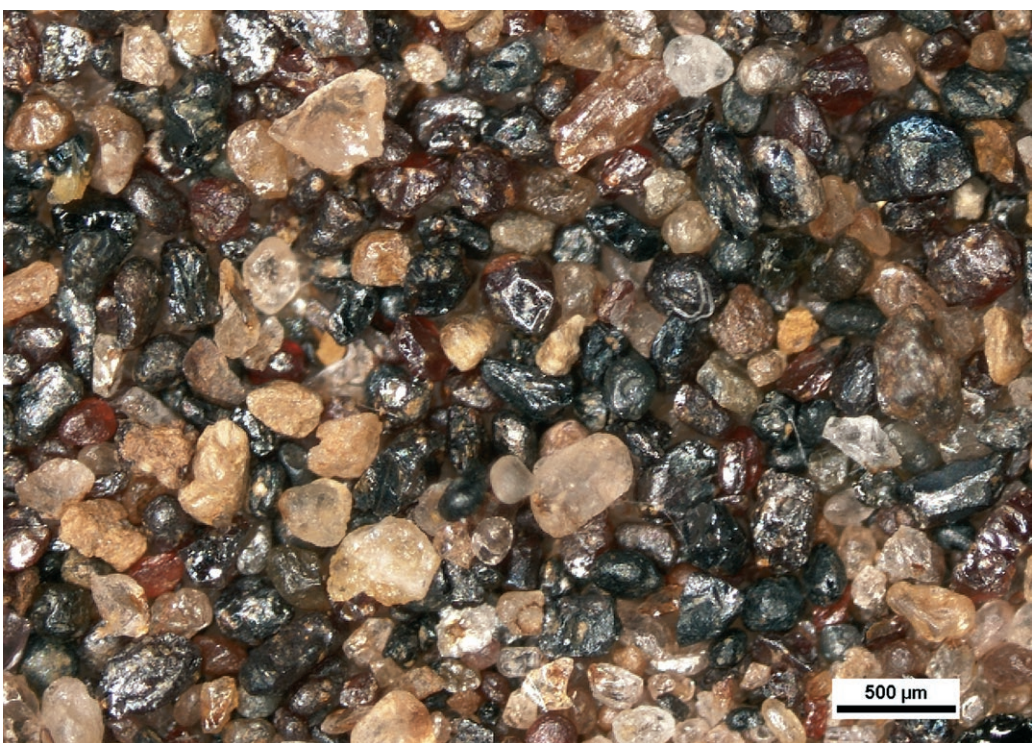
Průsvitné těžké minerály

Jako těžké minerály se označují minerály, jejichž hustota je větší než 2,9 g . cm^{-3}. Jsou obsaženy ve všech typech hornin, až na výjimky ve velmi malé míře, proto jsou též pojmenovány jako akcesorické minerály. Jejich asociace v sedimentárních horninách pomáhá při



Obr. 2-13: Mikrofotografie a) magmatické horniny (amfibol-biotitický granodiorit). Foto: Š. Mrázová, 2019. b) sedimentární horniny (pískovec). Foto: H. Gilíková, 2011.

určování stratigrafických vrstev, zvláště v terénech, kde je nedostatek fosilií. Významně přispívají též k výzkumu zdrojových oblastí sedimentů. Základní laboratorní metodou je užití optického mikroskopu, proto se takto nejlépe určují průsvitné těžké minerály. Nejběžnějšími těžkými minerály jsou např. granáty, amfiboly, pyroxeny, turmalíny, apatit, kyanit, rutil, zirkon (obr. 2-14) a monazity (obr. 2-15). Těžké minerály se od lehkých (křemen, živce, slídy), kterých je v hornině většina, oddělují pomocí tzv. těžké kapaliny (o hustotě 2,95 g . cm^{-3}).



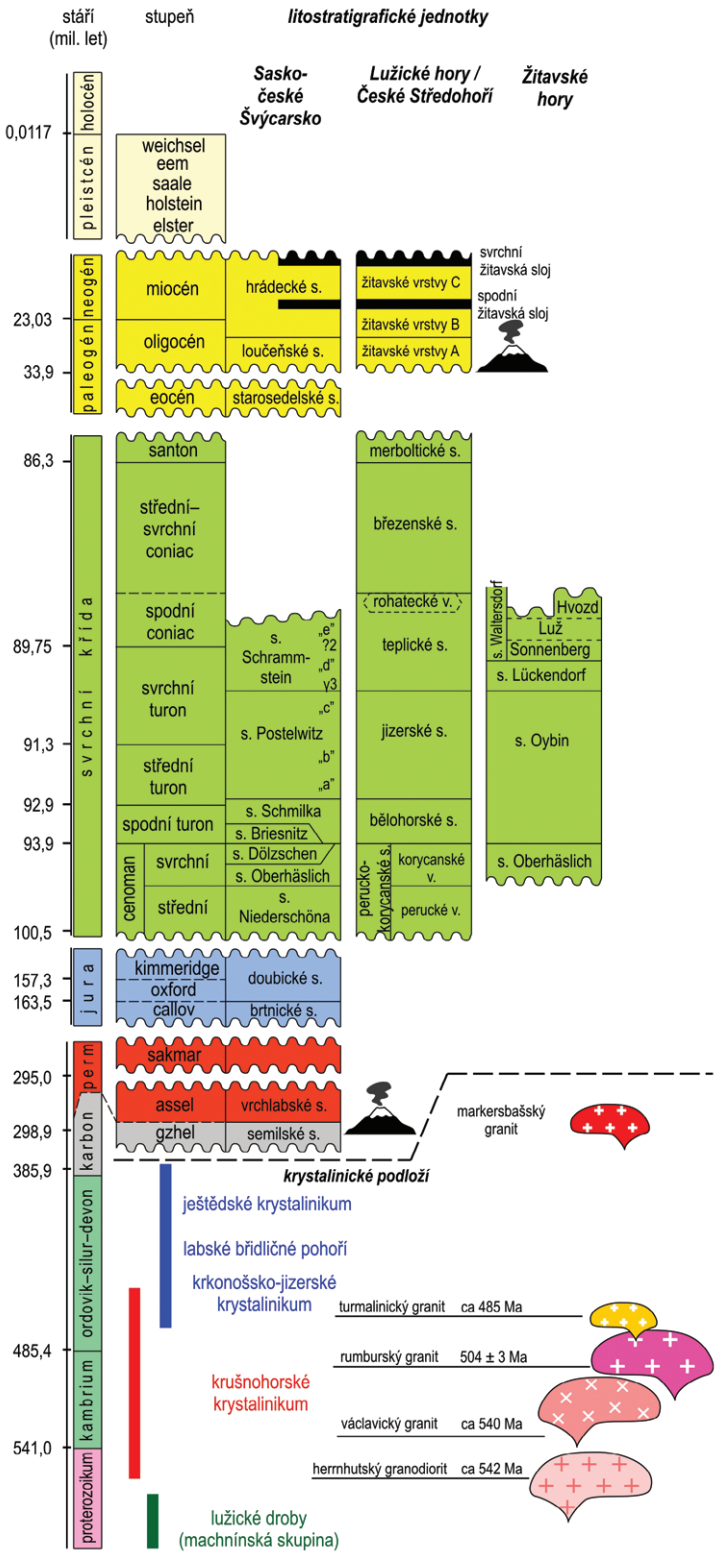
Obr. 2-14: Nejběžnější těžké minerály hornin svrchní křídy, lokalita Studený potok, perucko-korycanské souvrství (cenoman). Foto: T. Sidorinová, 2018.

Obr. 2-15: Vybrané těžké minerály – monazity ze sedimentů j. od lužického zlomu, teplické souvrství (turon/coniac). Foto: T. Sidorinová, 2018.

Pro projekt ResiBil byly na analýzu těžkých minerálů odebírány sedimenty pískovcových souvrství (jura, křída). Vzorky o váze cca 5–10 kg byly zpracovány v laboratořích České geologické služby (ČGS) na Barrandově, kde byly podrceny, odkaleny a nakoncentrovány. Koncentrát byl zvážen, vysušen a následně separován v těžké kapalině (tetrabromethan). Vzhledem k možnostem optického mikroskopu bylo zařazení některých minerálů provedeno pouze do mineralogických skupin (amfiboly, pyroxeny, granáty, skupina epidotu, sekundární minerály Fe). Magnetické minerály byly odděleny permanentním magnetem. Zastoupení jednotlivých těžkých minerálů (skupin) v každém vzorku bylo přepočteno na 100 %.

3| Stratigrafické schéma

Stratigrafické schéma (obr. 3-1) představuje zjednodušený přehled horninových celků zastoupených v projektové oblasti podle jejich stáří stratigraficky od nejstarších po nejmladší. K nejstarším horninovým celkům v projektové oblasti patří magmatické (vyvřelé) a metamorfované horniny, tvořící tzv. krystalinikum. Na něm byly ukládány sedimentární horniny paleozoika, mezozoika a kenozoika. Krystalinické podloží tvoří prekambrické lužické droby, svrchnoproterozoické až spodnopaleozoické krušnohorské krystalinikum, paleozoické krkonošsko-jizerské krystalinikum, ještědské krystalinikum a krystalinikum labského břidličného pohoří. Část těchto krystalinik byla ve starším paleozoiku proniknuta různými plutonickými (hlubinnými) magmatity (např. rumburským granitem). Krystalinické podloží je překryto diskordantně uloženými sedimentárními a vulkanickými horninami karbonského a permského stáří, které tvoří výplň českokamenické pánve. Mezi permem a jurou je přítomen hiát cca 130 mil. let, kde část sedimentárního záznamu chybí. Sedimenty z těchto období byly patrně erodovány a přepracovány do mladších sedimentárních formací. Podobný hiát je i mezi jurou a svrchní křídou – cca 50 mil. let. Jurské horniny jsou zachovány pouze v málo rozsáhlých reliktech na lužickém zlomu. Uloženiny svrchní křídy mají v projektové oblasti složitější faciální vývoj – jsou tedy rozděleny do 3 oblastí s mírně odlišnou stratigrafií (sledem souvrství). Stratigrafická korelace svrchnokřídových sedimentů je jedním z důležitých výsledků projektu. Po uložení svrchní křídy následoval hiát cca 50 mil. let., po kterém byly uloženy terciérní (paleogenní a neogenní) sedimenty a vulkanity a kvartér (pleistocén a holocén).



Obr. 3-1: Stratigrafické schéma horninových celků v zájmové oblasti projektu ResiBil.

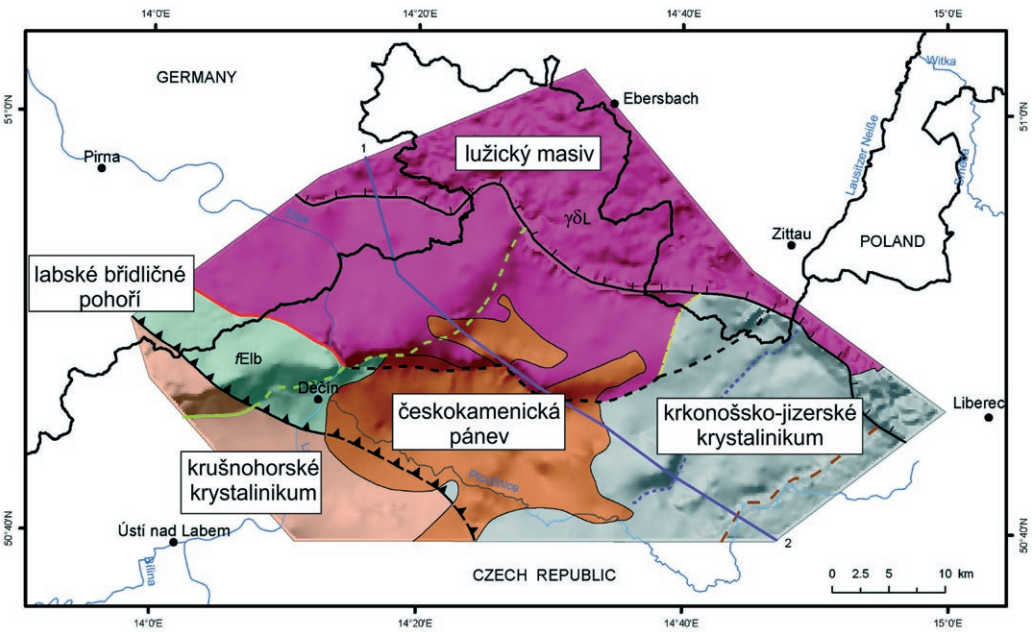
4 Geologický vývoj

Projektová oblast má složitou geologickou historii. S využitím všech nových radiometrických dat, paleontologických nálezů a strukturních dat získaných terénními pracemi lze v oblasti rozlišit několik regionálních geologických jednotek (obr. 4-1). Geologický vývoj je zaznamenaný od neoproterozoických a paleozoických metamorfovaných a magmatických hornin přes mezozoické sedimenty až po terciérní a kvartérní vulkanity a sedimenty.

Neoproterozoikum–paleozoikum

Za nejstarší jsou považovány metamorfované sedimenty svrchnoproterozoického stáří lužické skupiny, které byly kontaktně metamorfovány intruzemi granitoidů lužického masivu svrchnoproterozoického až kambrického stáří (Białek et al. 2014; Zieger et al. 2018) v období 540–504 mil. let.

Další magmatickou aktivitu představují intruze rumburského granitu na rozhraní kambrium/ordovik (500–490 mil. let). Následovaly četné žilné intruze kyselé, intermediální i bazické (lamprofyry). Magmatity nebyly pozdější regionální metamorfní přeměnou ovlivněny. Pouze místy vykazují orientovanou strukturu následkem deformací.



Obr. 4-1: Schématické znázornění regionálních geologických jednotek v podloží české křídové pánve s vyznačením linie geologického řezu (1–2).

Výchozí horniny (protolit) rul krušnohorského krystalinika, včetně v. části Krušných hor, mohou být až svrchnoproterozoického stáří (cca 570 mil. let). Nejméně ve dvou orogenních fázích, kadomské a variské, byly metamorfně a tektonicky přepracovány (teplota > 550 °C, tlak > 5 až min. 25 kbar).

Pouze varisky metamorfované spodnopaleozoické sedimenty byly v závěru variské orogeneze přesunuty přes krušnohorské krystalinikum tzv. středosaským nasunutím. V tomto případě se jednalo o horniny labského břidličného pohoří.

Na lužický masiv jsou tektonicky navázány též varisky metamorfované spodnopaleozoické horniny krkonošsko-jizerského krystalinika. Obě tyto spodnopaleozoické jednotky na sebe navazují v podloží křídy, příp. permokarbonu a jsou řazeny k lugiku (např. Mísař 1983; Cháb et al. 2008). Jako součást krkonošsko-jizerského krystalinika byla vyčleněna ještědská skupina obsahující sekvenci, patrně v podobě příkrovu, slabě metamorfovaných hornin svrchnodevonského až spodnokarbonského stáří (jítravské vrstvy; Chlupáč 2002b).

Na oblast Krušných hor i labského břidličného pohoří jsou vázány četné intruze variských magmatických hornin. V zájmovém území se nachází pouze masivek markerbašského granitu, který ovlivnil kontaktní metamorfózou okolní horniny.

Mladší paleozoikum

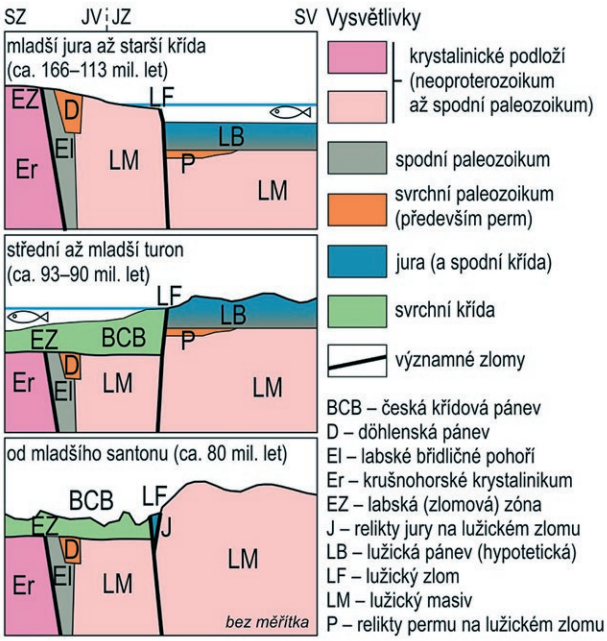
Karbon–perm

Po skončení hlavní fáze variské orogeneze (mladší devon až starší karbon, cca 400–340 mil. let (např. Franke 2006; Žák et al. 2014), nastal kolem cca 346–340 mil. let přechod z kolize, tj. horotvorby, do režimu postupného rozpadu variského pohoří (např. Žák et al. 2005, 2012). Změna tektonického režimu vedla ke kolapsu dříve zformované orogenní plošiny (např. Žák et al. 2018) a ke vzniku a postupnému vyplňování tzv. vnitrohorských pánví (např. Opluštil a Cleal 2007; Opluštil et al. 2016).

V projektovém území jsou postvariské vnitrohorské pánve zastoupeny českokamenickou pánví. Tato pánev je součástí systému pánví orientovaných v.–z. směrem, probíhajících od Plzně napříč středními Čechy až po Broumov, paralelně s předpokládanou hranicí mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou oblastí. Pokud vycházíme z analogie se sousedními pánvemi, mnichovohradišťskou a podkrkonošskou, v této době byla českokamenická pánev patrně polopříkopem s hlavním zlomem u s. okraje (srov. Martínek et al. 2006). Uvedené pánve byly ve starším permu tektonicky deformovány pravostrannými směrnými posuny na zlomech ve směru SZ–JV, jako je např. lužický zlom (Uličný et al. 2002). V důsledku těchto pravostranných směrných posunů v oblasti lužického zlomu mohlo uvnitř lužického masivu dojít k vytvoření lokálních permských pánví typu „pull apart" (Jelínek, ústní sdělení), které nemusely přímo navazovat na českokamenickou pánev. Do této tektonické fáze lze zařadit vznik döhlenské pánve v Sasku a patrně i reliktů permu na lužickém zlomu.

Mezozoikum

Vývoj oblasti v mladším permu a triasu je nejasný. Ačkoliv v současnosti zde žádné sedimenty z tohoto období nejsou, nachází se ve značně redukované mocnosti a rozsahu ve v. Čechách (např. Uličný 2004). Na základě nepřímých dat, např. datováním tektonické



Obr. 4-2: Schéma geologického vývoje v projektové oblasti v druhohorách (juře a křídě).

aktivity metodou štěpných stop či datováním zirkonů v pánvích sz. části Českého masivu (např. Danišík et al. 2010; Hofmann et al. 2018) se předpokládá, že oblast dnešního lužického a krkonošsko-jizerského masivu poklesávala již od období mladšího permu patrně až do středního triasu a později také v období jury (minimálně od střední jury). Od konce střední jury do mladší jury, v období cca 162–145 mil. let (Holcová a Holcová 2016) zde nejspíše vznikla rozsáhlá mořská pánev (obr. 4-2), což dokládá přítomnost vápenců v reliktech jurských sedimentů u lužického zlomu (např. Eliáš 1981). Tento zlom byl v průběhu druhohor pravděpodobně několikrát reaktivován, což kromě poklesávání a zakládání nových pánví vedlo i k obdobím inverze a destrukce starších pánevních výplní. Za tato období lze považovat střední trias až starší juru (cca 240–165 mil. let), spodní křídu (cca 135 mil. let) a období přibližně od campanu ve svrchní křídě (cca 77 mil. let). Důvodem reaktivace lužického zlomu během střední jury až spodní křídy byl přesun tektonického napětí do dnešní střední Evropy z oblasti rozšiřujícího se riftu Severního Atlantiku, nad kterým postupně převládl efekt vzájemného přibližování Iberie, Afriky a Evropy (Kley a Voigt 2008). Paleogeografii Českého masivu a jeho blízkého okolí v průběhu druhohor významně ovlivňovaly pohyby hladiny světového oceánu. Ty se projevovaly pohyby břežní linie směrem do pevniny (transgrese), resp. do moře (regrese). V období druhohor byl následkem dlouhodobého zvětrávaní a eroze předkřídový reliéf značně zarovnán.

Významná reaktivace zlomů v Českém masivu nastává počátkem svrchní křídy (obr. 4-2). V kombinaci s globálním nárůstem hladiny světového oceánu na rozhraní spodní/svrchní křídy se od středního cenomanu (cca 100 mil. let) ukládaly sedimenty říčních toků. Ty začaly vyplňovat údolí předkřídového reliéfu a jejich okrajové části, která ústila do moře, tj. estuárie (Uličný et al. 2009b). Ve svrchním cenomanu, v důsledku výraznějšího vzestupu hladiny světového oceánu, došlo k zaplavení rozsáhlých ploch s. a v. části Českého masivu mořem (událost je označovaná jako tzv. cenomanská transgrese; např. Klein et al. 1979) a ke vzniku české křídové pánve. Současně vlivem tektonické aktivity docházelo k poklesávání depocenter české křídové pánve situovaných podél vnitropánevních i okrajových zlomů, jako je např. lužický zlom. Výsledkem všech těchto procesů bylo oddělení dílčích sedimentárních pánví a jejich zdrojových oblastí (Uličný 2001). V rámci projektové oblasti ResiBil takto došlo k vytvoření tzv. lužicko-jizerského depocentra, oblasti s nejvyšší mírou poklesu (subsidence) v rámci v rámci celé pánve.

Z paleogeografického hlediska byla oblast v době mořské sedimentace (svrchní, příp. střední cenoman) úzkým průlivem, který spojil tethydní a boreální oblasti (Klein et al. 1979). Toto je paleontologicky doloženo nálezy smíšených boreálně-tethydních společenstev pylů (Svobodová 1999) či průniky boreální fauny, např. belemnitů (Košťák et al. 2004). Okolí české křídové pánve tvořily na Z a JZ středoevropský ostrov a na V tzv. sudetské ostrovy (Skoček a Valečka 1983). Zmíněné pevniny v období svrchní křídy částečně oddělovaly českou kří-

dovou pánev od okolních pánví, které patřily k Severnímu moři na SV, resp. k oceánu Tethys (Ziegler 1990; Voigt et al. 2008). V sedimentárním záznamu evropských pánví, které jsou začleněny do těchto mořských prostor stejně jako v české křídové pánvi, jsou čitelné hlavní dlouhodobé trendy v relativních pohybech mořské hladiny a eustatické (globální) události. Ty se projevovaly jako cenomanská transgrese, maximum mořské hladiny ve starším a minimum v mladším turonu (Voigt et al. 2008).

Významnou událostí pro celou pánev byla v období mezi svrchním cenomanem a spodním turonem transgrese podmíněná globálním zdvihem mořské hladiny (Voigt et al. 2008), při níž došlo k výrazným změnám v paleogeografii české křídové pánve. Projevila se plošnou redukcí a zaplavením dosavadních snosových areálů a přemístěním zdrojových oblastí úlomkovitého materiálu do větších vzdáleností a přerývce v sedimentaci (Čech a Valečka 1991). Po transgresi ve spodním turonu dominovalo na většině území pánve ukládání vápnitých jílovců, slínovců, méně i jílovitých vápenců a prachovců. Pouze v její s. a sz. části (lužicko-jizerské depocentrum) docházelo k progradaci pískovcových těles, ukládaných patrně v prostředí delt v ústí řek odvodňujících západosudetský ostrov (Uličný 2001). Tato tektonicky aktivní elevace byla trvalým zdrojem hrubšího úlomkovitého materiálu po celou dobu existence české křídové pánve (Tröger 1969; Valečka 1979).

Na počátku středního turonu se odehrála výrazná transgrese, která rozšířila dosah sedimentace jílovců a prachovců i do oblasti podél západosudetského ostrova. Později, v důsledku pomalého poklesávání pánevního dna za stagnující hladiny a zvýšeného přínosu úlomkovitého materiálu, docházelo zejména na SZ k výrazné progradaci písčitých těles do centra pánve (Valečka 1989). Slabá tektonická aktivita a pomalé vytváření prostoru pro ukládání přinášeného sedimentárního materiálu, jevy charakteristické pro spodní až střední turon, nabývaly na intenzitě během svrchního turonu a spodního coniaku v důsledku výraznějšího tektonického rozčlenění pánve. Tyto procesy byly kompenzovány zvýšeným přínosem materiálu z vyzvedávajícího se západosudetského ostrova (Uličný et al. 2009a).

Další významná transgrese se odehrála ve svrchním turonu, jak dokládá velmi rychlý litologický přechod z pískovců jizerského souvrství do jemnozrnných uloženin teplického souvrství (Čech a Valečka 1991; Čech 2011). Transgrese vyústila do plošné redukce zdrojových oblastí (ostrovů) a výrazného omezení progradace pískovcových těles, které měly nejmenší plošný rozsah za celou dobu existence české křídové pánve (Herčík et al. 1999).

Příznačným rysem svrchního turonu byla intenzivnější vnitropánevní tektonika, která vedla k prohloubení tzv. depocenter, tj. těch částí pánve, ve kterých byly ukládány největší objemy úlomkovitého materiálu přinášeného z okolních pevnin. Tyto jevy přetrvávaly i dále v průběhu coniaku i santonu, pro které je charakteristická převaha klastické sedimentace, zejména méně zralých pískovců a výrazný vliv mořských proudů (Voigt et al. 2008) na přepracování materiálu ukládaného v deltách. Jednou z charakteristických facií coniaku je tzv. flyšoidní facie (Valečka a Rejchrt 1973), která lemuje deltové sedimenty a je interpretovaná jako uloženiny gravitačních proudů (Uličný 2001). Hojný výskyt tohoto typu sedimentů dokládá zvýšenou tektonickou aktivitu (Nádaskay et al. 2019c) a s ní související intenzivnější výzdvih západosudetského ostrova a jeho erozi. Zvýšená tektonická aktivita na lužickém zlomu souvisí s celoevropskou změnou napěťového pole a deformací prealpinských terénů ve střední a západní Evropě v důsledku nasouvání prvních příkrovů centrálních Západních Karpat (Mortimore et al. 1998).

S výjimkou přerývky na hranici cenoman–turon probíhala sedimentace v české křídové pánvi kontinuálně až do santonu. Její existence tedy trvala 11–12 mil. let (Voigt et al. 2008). Radiometrické datování vulkanitů doprovázejících inverzi pánve na lužickém zlomu (nejstarší proniky 77 mil. let, Pivec et al. 1998) připouští možné pokračování sedimentace nejdéle do středního campanu. V důsledku pozdně křídové inverze a paleogenní komprese v předpolí alpinského orogénu však došlo k erozi a ztrátě části sedimentárního záznamu (Coubal 1990). Svrchní část pánevní výplně, svrchnoturonského až santonského stáří, je zachována zejména v tektonicky pokleslých krách uvnitř oherského riftu (např. v projektové oblasti). Mocnost zachovalých uloženin české křídové pánve dosahuje v průměru 200–400 m (Herčík et al. 1999). Maximálních mocností až 1 000–1 200 m nabývá výplň pánve podél tektonického okraje v ssz. části (Valečka 1979). V průběhu pozdně křídové a terciérní inverze a výzdvihu české křídové pánve došlo v její centrální části k erozi až o 500 m mladších členů výplně (Uličný et al. 2003).

Terciér–kvartér

Po ukončení křídové sedimentace nastal tektonický rozpad výplně české křídové pánve, který byl spojen se saxonskou tektogenezí na hranici mezi křídou a terciérem (např. Malkovský 1987). Při tzv. saxonském vrásnění došlo ke vzniku četných zlomů a reaktivaci lužického přesmyku. Ve starším paleogénu, na silně zvětralém a denudovaném povrchu, se usadily nejprve lokálně pestré sedimenty říčního původu tvořené pískovci, podřízeně slepenci a jílovci.

Terciérní vulkanity (bazaltoidy, nefelinity, pyroklastika bazaltoidních hornin, fonolity až trachyty) leží v nadloží paleogenních říčních sedimentů. Radiometrickým (Pfeiffer et al.

Obr. 4-3: Vypreparované sloupce čediče na lokalitě Panská skála u Kamenického Šenova. Foto: P. Tomanová Petrová, 2014.

Obr. 4-4: Hluboce zařízlý kaňon Labe v okolí Hřenska. Foto: K. Motyčková a J. Šír, 2013.

1984) a fytopaleontologickým datováním sedimentů z jejich podloží náleží produkty vulkanismu hlavně do svrchního oligocénu až spodního miocénu. Lokálně jsou prokládány pestrými sedimenty, které vznikaly v malých, efemerních pánvích - jílovci, pískovci, často s vulkanogenní příměsí, diatomity i uhelnými jílovci až uhlím. Proniky vulkanitů jsou vázány na zlomy oherského riftu a jeho okolí a na zlomy u lužického zlomu (obr. 4-3).

Po teplém klimatu v terciéru následovalo začátkem kvartéru ochlazování, které vyústilo v kontinentální pleistocenní zalednění, jež na území Šluknovska zanechalo relikty glacigenních (ledovcových) sedimentů. Kontinentální ledovec přímo ovlivnil svojí akumulační činností a procesy spojenými s čelem ledovce převážně oblast s. od lužického zlomu (Šibrava 1967; Nývlt 1998). Povrch zájmové oblasti je nejčastěji pokryt sedimenty kvartéru zastoupenými glacilakustrinními (ledovcovo-jezerními) sedimenty (jíly, varvy), eolickými sedimenty (spraše a sprašové hlíny), splachovými a svahovými sedimenty (kamenité, hlinitokamenité až hlinitopísčité sedimenty), v údolních tocích sedimenty říčních teras a nivními sedimenty jako písek, štěrk a hlína. Etapovitým zahlubováním Labe do sedimentů svrchní křídy zastoupených převážně pískovci a místy i do jejich krystalinického podloží byl vytvořen během spodního a středního pleistocénu hluboký kaňon (obr. 4-4).

5| Tektonika

Tektonika je vědní obor zabývající se studiem deformací zemské kůry. Pozornost je zaměřena jak na křehké deformace (vznikající při nižších teplotách a tlacích), tak na křehce duktilní až duktilní deformace (vznikající při vyšších teplotách a tlacích). V zájmové oblasti se vyskytují všechny typy struktur: jak křehké (zlomy, pukliny, puklinové zóny), tak křehce duktilní (střižné zóny, vrásovo-zlomové příkrovy) i duktilní (vrásy, vrásové systémy). Zlomy porušují masiv na jednotlivé bloky (kry). Podle pohybu na zlomu a pozice bloků vůči zlomovým plochám rozeznáváme pokles, přesmyk a násun. Plastická deformace (vrásnění) na rozdíl od křehké deformace způsobuje ohyb hornin v masivu a tvorbu tzv. synklinál (koryt) a antiklinál (sedel). K ohybům dochází za vyššího tlaku a teploty. Typickým výsledkem plastických deformací je vznik vrás, složených ze sedla a koryta. Seskupení mnoha vrás ve velkém měřítku je příkrov, který tvoří základy mnoha pohoří (např. Alp, Karpat).

V souvislosti s řešením tektonického porušení území rozlišujeme zlomy předkřídové až pokřídové, které vznikly během jednotlivých etap horotvorné činnosti (obr. 5-1).

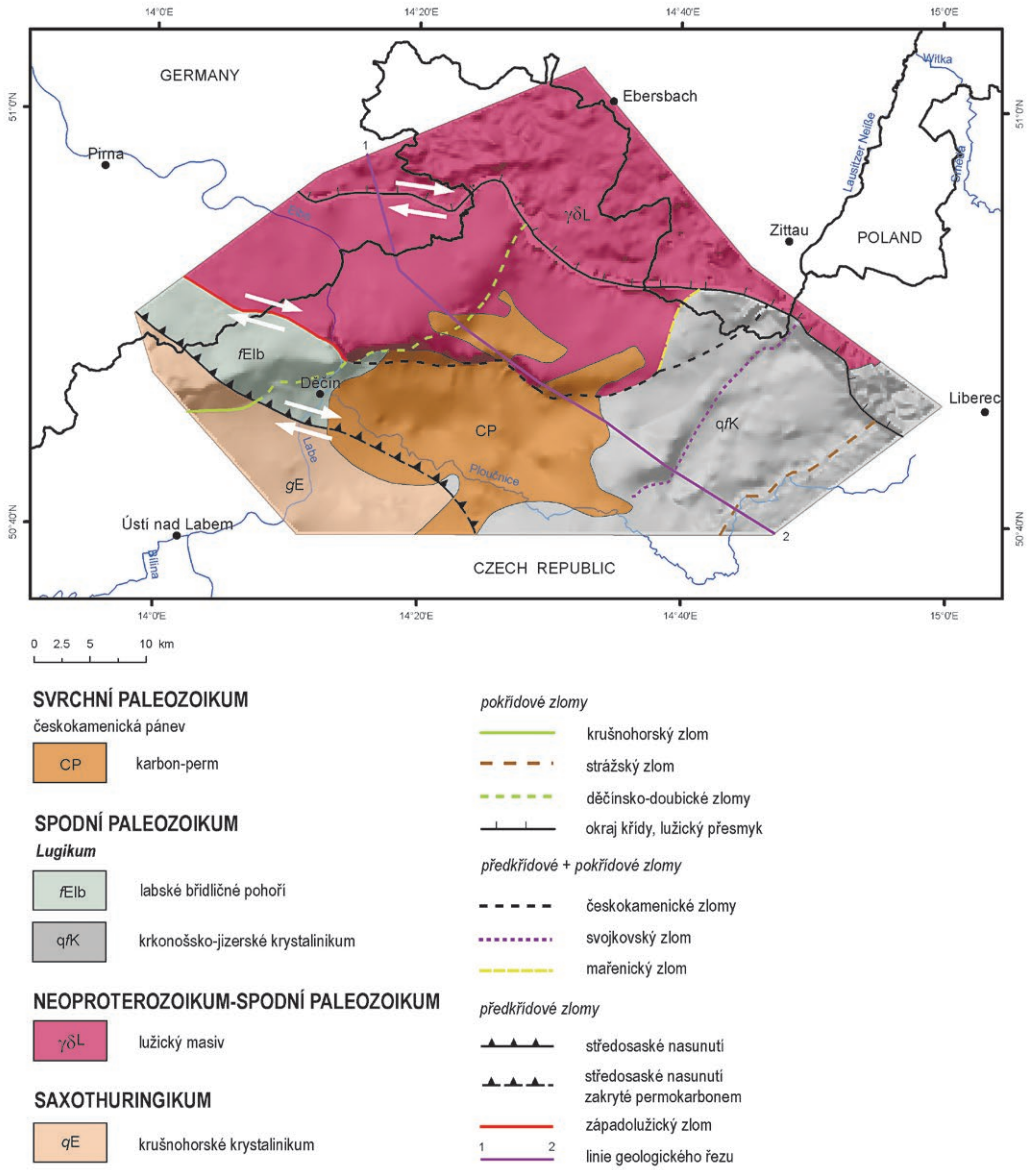
Většina křehkých struktur se v zájmové oblasti projevuje porušením sedimentů svrchní křídy. S postupem vrtné a geofyzikální prozkoumanosti se ověřily výraznější skoky na zlomech v podloží svrchní křídy. Tektonické struktury v křídových sedimentech částečně navazují na rozhraní variského stáří mezi jednotlivými bloky v podloží. Nejvýznamnější zlomové zóny, tj. oblasti s výskytem více než jednoho zlomu s posunem vrstev kolem 50 m a více, které porušují celý sled svrchní křídy, je možné rozdělit do tří skupin:

1) ve směru SZ–JV, zlomy tzv. labského směru;
2) ve směru SSV–JJZ, resp. SV–JZ a V–Z, zastupující tektonické struktury oherského riftu (obr. 5-2);
3) ve směru SSV–JJZ, zlomy v křídových sedimentech tzv. jizerského směru (Uličný et al. 2009b).

V současnosti lze vymezit v zájmové oblasti několik významných zlomových systémů:

Středosaské nasunutí má charakter přesmyku spodnopaleozoických, slabě metamorfovaných hornin labského břidličného pohoří (součást lugika) přes krušnohorské krystalinikum. Je pozdně variského stáří (asi 300–320 mil. let) a představuje 200–1500 m mocnou poruchovou zónu. Tento zlom měl několik aktivních fází. Po násunu fylitů přes krušnohorské krystalinikum byl aktivní jako poklesový zlom během zvedání Krušných hor. Poté se reaktivoval jako střižná zóna a lužický masiv byl přemístěn oproti Krušným horám k JV (Rauche 1992). V křídových sedimentech se neprojevuje. Přesmyk byl původně popsán v Sasku, kde vychází na povrch. Na české straně je jeho průběh předpokládaný jen z vrtné dokumentace (Mlčoch a Konopásek 2010).

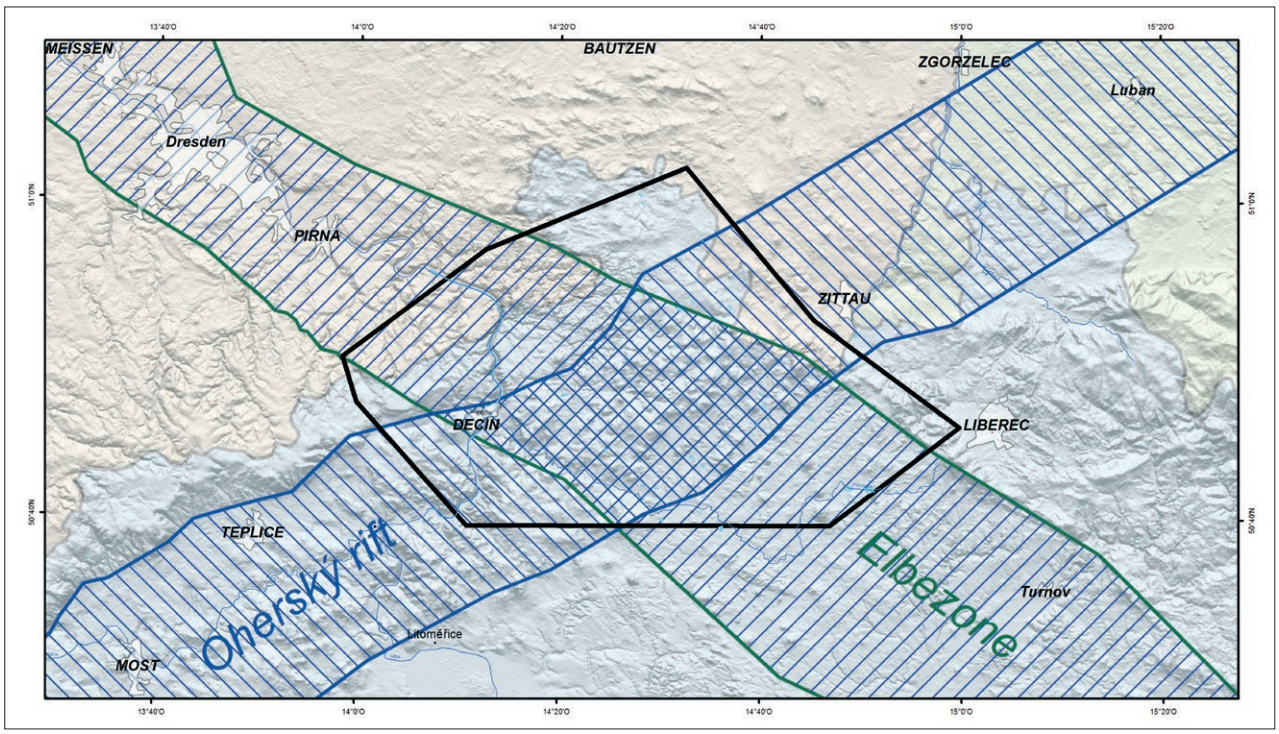
Západolužický zlom je opět původně popsaný v Sasku. Odděluje droby a granodiority lužického masivu od spodnopaleozoických hornin labského břidličného pohoří. Tento zlom



Obr. 5-1: Schematické znázornění podloží české křídové pánve a významných variských tektonických struktur s pravostranným pohybem (bílé šipky).

byl aktivní ve stejné době jako středosaské nasunutí a střižnými zónami odděluje několik těles rozdílných hornin. Dosahuje mocnosti okolo 100 m. Na české straně je známý pouze z údolí Labe, jehož korytem přímo prochází. Jeho průběh byl lokalizován na výchozech na pravém i levém břehu Labe (Ebert 1934; Valečka et al. 1970). Křídové sedimenty nijak neporušuje a ani se nijak neprojevuje změnou v jejich sedimentaci. Lze jej vysledovat až na děčínsko-doubické zlomové pásmo (Krentz 2008).

Lužický zlom je nejvýznamnější zlom sz.–jv. směru, který odděluje sedimentární výplň české křídové pánve od granitoidů lužického masivu, ještědského a krkonošsko-jizerského krystalinika. Zlom byl založen v době variské orogeneze a během mladšího paleozoika a mezozoika byl reaktivován. Pohyby na lužickém zlomu se naposledy objevily v období



Obr. 5-2: Schematické znázornění křížení významných zlomových zón labského směru a oherského riftu.

svrchní křídy a pokračovaly do spodního paleogénu (60–70 mil. let). Tehdy jeho jednotlivé úseky fungovaly jako poklesové s inverzním vývojem, ale i jako násunové zlomy (např. Krentz a Stanek 2015; Hofmann et al. 2018). Odskok granitoidů lužického masivu v délce několika km podél lužického zlomu k JV naznačuje, že v průběhu svrchního paleozoika mohl fungovat jako střižný zlom za vzniku menších pánví typu „pull apart". To je hypotetická představa, jak dostat v průběhu další fáze přesmyk hornin svrchního paleozoika nad křídové sedimenty, když se v jejich podloží v blízkosti přesmyku svrchnopaleozoické sedimenty nenachází. V podobné pozici jsou i výskyty permokarbonských sedimentů u Drážďan (döhlenská pánev). V současnosti představuje zlom v z. části zájmové oblasti plochý násun (přesmyk), který způsobil přesunutí granitoidů lužického masivu spolu s relikty permských a jurských sedimentů přes sedimenty svrchní křídy. Jeho projevy můžeme pozorovat např. v okolí Doubice, kdy podél něj byly vyvlečeny sedimenty jury (lokalita 6). V okolí Jítravy mezi Vysokou a Kozími hřbety (lokalita 15) probíhá ssz.–jjv. směrem jeden ze segmentů lužického zlomu, který zde má charakter poklesového zlomu s vyvlečenými vrstvami nejstaršího křídového souvrství (cenoman).

Českokamenické zlomové pásmo se v podloží křídy projevuje výrazným zlomovým svahem (skokem) ve směru SZ–JV, resp. Z–V. Lemuje s. okraj českokamenické svrchnopaleozoické pánve a je přímým pokračováním západolužického zlomu. Zároveň částečně tvoří j. okraj lužického masivu. Přesnost jeho průběhu v podloží křídy je dána omezeným množstvím údajů z vrtů a seizmických profilů. Jeho pokračování dále k V až k lužickému přesmyku není jednoznačné ani zřetelněji patrné v morfologii podloží, jeho geologické stavbě či v gravimetrické mapě (obr. 2-2). K této skupině patří i dvojice zlomů (příp. zlomových zón) směru ZSZ–VJV s projevy v křídě, zhruba paralelních s lužickým zlomem. Tyto zlomy se jednak

oddělují u Chřibské od děčínsko-doubického zlomového pásma a probíhají mezi Chřibskou a Mařenicemi, jednak tvoří pokračování českokamenického zlomového pásma mezi Českou Kamenicí a Novým Borem. Významné jsou zejména zlomy mezi Českou Kamenicí a Novým Borem, které oddělují zakleslou část na JZ od z. a centrální části Lužických hor na SV, které jsou relativně vyzdvižené asi o 200 m. V této části Lužických hor jsou erodovány nejmladší křídové sedimenty (od spodní části březenského souvrství výše). Na východ od vrchu Luž a Cvikova tyto zlomy přecházejí do směrově komplikované tektonické zóny ukončené na strážském zlomu.

Východní hranice lužického masivu vůči spodnopaleozoickým horninám krkonošsko-jizerského krystalinika v podloží křídy, směru SSV–JJZ, je téměř kolmá na průběh českokamenického zlomového pásma a lužického zlomu. Hranici jsme označili jako mařenický zlom, který byl aktivní v předkřídové sedimentaci a reaktivovaný po křídě. V křídových sedimentech tomu odpovídá řada zlomů oddělujících spodnoturonské bělohorské souvrství od březenského souvrství coniaku.

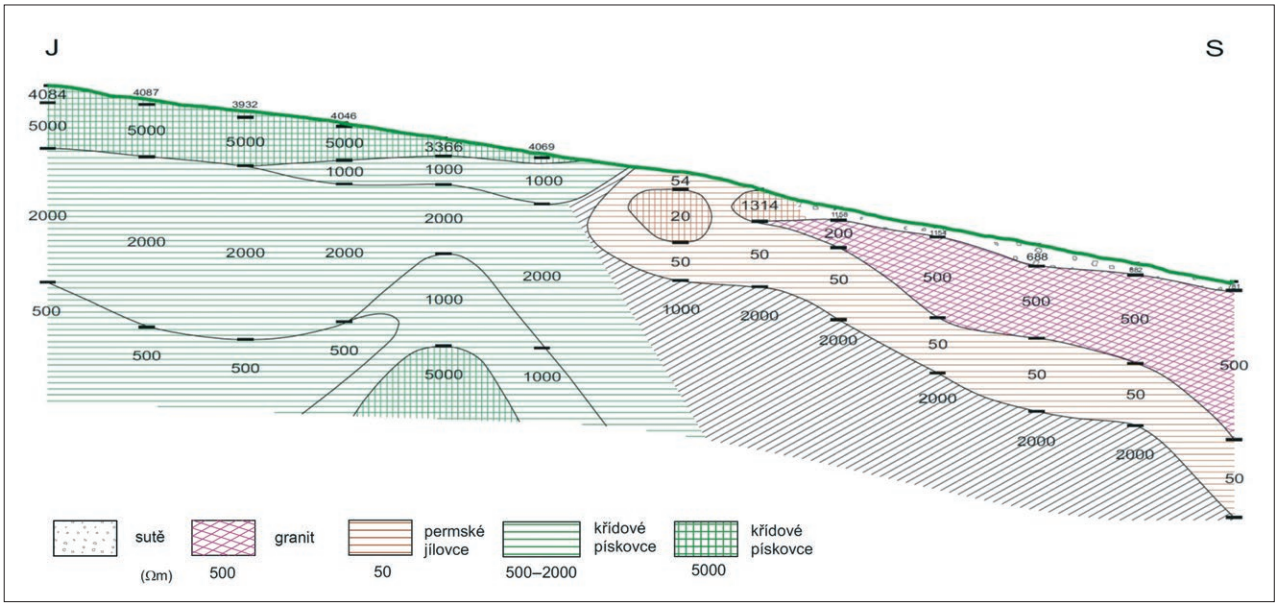
Krušnohorský zlom je řada na sebe navazujících pokřídových zlomů poklesového charakteru oddělujících turonské jizerské souvrství od podkrušnohorské pánve. Na západě zájmového území odděluje krušnohorské krystalinikum od křídových sedimentů a je definován až po středosaské nasunutí. Aktivní byl patrně během neogénu až do kvartéru. Základ krušnohorského zlomu tvořily zlomy, které se v době otevírání oherského riftu vyvíjely ve směru V–Z (Rajchl et al. 2009). Tyto zlomy byly později propojeny a reorientovány do směru SV–JZ, který je dominantní i v současnosti. Zmíněné zlomové zóny představují nynější sz. okraj oherského riftu. Zároveň představují i významné tektonické rozhraní v rámci české křídové pánve.

Děčínsko-doubické zlomové pásmo navazuje směrem na V na krušnohorský zlom a projevuje se sérií výrazných skoků v křídových sedimentech (Herčík et al. 1999). V podloží křídy je patrný morfologický stupeň charakteru poklesových zlomů v horninách labského břidličného pohoří a lužického masivu. Odděluje blok s perucko-korycanským, bělohorským a jizerským souvrstvím, který je ukloněný směrem k SSV na saské území (s. od Děčína i s odkrytým krystalinikem v údolí Labe), od hluboce zakleslého bloku směrem k J do Českého středohoří s teplickým, březenským až merboltickým souvrstvím. Zakleslý blok mezi děčínsko-doubickým a českokamenickým zlomovým pásmem je označovaný jako benešovská synklinála (Herčík et al. 1999). Maximální sumární pokles na děčínsko-doubickém zlomovém pásmu je až kolem 500 m, u českokamenického zlomového pásma asi 150 m.

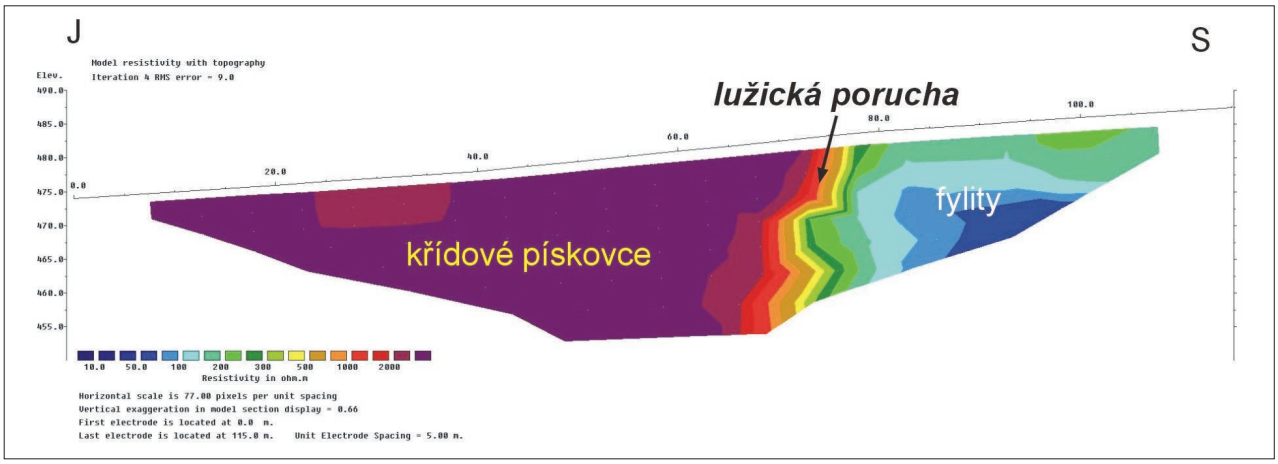
Mezi nejmladší patří tektonické struktury směru SV–JZ. Je to řada zlomů orientovaných příčně až kose k lužickému přesmyku. Nejvýraznější je strážský zlom, který odděluje strážský blok, představující vyzdviženou oblast s erodovanými mladšími křídovými sedimenty až na spodní část jizerského souvrství, od tlusteckého příkopu s výplní coniackého stáří a celkovou mocností svrchní křídy až 750 m. Svojkovský a velenický zlom, nacházející se v tlusteckém příkopu, vymezují vyzdvižený blok erodovaný až na úroveň svrchní části jizerského souvrství, tzv. lasvickou hrásť. Posuv na jmenovaných zlomech je až 200 m. Směrem dále k SZ svojkovský zlom a paralelní sloupské zlomy tvoří okraj hluboce zakleslého novoborského příkopu, který představuje v. pokračování benešovského příkopu. Kaskádovitý posun na několika zlomech zde činí až 350 m. Stejnou orientaci vykazují i četné žíly, hlavně v okolí strážského zlomu, které vyplňují otevřené pukliny či zlomy.

Na výchozech pískovců je možné pozorovat různé tektonické jevy, např. tektonická zrcadla, četné pukliny atd. (obr. 5-3a, b).

Obr. 5-3:
a) Tektonická, silicifikovaná zrcadla na puklinách v hrubozrnných pískovcích březenského souvrství (lužské pískovce). Opuštěné lomy na Čertově pláni u Lesného. Foto: J. Valečka, 2019.
b) Tektonické ohlazy v pískovcích jizerského souvrství v oblasti Lückendorfu. Foto: Š. Mrázová, 2018.



Obr. 5-4: Odporový řez z metody VES na lokalitě Lesné-Milířka.



Obr. 5-5: Odporový řez z metody ERT na lokalitě Ostrý vrch.

Na území České republiky a Saska, v rámci zájmového území, byla pro sledování průběhu a charakteru lužického zlomu a nejmladších tektonických poruch ve směru SV–JZ využita geofyzikální měření. Komplex geofyzikálních metod byl realizován podél lužického zlomu na lokalitách Doubice, Žulovec, Lesné-Milířka, Dolní Sedlo a Zdislava. Především geoelektrické metody a seizmika prokázaly, že charakter lužické poruchy se mění od Z k V. V Sasku a v oblasti Krásné Lípy a Varnsdorfu se jedná o přesmyk, kdy granity lužického masivu leží na křídových sedimentech, např. na lokalitě Milířka. Délka přesmyku je řádově stovky metrů s mírně ukloněnou násunovou plochou (obr. 5-4). Na severu je podle výsledků gravimetrie tato plocha ukončena strmým subvertikálním kontaktem s krystalinikem, pravděpodobně

Obr. 5-6: Údolí Bílého potoka. Foto: Š. Mrázová, 2017.

tektonického charakteru. Na lokalitě Doubice (lokalita 6) a Lesné-Milířka byl podél tohoto násunu ověřen výskyt hornin mladšího paleozoika (perm, jura), které v některých částech svými fyzikálními vlastnostmi (permské jílovce) tvoří pravděpodobně hydrogeologickou bariéru. Na východ od údolí Bílého potoka (Weissbach) na lokalitě Ostrý vrch má lužický zlom charakter strmého subvertikálního poklesového zlomu (obr. 5-5). Byla zde ověřena mladší tektonická porucha porušující průběh lužického zlomu, která umožňuje přetok podzemních vod z křídových sedimentů do terciérní pánve u Hrádku nad Nisou (obr. 2-3).

Na území Saska, v oblasti Lückendorfu, byla využita měření reflexní seizmiky (obr. 2-5a, b), která ověřila průběh lužického přesmyku a jeho částečné porušení mladším zlomem ve směru SV–JZ (König-Johann-Quelle Störung). Do hloubek prvních desítek metrů byl ověřen tento zlom také metodou ERT (elektrická odporová tomografie). Důležitá je pravděpodobně jeho hydrogeologická funkce, neboť v okolí jsou soustředěny významné prameny (König-Johann Quelle) a pramenné oblasti (údolí Bílého potoka/Weissbachtal; obr. 5-6).

6 Regionálněgeologická stavba

V zájmové oblasti se nacházejí následující regionální geologické jednotky (obr. 4-1): saxothuringikum (krušnohorské krystalinikum), lugikum (labské břidličné pohoří, lužický masiv, krkonošsko-jizerské krystalinikum – ještědská skupina), sedimenty karbonu–jury, české křídové pánve, terciéru a kvartéru.

1. Lužický masiv

Lužický masiv patří do skupiny velkých odkrytých intruzivních masivů ve střední Evropě. Na zájmové území zasahuje jen jeho menší část do Šluknovského výběžku. Je zastoupen několika typy granitů a granodioritů, které intrudovaly do hornin lužické drobové formace svrchního proterozoika (machnínská skupina). Jde o břidlice a droby, nejstarší známé horniny území, usazené v mělkém svrchnoproterozoickém moři před více než 600 mil. let (650 až 570 mil. let). Přibližně před 500 mil. let byly při intruzi plutonických hornin ovlivněny kontaktní metamorfózou. Vznikl metamorfní plášť masivu, tvořený fylity a metadrobami. Kry těchto hornin lemují lužickou poruchu a vyskytují se např. v prostoru z. od Jiřetína (Křížová hora, Šibeniční vrch) nebo v Milířské dolině, kde jsou známy pouze z důlních děl nebo z úlomků ve svahovinách.

Obr. 6-1: Lužický granodiorit v lomu Lipová. Foto: Š. Mrázová, 2019.

V lužickém masivu jsou vyčleněny a v časové posloupnosti uvedeny následující horninové typy (Opletal a Adamová 2002): 1) Lužické biotitické granodiority (obr. 6-1), jejichž stáří je kadomské, intrudovaly v rozmezí 542–587 mil. let (Kröner et al. 1994, 2001). Do této skupiny patří např. typ Zawidów, Löbau a Herrnhut. V granodioritech lze rozlišit všesměrně zrnité až zbřidličnatělé typy, které mezi sebou vytvářejí pozvolné přechody. Hlavními minerály jsou živce (plagioklas, draselný živec), křemen a biotit, akcesorické jsou apatit a zirkon. 2) Lužický dvojslídný hybridní granodiorit (anatexit) tvoří přechod mezi lužickým granodioritem a metamorfním pláštěm. Nejde o čistou intruzivní horninu, ale o velmi proměnlivý, hybridní granodiorit. 3) Rumburský porfyrický biotitický monzogranit a 4) václavický a brtnický biotitický monzogranit, jejichž stáří je 490 mil. let a které vznikly v rozmezí kambrium–ordovik. Rumburský monzogranit je hrubě zrnitý až

Obr. 6-2: Lužický dolerit v bývalém lomu u Rožan. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

velkozrnný, místy porfyrický, často vyvětrávající do velkých bloků. Obsahuje modravě šedý křemen, draselný živec, biotit, akcesorickými minerály jsou apatit, zirkon, cordierit a oxidy železa. U porfyrických typů tvoří draselný živec vyrostlice o velikosti 3 až 7 cm. Václavický monzogranit je považován za přechodný typ mezi rumburským granitem a lužickým granodioritem. Je středně zrnitý, místy i porfyrický, bělošedý. Na minerálním složení se podílejí křemen, plagioklas, draselný živec, biotit, ± muskovit, ± amfibol. Biotit často uzavírá apatit, zřídka zirkon a vzácně sagenit. Další akcesorické minerály jsou titanit, epidot a rudní minerály (Fe-oxidy a pyrit). 5). Žilné horniny pestrého petrografického složení, v nichž byly vymezeny různé porfyry, aplity, křemenné žíly, lamprofyry a pegmatity, pronikají všemi typy granitoidů. Dolerity (obr. 6-2) intrudovaly v době kolem 400 až 360 mil. let (Krauss et al. 1992). Místy obsahují rudní minerály s obsahem mědi a niklu. Žilný křemen vyplňuje zlomy a tektonické zóny. Mohutný křemenný val se vyskytuje s. od Rumburka.

2. Krušnohorské krystalinikum

Krušnohorské krystalinikum zasahuje do zájmového území v malém rozsahu jen v jeho z. části. Na české straně je tvořeno středně zrnitými dvojslídnými rulami, které lze místy označit jako ortoruly nebo metagranodiority. Na německé straně se kromě ortorul a metagranitoidů také vyskytují jemně zrnité svory a dvojslídné ruly. Původní horninou (protolitem) byl granodiorit, který byl působením teploty a tlaku metamorfován a vystaven variabilní intenzitě deformace. Muskovit-biotitické ortoruly (obr. 6-3 a 6-4) se vyznačují usměrněnou stavbou, s výrazným lineární uspořádáním slíd. Místy se v hornině vyskytují zachovalé porfyroblasty draselných živců. Pro metagranodiority je charakteristická nevýrazná usměrněná stavba s reliktní granitoidní strukturou. Tyto horninové typy pokračují dále v podloží sedimentů české křídové pánve a částečně i pod permokarbonskými sedimenty až ke středosaskému

Obr. 6-3: Nejvýchodnější výchozy krušnohorského krystalinika na svahu Krušných hor pod Tiskými stěnami. Foto: B. Mlčoch, 2019.

Obr. 6-4: Vytěžená poloha amfibolitu v ortorulách u Petrovic. Foto: B. Mlčoch, 2019.

nasunutí (Chaloupský 1978), přesněji podle Mlčocha a Konopáska (2010). Na německé straně středosaské nasunutí představuje výrazné tektonické rozhraní, které má charakter přesmyku s úklonem k S až SV a je tektonickou hranicí mezi Krušnými horami a spodnopaleozoickými horninami labského břidličného pohoří.

3. Krkonošsko-jizerské krystalinikum, ještědská skupina

Krkonošsko-jizerské krystalinikum se nachází v sv. okraji projektového území podél lužického přesmyku. Součástí krkonošsko-jizerského krystalinika je ještědská skupina (Mísař 1983), která tvoří část Ještědského hřbetu. Z jižní a jz. strany je oddělená lužickým přesmykem od křídové pánve.

Podle Kozdroje (2001) leží na autochtonním podloží označeném machnínská skupina. Velká část ještědské skupiny je tvořena ordovicko–spodnodevonskými sericitickými fylity, viz. obr. 6-5 (včetně pokrývačských fylitů s hojnými ichnofosiliemi indikujícími relativně hlubokovodní prostředí sedimentace), kvarcity ordovického stáří a nízce metamorfovanými sedimenty i vulkanity ordovického i silurského stáří (Chlupáč 2002b). Metakvarcity se vkládají do fylitových sledů, mocné jsou

Obr. 6-5: Ordovický fylit, Kryštofovo Údolí. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

vyvinuty zvláště na Ještědu. Vulkanická facie je spojena s karbonátovým komplexem s dolomity, vápenci, rohovci a grafitickými vápenci.

Paleontologicky dokázané silurské sedimenty leží v podhůří Krkonoš v krkonošsko-jizerském krystaliniku a na Ještědském hřbetu (Chlupáč 2002b). Jedná se o tmavé grafitické fylity se silicity, v nichž se vyskytují graptoliti. Nepochybně svrchnosilurské jsou šedé jemnozrnné hlíznaté vápence (obr. 6-6), v nichž byly u Křižan nalezeny zbytky lilijic. Na Ještědském hřbetu vystupují tmavé grafitické fylity se silicity.

Mezi devonské horniny, které byly spolehlivě doloženy jen na Ještědském hřbetu (Chlupáč 2002b), jsou řazeny fylity a zelené břidlice vyskytující se v nadloží siluru. Paleontologicky prokázané jsou v souvrství vrstevnatých vápenců v okolí např. Světlé pod Ještědem. Byly v nich nalezeny hojné zbytky stromatopor, korálů a ramenonožců vyššího středního devonu v mělkovodním karbonátovém vývoji. Vulkanickou činnost dokazuje korálová fauna z metamorfovaných tufitických hornin od Vysoké u Jítravy (Galle a Chlupáč 1976; Chlupáč 2002b).

Nejmladší zachované patro ještědské skupiny jsou svrchnodevonská až spodnokarbonská souvrství, též označované jako jítravské souvrství. Je tvořeno kvarcity, arkózovými kvarcity a konglomeráty, které jsou diskordantně odděleny od podložního patra. Část spodního devonu a celý střední devon patrně chybí. Sedimenty nejvyššího devonu se nacházejí v lomu na Velkém Vápenném u Jítravy. Nejstarší jsou černé břidlice s pyritem a goniatity vzniklé v anoxickém prostředí. Nad nimi vápence s konodonty dokládají vyrovnání životních podmínek, které bylo přerušeno náhlým nástupem sedimentace břidlic s drobnými trilobity (Chlupáč 2002b). Vedle svrchnodevonských vulkanitů se vyskytují převážně klastické spodnokarbonské sedimenty, které jsou považovány za součást výplně mořského průlivu směřujícího z oblasti labského břidličného pohoří do oblasti slezského a drahanského kulmu. Litologicky se jedná o spodnokarbonské hnědočervené až šedozelené kontinentální slepence s drobnými polohami drob a pelitů. Sedimenty svrchního devonu a spodního karbonu jsou silně zvrásněny a slabě regionálně metamorfovány. Podle interpretace Chaloupského (1970) pokračují svrchnodevonské až spodnokarbonské horniny v podloží křídy až do oblasti Jablonného v Podještědí.

4. Labské břidličné pohoří

Labské břidličné pohoří v údolí Labe tvoří část labské zóny. Zahrnuje především staropaleozoické sedimenty a metavulkanity. Všechny horniny jsou většinou silně tektonicky narušeny silným sevřením a v sv. části dodatečně kontaktně metamorfovány variskými granitoidy.

Horniny ordoviku (skupina Mühlbach-Nossen) sestávají především z kvarcitů, fylitů, metaryolitů (sericitové horniny) a krystalických vápenců, mocných metadacitů a jejich tufů

Obr. 6-6: Šedé tence vrstevnaté devonské vápence v Solvayově lomu u Křižan. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

Obr. 6-7: Svrchnodevonská série rohovců tzv. bavorské facie. Údolí Seidenbachu. Foto: Š. Mrázová, 2019.

(„chloritové ruly“) (Kozdroj et al. 2001). Černé silurské buližníkové a černé břidlice (kamenečná břidlice) se zbytky fosilií (graptoliti) často tektonicky leží na vrstvách ordoviku. Střední až svrchní devon je doložen mikrofosiliemi, které představují nálezy konodontů. Přitom se vyskytují nejrůznější faciální formy hornin – „durynská“ s mohutnou sérií diabasů a vápenců a „bavorská“ vývojová facie s devonskou sérií rohovců (obr. 6-7). Celý vývoj je uzavírán spodnokarbonskou sérií konglomerátů jílových břidlic a drob, vyznačující se především výskytem konglomerátu lyditu a rohovce (Alexowsky et al. 1997).

Pokračování sekvence spodnopaleozoických hornin labského břidličného pohoří podél středosaského nasunutí z německé strany je na českém území skryto v podloží sedimentů české křídové pánve. Z několika málo vrtů do podloží křídy jsou známy fylity a grafitické fylity. V údolí Labe vychází na povrch metabazity (amfibolity) a fylity. V rámci vrtného průzkumu projektu Nový jez na Labi byly zastiženy, kromě těchto hornin, také tělesa krystalických vápenců (nepublikováno). V údolí Labe podél západolužického zlomu se nachází kontakt hornin labského břidličného pohoří s granodiority lužického masivu, doprovázený relikty svrchno-

proterozoických drobových rul, patrně patřících do machnínské skupiny. Západolužický zlom je známý především z německé strany. Na české straně odděluje tyto dvě skupiny hornin jen v krátkém úseku v údolí Labe, ve výchozech na levém i pravém břehu a přímo v korytě řeky.

5. Karbon–perm

Sedimenty i vulkanity svrchního paleozoika (karbon–perm) jsou soustředěny do dvou oblastí, v obou případech na českém území: 1) českokamenické pánve, patřící k systému extenzních/transtenzních pánví směru V–Z mezi Plzní a Trutnovem, a 2) reliktních výskytů podél lužického zlomu. V rámci projektové oblasti se horniny permokarbonského stáří na saském území nevyskytují.

Českokamenická pánev na povrch nevystupuje; její uloženiny tvoří podloží české křídové pánve v oblasti o rozloze zhruba 300 km^2 přibližně mezi Žandovem a Srbskou Kamenicí. Výplň pánve je tvořena cyklickým střídáním pískovců, prachovců a jílovců (např. Kučera a Pešek 1982). Tyto horniny byly ukládány v prostředí aluviálních vějířů a divočících říčních systémů, později až v aluviálním a jezerním prostředí (např. Martínek et al. 2006). Vulkanické horniny – tzv. melafyry (andezity až bazaltické andezity) a ryolity, resp. jejich vulkanoklastika, byly zastiženy zejména v nižších úrovních výplně pánve, která dosahuje celkem 620 m (např. Pešek et al. 2001).

Sedimenty a vulkanity spodního permu se na německém území nachází v tzv. labské zóně, kde překrývají horniny variského podloží. Nejvýznamnějším výskytem na německé

Obr. 6-8: Permské prachy až jíly (aleuropelity), Doubice – Vápenka. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

straně je döhlenská pánev ležící jz. od Drážďan o délce cca 23 km a šířce 4 km a maximální mocnosti výplně cca 700 až 800 m. Zde probíhala intenzivní těžba černého uhlí a uranu. Pánev je vnitřně členěna četnými poruchami ve směru SZ–JV.

Relikty permských sedimentů u lužické poruchy – viz obr. 6-8 (Fediuk et al. 1958; Absolon 1979) jsou plošně málo rozsáhlé a výrazně tektonicky deformované. Jsou tvořeny cyklickým střídáním slepenců, pískovců, prachovců a jílovců, které připomíná vývoj v döhlenské pánvi v Sasku (srv. Reichel a Schauer 2006). Obdobný sled byl zachycen i vrtem 6412_L (Lesné; Nádaskay et al. 2019a), realizovaným v rámci projektu ResiBil. Relikt, který byl tímto vrtem nově ověřen, představuje nejvýchodnější výskyt permokarbonu v rámci projektové oblasti.

6. Jura

Jurské sedimenty se v zájmovém území zachovaly jen v několika malých tektonických krách u lužického přesmyku (Fediuk et al. 1958; Dvořák 1964). Jurské vrstvy jsou tlakově postiženy, zapadají pod lužický masiv k VSV, místy mohou být i v překocené poloze. Spolu s jurou se na některých lokalitách vyskytují i sedimenty a vulkanity permu. Směrem od Z k V jde o tyto lokality: Lichtenheiner Mühle, Saupsdorf a Hinterhermsdorf v Sasku, lokalitu Bílý potok (Weissbach), situovanou na hranici České republiky a Saska, a o Brtníky, Kyjov a Doubice v severních Čechách. Některé lokality jsou dnes téměř zaniklé. Na všech lokalitách jsou odkryty především karbonáty, dolomitické vápence a dolomity. Jurské sedimenty představují nepatrné relikty velké jurské sedimentační pánve. Jurská transgrese, která postupovala z boreální a tethydní oblasti (např. Eliáš 1981), překryla rozsáhlá území Českého masivu,

Obr. 6-9: Jurské dolomitické vápence na lokalitě Doubice - Vápenka, dříve těžené na výrobu vápna ve zdejší vápence. Foto: Š. Mrázová, 2017.

Obr. 6-10: Dopravní štola mezi bývalými lomy a vápenkou u Doubice. Foto: M. Vajskebrová, 2018.

což dokládá výskyt valounů jurských sedimentů v mladších sedimentárních formacích svrchnokřídového a terciérního stáří. Většina jurských uloženin byla odstraněna během křídovo–kenozoické eroze (Bosák 2008). Nejúplněji zachovaný vrstevní sled se nachází na lokalitě Doubice, kde byl ověřen průzkumnými vrty. Na této lokalitě se pod karbonáty vyskytují i bazální klastika, jejichž podloží tvoří sedimenty permu (obr. 6-8). Eliáš (1981) zdejší sedimenty rozdělil do dvou litostratigrafických jednotek, brtnického a doubického souvrství. Podle Eliáše (1981) vrstevní sled reprezentuje sedimentární cyklus stáří callovian-kimmeridge (střední–svrchní jura). Spodní brtnické souvrství dosahuje mocnosti 12–14 m a je tvořeno bělošedými až bělavými křemitými pískovci s polohami slepenců majícími bazální charakter, místy s červenohnědým pigmentem pocházejícím z permských sedimentů (Eliáš 1981). Jeho stáří je určené na základě výskytu amonita *Hecticoceras hecticum* v intervalu callovian až spodní oxford (Klein et al. 1971). Tyto sedimenty reprezentují příbřežní mořské sedimenty (pláže, bary). Nadložní doubické souvrství dosahuje mocnosti kolem 80 m a je tvořeno převážně dolomity a dolomitickými vápenci. Spodních 4–5 m zahrnuje písčité dolomity s jehlicemi hub, je převážně oxfordského stáří a obsahuje bohatou amonitovou faunu s *Gregoriceras transversarium*. Vyšší část souvrství oxfordského stáří budují světlé vápence s amonity *Epipeltoceras bimammatum* a *Lithacoceras achilles* a s obsahem

rohovcových konkrecí, které však v dnešní době již nejsou pozorovatelné (Přichystal 2009). Nejsvrchnější část doubického souvrství reprezentuje asi 20 m tmavých vápenců s amonity kimmeridžského stáří. Toto stáří potvrzuje i Hrbek (2014), zatímco Holcová a Holcová (2016) uvažují i o tithonském stáří. Karbonáty se ukládaly v mělkém prostředí otevřeného šelfového moře s normální salinitou, s epizodami příbřežní sedimentace.

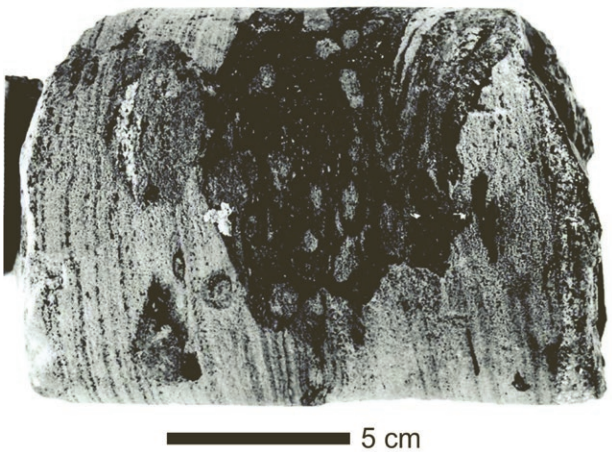
Jurské dolomitické vápence (obr. 6-9) byly dříve těženy a páleny na vápno. Doklady o těžbě jsou např. na lokalitách Doubice-Vápenka (obr. 6-10) či Kopec u Brtníků, který se ve starých mapách nazývá Kalkweg. V jurských sedimentech byly zjištěny polymetalické rudy obsahující olovo a zinek, resp. mědnaté zrudnění, avšak bez praktického významu (Chrt 1957).

7. Křída

Svrchní křída české křídové pánve představuje plošně nejrozsáhlejší stratigrafickou jednotku a nejmocnější z pokryvných sedimentárních útvarů. Na povrchu zaujímá 1 218 km^2, tedy 64 % projektové oblasti. Základním rysem svrchní křídy ve studované oblasti je přítomnost mocných sledů hrubých siliciklastických sedimentů, především pískovců, dosahujících mocnosti až první stovky metrů. Tyto pískovce jsou soustředěny především v s. a sv. polovině oblasti. Ze severu jsou omezeny lužickým zlomem, který tvoří okraj české křídové pánve, směrem k J postupně vykliňují do jemnozrnných sedimentů – jílovců a prachovců s proměnlivou vápnitou příměsí, dominujících v celé osní části pánve. Celková mocnost sedimentů svrchní křídy se pohybuje od několika prvních metrů až po cca 1 000 m v hluboce zakleslé části české křídové pánve mezi Novým Borem a Benešovem nad Ploučnicí. Na německém území dosahuje mocnost sedimentů až cca 550–650 m (Tröger 2008). Variace v mocnosti výplně české křídové pánve jsou dány jak členitým reliéfem jejího podloží, tak i postsedimentární inverzí a erozí. Zachovaný stratigrafický rozsah výplně české křídové pánve je cenoman až santon (cca 100 až 86 mil. let; obr. 3-1). Výplň pánve je rozdělena na souvrství a vrstvy, které jsou definovány litologickým obsahem a vůdčími fosiliemi; v české, resp. saské části studované oblasti jsou tyto stratigrafické jednotky definovány odlišným způsobem.

Perucko-korycanské souvrství, resp. **souvrství Niederschöna** a **Oberhäslich** (cenoman)
Perucko-korycanské souvrství je rozšířeno v téměř celé zájmové oblasti. Zastoupeny jsou perucké (v německé části pánve souvrství Niederschöna) i korycanské vrstvy (souvrství Oberhäslich). Pískovcové facie souvrství tvoří bazální křídový kolektor podzemních vod (označovaný jako A).

Perucké vrstvy, resp. souvrství Niederschöna, se vyskytují jen lokálně a jsou vázány na údolí v paleoreliéfu, která vznikla před mořskou transgresí, po níž začalo ukládání korycanských vrstev, resp. souvrství Oberhäslich. Vrstvy charakterizuje cyklický vývoj říčních sedimentů (Valečka 1975, 2015; Voigt 1998). Profily vrstvami jsou tvořeny cykly mocnými od několika dm do několika metrů, vyznačujícími se pozitivní gradací – v úplném vývoji gradace probíhá od hrubých pískovců až slepenců po prachovité jílovce, zčásti uhelné. Tyto horniny byly ukládány v prostředí meandrujících říčních toků, méně často také divočících řek. Perucké vrstvy se v zájmovém území vyskytují v několika oddělených, lineárně protažených areálech. Dva největší areály o rozsahu desítek km^2 se nachází sz. od Děčína a s. od Jetřichovic. Oba areály mají j. ohraničení na českém území a pokračují k S, na území Saska. Mocnosti peruckých vrstev v těchto areálech se pohybují až kolem 30 m. Další výskyt,



Obr. 6-11: Skartační vzorek z vrtu uranového průzkumu J-534368 Smordov, hl. 629,40 m. Jemno- až střednozrnný křemenný pískovec korycanských vrstev s výraznou šikmou laminací (a akumulací organického detritu v laminách) je intenzivně bioturbovaný – v hnízdě s jemnějším jílovito-prachovitým materiálem s rozptýlenou organikou lze rozeznat chodby *Macaronichnus* a *Rosselia*, ve světlém laminovaném pískovci se nacházejí izolované chodby s písčitou výplní *Thalassinoides*. Foto: z archivu J. Valečky, 1975.

probíhající ve směru SV–JZ, byl zjištěn mezi Benešovem nad Ploučnicí a Ústím nad Labem (Valečka 2015) a mocnosti vrstev se pohybují až kolem 25 m. V některých místech, hojněji např. v sz. a s. okolí Mimoně, jsou z hlubokých vrtů popisovány na bázi křídy, pod mořskými pískovci korycanských vrstev, 2–3 m mocné, šedé a světle až bělavě šedé jílovce. Jílovce se ukládají na podložní krystalinikum; při jeho povrchu jsou vyvinuty červenavě zbarvené zvětrávací horizonty.

Korycanské vrstvy (obr. 6-11), resp. souvrství Niederschöna, jsou rozšířeny v celém zájmovém území, vyjma okolí Berggiesshübelu, kde se neuložily na předkřídové elevaci krystalinika. Vývoj vrstev je především pískovcový, podřízené jsou polohy slepenců. Pískovce mají variabilní zrnitost a variabilní obsah jílu a prachu. Zastoupeny jsou jílovitoprachovité jemně až středně zrnité pískovce, někdy i slabě vápnité, i jemně až středně zrnité, méně často i hrubě zrnité křemenné pískovce. Slepence se objevují jen jako tenké polohy na bázi vrstev nebo jako decimetrové polohy s erozní bází v jemnozrnných pískovcích. V údolí Labe mezi Čertovou Vodou s. od Děčína a Bad Schandau se korycanské vrstvy souvrství Oberhäslich dělí ve dvě části: spodní část (do 40 m) s masivními, velmi hrubozrnnými, drobnozrnně konglomeratickými pískovci až hrubě písčitými drobnozrnnými konglomeráty a svrchní část s jemnozrnnými pískovci s tenkými hrubozrnnými vložkami. Celková mocnost korycanských vrstev dosahuje maxima 100–115 m jednak v okolí Hřenska, jednak v blízkosti lužického zlomu. Minimální mocnosti, pod 10 m, se vyskytují na elevacích fundamentu, např. v blízkém sv. okolí Děčína, kde byly zjištěny mocnosti jen 5 m (Valečka et al. 1970). V oblasti Žitavských hor jsou do stropu souvrství Oberhäslich zařazeny jemnozrnné vápnité pískovce, 15 m mocné (Voigt et al. 2013). Je značně pravděpodobné, že tyto pískovce představují bazální část bělohorského, resp. oybinského souvrství.

Bělohorské souvrství, resp. **souvrství Schmilka** a **Briesnitz** (spodní–střední turon)
Souvrství se vyznačuje v celém území relativně stabilní mocností mezi 85–130 m. Charakterizuje jej stabilní litologický vývoj, který se od báze ke stropu souvrství vyznačuje hrubnutím a vytváří výrazný progradační cyklus. Cyklus začíná na bázi kolem 10 m mocnými pevnými slínovci, slabě prachovitopísčitými. Tyto slínovce tvoří v celém území významný izolátor, oddělující bazální (cenomanský) kolektor A od turonských kolektorů B a C. Slínovce obsahují vysoký podíl (až kolem 25 %) drobných úlomků fauny. Z nich jsou nejvíce zastoupeny jehlice mořských hub. Jejich vyloužením dochází často k silicifikaci slínovců, někdy spojené s odvápněním, horniny mohou mít i zvýšenou pórozitu. V odvápněných polohách má hornina charakter spongilitu, nazývaného i opuka, resp. Pläner nebo Plänersandstein. Výše následují smouhované bioturbované jemnozrnné prachovité, zčásti vápnité pískovce. Hrubnutím a ubýváním jílovité a vápnité složky do nadloží tyto pískovce

přechází do středně až hrubě zrnitých křemenných pískovců s příměsí křemenného štěrčíku. Vyskytují se i do 2 m mocné polohy písčitých drobnozrnných slepenců. V nejvyšší části souvrství se místy objevují polohy jemně až středně zrnitých, dobře vytříděných pískovců. Křemenné pískovce bělohorského souvrství (obr. 6-12) jsou často silně prokřemenělé. Prokřemenění dosahuje stadia pískovcových křemenců, místy, např. v tektonické zlomové zóně na svazích Děčínského Sněžníku, až křemenců. Křemenné pískovce tvoří převážnou část souvrství mocnou 65–85 m. Souvrství se v celém území, s výjimkou okolí Berggiesshübelu, ukládá na jemnozrnné křemenné nebo jílovitoprachovité pískovce korycanských vrstev. Rozhraní je většinou tvořeno rychlým litologickým přechodem, kolem 2 dm mocným, může být i ostré a na bázi bělohorských slínovců se může objevit i větší množství minerálu glaukonitu. V okolí Berggiesshübelu se ukládá přímo na krystalinické podloží.

Bazální slínovcový interval v území řešeném projektem ResiBil představuje ekvivalent bazální části briesnitzského souvrství (resp. Labiatus Pläner), které směrem k SZ nabývá na mocnosti a na SZ od Pirny tvoří celý profil bělohorského souvrství. Pískovce (Labiatus Sandstein) nad slínovcovým intervalem jsou klasifikovány jako souvrství Schmilka (např. Wilmsen a Niebuhr 2014). Bazální slínovcový interval pod pískovci bývá popisován také jako Lohmgrundmergel (např. Alexowsky et al. 1997). V Žitavských horách němečtí autoři bělohorské souvrství, resp. souvrství Schmilka a Briesnitz, nevymezují. Ekvivalent bělohorského a jizerského souvrství zde slučují do jediné jednotky – oybinského souvrství – s odůvodněním, že hranici mezi zmíněnými jednotkami nelze stanovit (Wilmsen a Niebuhr 2014). Spodní část oybinského souvrství, mocná kolem 115 m, koreluje s bělohorským souvrstvím (Voigt et al. 2013).

Obr. 6-12: Křemenné (kvádrové) pískovce bělohorského souvrství na dně kaňonu Kamenice v Českém Švýcarsku. Z hydrogeologického hlediska jsou tyto pískovce součástí kolektoru B, resp. spodní částí spojeného kolektoru BC. Foto: J. Valečka, 2009.

Jizerské souvrství, resp. **souvrství Postelwitz** a **Oybin** (střední–svrchní turon)
Jizerské souvrství představuje nejmocnější litostratigrafickou jednotku s dominantně pískovcovým vývojem (obr. 6-13). Souvrství a jeho saské ekvivalenty tvoří hlavní část spojeného turonského kolektoru BC (společně s pískovci bělohorského souvrství, resp. souvrství Schmilka). Výjimkou je pouze jz. okraj území, kde se souvrství štěpí do dvou dílčích kolektorů oddělených izolátory (slínovci a prachovci) a kde je odděleno i od pískovců bělohor-

Obr. 6-13: Šikmo uložené pískovce jizerského souvrství na lokalitě Sloní kameny. Foto: P. Tomanová Petrová, 2017.

ského souvrství. Bazální poloha s ostrým spodním kontaktem, několik málo metrů mocná, kontrastuje se středně až hrubě zrnitými pískovci ve stropu bělohorského souvrství. Polohu tvoří jemnozrnné nebo jemně až středně zrnité dobře vytříděné pískovce, často proniknuté sítí chodeb ichnogenu *Thalassinoides*. Pískovce jizerského souvrství mají variabilní zrnitost i variabilní obsah jílovitoprachovitého, zčásti i vápnitého matrixu. Zastoupeny jsou jílovitoprachovité, zčásti vápnité pískovce až jemně a středně až hrubě zrnité křemenné pískovce, často se štěrčíkovitou příměsí. U severovýchodního okraje území, poblíž lužického zlomu, se v pískovcích zvyšuje obsah štěrčíku, vytvářejícího i polohy hrubozrnných štěrčíkovitých pískovců s přechody do písčitých drobnozrnných slepenců. V křemenných pískovcích se podřízeně objevují tenké polohy a nepravidelně tvarované konkrecionární útvary tvořené intenzivně provápněným pískovcem, často s hojnými fragmenty schránek mlžů. Pro jizerské souvrství je charakteristické uspořádání pískovců do nahoru hrubnoucích cyklů o mocnosti od několika málo do několika desítek metrů. V generelu směrem od lužického zlomu k JZ až ZJZ klesá mocnost souvrství, přibývá v něm jemně až středně zrnitých pískovců a klesá počet negativně gradovaných cyklů. Poblíž lužického zlomu dosahuje maximálních mocností kolem 420 m. Zhruba podél linie Děčín–Verneřice se mocnosti pohybují kolem 150 m a na JZ od této linie se v souvrství nacházejí dva až tři mocnější nahoru hrubnoucí progradační cykly s velkým zastoupením jemnozrnných, zčásti vápnitých jílovitoprachovitých pískovců. U jihozápadního okraje zájmového území, na Děčínském Sněžníku a j. a jz. od Martiněvsi, se již ve spodní části progradačních cyklů vyskytují převážně slínovce a vápnitojílovité prachovce. Pískovce zde tvoří dvě oddělená tělesa jen ve svrchní části cyklů (Valečka 1989).

Stratigrafie souvrství není zcela vyjasněna kolem státní hranice mezi Českou republikou a Německem na V od Labe. Zde jsou v mohutném pískovcovém sledu zachovány morfologické stupně „a“ až „e“, vymezené v 1. pol. minulého století (Lamprecht 1928, 1934) a německými geology stále používané jako pomocné dělení (Wilmsen a Niebuhr 2014). Na saském území jsou stupně „d“ a „e“ již řazeny k souvrství Schrammstein, tj. ekvivalentu teplického souvrství.

Teplické souvrství, resp. **souvrství Schrammstein, lückendorfské** a **waltersdorfské souvrství** (spodní část včetně sonnenberských pískovců; svrchní turon–spodní coniac)
Teplické souvrství má poměrně pestrý litofaciální vývoj, který je odlišný od vývoje v typové oblasti v Poohří. Plošně dominují vápnité prachovce a jílovce. Jejich mocnost, spolu s vloženými tělesy jemnozrnných pískovců (obr. 6-14) v Lužických horách, dosahuje až 80–90 m. Strop souvrství zde byl určen na základě vůdčích fosilií (Čech et al. 1987). Pískovce se v rámci teplického souvrství vyskytují ve dvou úrovních – v turonu, resp. coniaku. Turonské pískovce teplického souvrství mají větší plošný rozsah i mocnost (až kolem 100 m), jsou však odkryty pouze v nevelkých, erozí oddělených omezených areálech v Lužických horách, v sv. okrajové části Českého Švýcarska a v okolí Jablonného v Podještědí, kde nasedají na litologicky odlišné pískovce jizerského souvrství. Do turonské části souvrství je řazeno i tzv. kozelské pískovcové těleso (Nádaskay et al. 2018) odkryté jz. od České Lípy. Pískovce v coniacké části teplického souvrství vystupují na povrch v Lužických horách. Jejich stratigrafickým ekvivalentem je spodní část sonnenberských vrstev ve facii převážně jemnozrnných pískovců, vystupujících v z. části Žitavských hor.

Obr. 6-14: Masivní i nepravidelně deskovitě odlučné jemnozrnné pískovce teplického souvrství. Opuštěný lom na jz. svahu Hvozdu. Foto: J. Valečka, 2019.

Celková mocnost souvrství je v důsledku vykliňování pískovců k JZ proměnlivá. V Lužických horách dosahuje až 180 m, j. od Nového Boru, kde coniacké pískovce již vykliňují, pouze do 100 m. V Žitavských horách je mocnost lückendorfského souvrství do 30 m, sonnenberských pískovců až 180 m (Voigt et al. 2013).

Bázi souvrství Schrammstein tvoří podél státní hranice a v Sasku hraniční horizont „γ3" (Grenzhorizont γ3) reprezentovaný jemnozrnnými prachovitojílovitými pískovci (bází jednoho z cyklů hrubnoucích do nadloží). Tento horizont se u česko-německé hranice, v okolí Pravčické brány a Grosser Winterbergu, nachází ve výškové úrovni mezi 360 a 380 m n. m. (Lamprecht 1928, 1934). Nad ním se stále vyskytují variabilně zrnité křemenné pískovce, převážně v cyklech hrubnoucích do nadloží, korelovatelné se svrchní částí jizerského souvrství, zastižené v hlubokých vrtech zjz. od České Kamenice (Valečka 1989). V zájmu sjednocení stratigrafie byly pískovce stupňů „d" a „e" v okolí Pravčické brány, Grosser Winterbergu a Hinterhermsdorfu interpretovány jako ekvivalent teplického souvrství. V Žitavských horách jizerskému souvrství odpovídá zhruba střední a svrchní část oybinského souvrství (Wilmsen a Niebuhr 2014; Voigt et al. 2013). Dle litologické charakteristiky oybinského souvrství v Žitavských horách koreluje s bází jizerského souvrství 2–4 m mocný interval jemně až středně zrnitých pískovců (Voigt et al. 2013). Interval se nachází v úrovni 115–130 m nad bází oybinského souvrství.

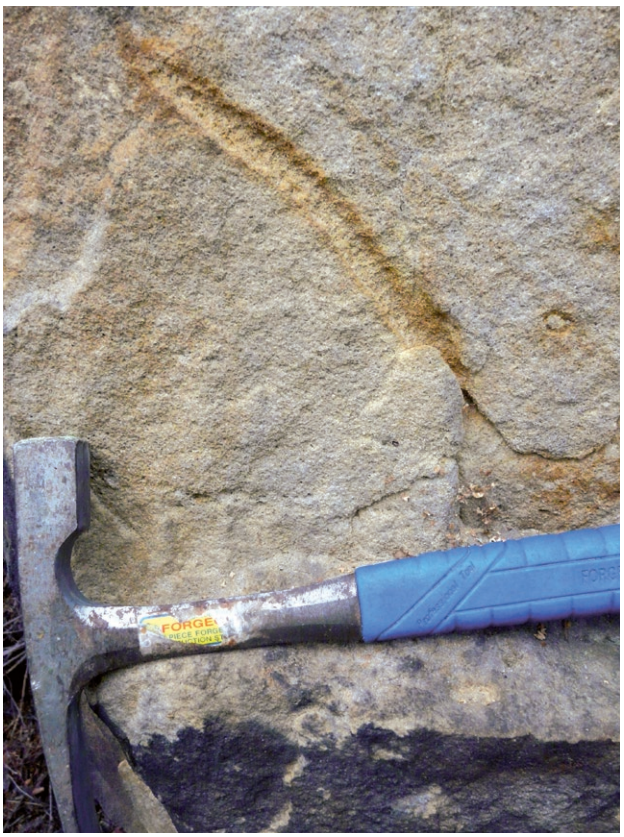
Březenské souvrství, resp. **waltersdorfské souvrství**
(svrchní část včetně hvozdských a lužských pískovců; coniac)
Březenské souvrství pokrývá rozsáhlé území uprostřed zájmové oblasti v Českém středohoří a Lužických horách. Na saském území mu v Žitavských horách odpovídá svrchní část waltersdorfského souvrství, jehož stratigrafický rozsah i zachovaná mocnost jsou však výrazně nižší. Lužské pískovce, tvořené velmi hrubozrnnými pískovci se štěrčíkem, se vyskytují mj. na hraničním hřebenu mezi Luží a Pěnkavčím vrchem. Není jasné, zda lužské a hvozdské pískovce, tvořené hlavně bioturbovanými jemnozrnnými pískovci, jsou ve stratigrafické superpozici, anebo se nacházejí přibližně ve stejné stratigrafické úrovni.

Březenské souvrství tvoří značnou část jednoho z nejdůležitějších kolektorů podzemních vod v projektové oblasti; spolu s podložním teplickým a nadložním merboltickým souvrstvím tvoří nejvyšší kolektor D. Od nižšího kolektoru BC – který odpovídá pískovcům jizerského souvrství a který je na německém i českém území vůbec nejvýznamnějším kolektorem – je oddělen do 100 m mocným izolátorem, zahrnujícím teplické a spodní část březenského souvrství ve vývoji vápnitých prachovců a jílovců. Blízko okraje pánve mohou být pískovce kolektoru D propojeny s pískovci teplického souvrství, případně i nižšími turonskými pískovci, přičemž vytvářejí mocný kolektor BCD. Jeho plošný rozsah je však omezen na úzký pás v blízkosti lužické poruchy přibližně mezi Rybništěm u Krásné Lípy a vrchem Hvozd.

Báze souvrství oproti teplickému je definována na základě výskytu vůdčích zkamenělin uvnitř sledu vápnitých prachovců a jílovců nasedajících na pískovce jizerského souvrství (např. Čech et al. 1987). Celková mocnost souvrství činí v tzv. benešovském příkopu do 450 m (Čech et al. 1987). V Lužických horách je mocnost souvrství neúplná a dosahuje nejvýše kolem 300 m. Na saském území má souvrství max. mocnost do 30 m v případě lužských, resp. 40 m v případě hvozdských pískovců (Voigt et al. 2013).

V oblasti Lužických hor je souvrství tvořeno převážně křemennými (kvádrovými) pískovci, které zde místy vytvářejí skalní města (obr. 6-15 a 6-16). Plošný rozsah pískovců

Obr. 6-15: Erozí postižené pískovce březenského souvrství ve skalním městě u Sloupu v Čechách. Foto: M. Vajskebrová, 2015.



Obr. 6-16: Ichnogenus *Ophiomorpha* v hrubozrnných pískovcích březenského souvrství (lužské pískovce, coniac). Opuštěné lomy na Čertově pláni u Lesného. Foto: J. Valečka, 2019.

v březenském souvrství je omezen na Z denudací v předpolí doubické zlomové zóny a částečně na v. větví českokamenické zlomové zóny. Dále na JZ křemenné pískovce rychle přecházejí do silně prachovitojílovitých jemnozrnných pískovců až písčitých, zčásti vápnitých jílovitých prachovců až prachovitých vápnitých jílovců a do flyšoidní facie. Tento přechod je patrný i směrem k JZ až JV, z území v. části Lužických a Žitavských hor, k České Lípě a Stráži pod Ralskem. V profilech březenským souvrstvím se zde vyskytují stále tělesa křemenných pískovců, ale na mocnosti nabývají především vápnitojílovité prachovce až slínovce a v menší míře i flyšoidní facie. Maximální mocnost flyšoidní facie, kolem 200 m (Valečka a Rejchrt 1973), se zachovala v oblasti tzv. benešovského příkopu. Všechny tři zmíněné facie jsou interpretovány jako dílčí součásti deltového sedimentárního systému (Nádaskay a Uličný 2014). Kvádrové pískovce byly ukládány v prostředí čela delty; četné sedimentární struktury (např. šikmé a čeřinové zvrstvení, cosety) poukazují na intenzivní přepracování uloženin čela delty mořskými proudy, patrně přílivovo-odlivovými (Valečka 1979; Uličný 2001). Flyšoidní facii ukládaly gravitační proudy (např. Valečka a Rejchrt 1973) transportující klastický materiál z čela delty do jejich předpolí, příp. do míst, kde byly po většinu času ukládány vápnité prachovce a jílovce. Pískovcové vložky ve flyšoidní facii mohly být částečně přepracovány silným bouřkovým vlněním (Valečka 1984). Vrtem 4650_Y Jedlová (Nádaskay et al. 2019b) byl navíc zastižen sled se střídajícími se křemennými a jílovitoprachovitými pískovci, resp. prachovci, ukládaný patrně v prostředí blízko pobřeží.

Merboltické souvrství (santon)
Představuje nejmladší část křídového sledu a je přítomno pouze na českém území v plošně málo rozsáhlých a nesouvislých erozních reliktech o mocnosti max. 200 m (např. Čech et al. 1980), zachovaných mezi vulkanity Českého středohoří. Je tvořeno relativně málo zpevněnými křemennými a jílovitoprachovitými pískovci (obr. 6-17) se zvýšeným obsahem živců (Valečka a Slavík 1985). Polohy pískovců jsou často odděleny vložkami nevápnitých jílovců a jílovitých prachovců o mocnosti několika cm až 4,5 m. Uloženiny merboltického souvrství jsou interpretovány jako sedimenty prodelty, tj. nejvzdálenější části deltového systému, ukládané z nízkohustotních gravitačních proudů iniciovaných povodněmi v přínosovém fluviálně-deltovém systému (Valečka a Slavík 1985; Uličný et al. 2015).

8. Oherský rift
Sopečná činnost v zájmovém území, která začala na přelomu druhohor a třetihor, tj. asi před 65 mil. let, náleží k vulkanismu Českého středohoří. Nejstarší vulkanické aktivity jsou známé jen ve formě polzenitových žil. Vlastní vulkanismus Českého středohoří je vázán

Obr. 6-17: Pískovna v Zubrnicích představuje nejinstruktivnější výchoz nejmladšího merboltického souvrství (santon). Souvrství je zde budováno několik dm mocnými lavicemi křemenných pískovců, oddělených tenkými polohami jílovito-prachovitých pískovců až písčitých prachovců. Foto: J. Valečka, 2009.

na vulkanotektonickou zónu pojmenovanou oherský rift. Tato zóna vznikla již dříve ve stabilizované části kontinentu jako reakce na alpinské horotvorné pochody (orogenezi). Porušení pevninské kůry mělo takový hloubkový dosah, že umožnilo roztaveným hmotám vystoupit k povrchu. Docházelo k tomu zvláště od eocénu přes oligocén, kdy probíhala nejsilnější sopečná činnost, až do miocénu. Sopečný komplex se tak vytvořil v době největší vulkanické aktivity před 40 až 16 miliony let.

V prvních fázích projevů vulkanismu pravděpodobně docházelo k odplyňování hlouběji umístěných sopečných magmatických krbů podél hluboko dosahujících zlomových struktur. Vznikaly tak silně explozivní vulkány, kterým se říká maary. Jejich přívodní dráhy měly podobu sopečných intruzivních brekcií. V průběhu dalšího vývoje se rozvíjely složité zlomové stavby riftu za vzniku deprese a vznikalo mnoho možností pro komunikaci magmatu s povrchem podél četných zlomových linií. Objevily se rozsáhlé výlevy olivinických čedičových hornin, které převažovaly nad explozivní aktivitou. Žhavé lávy často stékaly do vodního prostředí v riftové depresi. Vysokým teplotním rozdílem se části láv či celé výlevy přeměnily a rozpadaly na úlomkovitý sopečný materiál (hyaloklastity). Riftová deprese se následně vyplňovala sopečnými i organogenními sedimenty. Postupně vulkanická činnost ustávala, docházelo k erozi a zarovnávání reliéfu.

V následující etapě vývoje vznikl složený vulkán střídáním explozivních a efuzivních vulkanických produktů z čedičového magmatu bez olivínu. Tyto horniny jsou označované jako tefrity a tefritové tufy. Ke svému výstupu využívaly již dříve existující přívodní dráhy nebo dráhy, které vznikaly v souvislosti se stále pokračujícím tektonickým vývojem. V této fázi značně převládala produkce tufů nad méně rozsáhlými výlevy láv.

Následná sopečná činnost v Českém středohoří (obr. 6-18) pokračovala v důsledku stálé tektonické aktivity podél oherského riftu a projevovala se výstupy olivinických čedičových magmat. Důkazem toho jsou plošné intruze a ložní žíly čedičových hornin (Cajz et al. 1996).

Obr. 6-18: Dlouhé, dokonale odlučné šestiboké sloupce olivinického čediče. Lokalita Zlatý vrch. Foto: P. Tomanová Petrová, 2017.

9. Terciér a kvartér

Relikty paleogénu

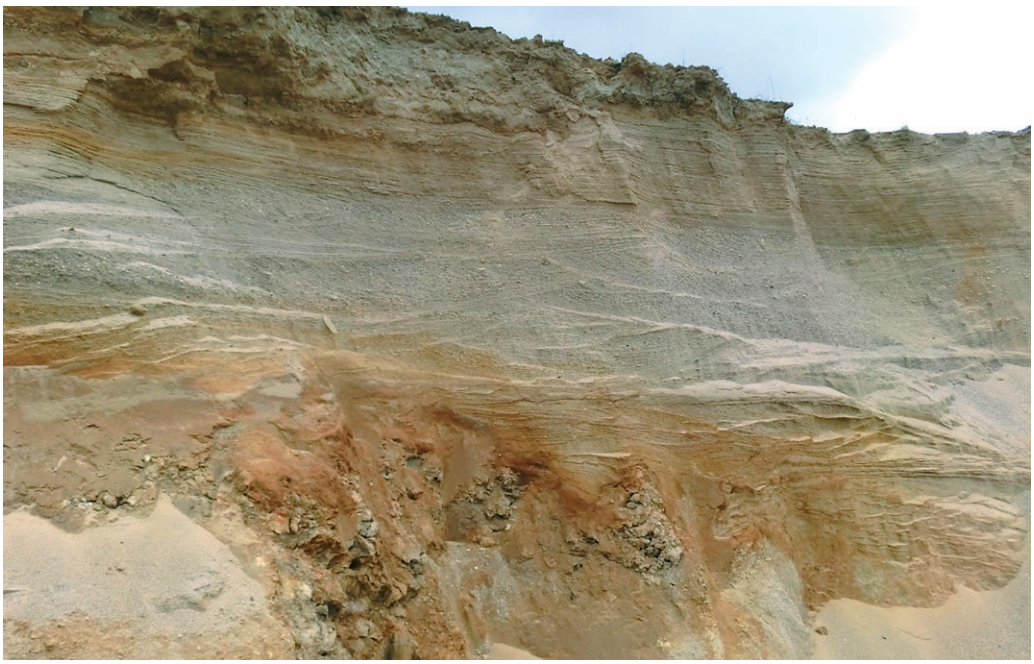
Dokladem paleogenní sedimentace jsou hojné valouny, roztroušené na vrcholové části a na j. a s. svazích protáhlého hřbetu s vrcholy Jelení skála (676 m n. m.) a Stožec (665 m n. m.) v centrální části Lužických hor (Nývlt et al. 2002). Valouny jsou tvořeny středně až hrubě zrnitými křemitými pískovci, kvarcity a železitými pískovci, valouny vulkanitů chybějí. Maximální velikost valounů dosahuje 45 cm, obvykle se pohybuje v intervalu 10 až 20 cm. Některé valouny nesou stopy eolické koraze. Valouny vznikly před neoidní vulkanickou činností, jak dokládá kromě jejich složení hlavně jejich nález ve vulkanoklastickém tělese („komínové brekcii") na z. svahu Pěnkavčího vrchu (k. 792), jen 1,5 km sv. od Stožce. Vzhledem ke stáří vulkanické činnosti v okolí lze ukládání valounového pokryvu zařadit nejspíše do eocénu. Do staršího paleogénu náleží i nepatrné relikty říčních sedimentů, málo zpevněných pískovců, méně i slepenců a jílovců. Tyto relikty, mocné několik m až kolem 10 m, byly zjištěny např. v okolí Volfartic sz. od České Lípy, u Verneřic a Benešova nad Ploučnicí.

Žitavská pánev

Terciérní sedimenty zasahují do zájmového území pouze při v. hranici studovaného území v okolí Hrádku nad Nisou, izolované ostrůvky se nacházejí u Varnsdorfu (Chlupáč 2002a). Náležejí žitavské pánvi (resp. její hradecké části), která se nalézá převážně na německém a polském území. Výplň ze sv.–jz. strany tektonicky omezeného příkopu tvoří sedimenty oligocenního a především miocenního stáří o celkové mocnosti 400 m s produkty alkalického vulkanismu hlavní vulkanické fáze (Kopecký 1964). Terciérní sedimenty žitavské pánve jsou často překryty glacifluviálními až glacilakustrinními štěrkopísky a jíly pleistocenního stáří o mocnosti až 80 m (u Uhelné, viz Václ a Čadek 1962).

Podloží pánve je budováno zvětralými granitoidy lužického masivu. Bazální loučeňské souvrství oligocenního stáří s kolísající mocností do 140 m zahrnuje těleso sedimentů v podloží spodní sloje včetně vulkanických těles (Opluštil et al. 2010). Litologicky se jedná o štěrky, v jejich nadloží se střídají polohy písků a jílů. Nad loučeňským souvrstvím bylo

Obr. 6-19: Zatopený lom Kristina po těžbě hnědého uhlí. Foto: P. Janko, 2015.



Obr. 6-20: Tilly v podloží fluviálních písků a štěrkopísků s korytovitým a planárně šikmým zvrstvením v pískovně u Grabštejna. Foto: R. Nádaskay, 2017.

uloženo faciálně pestré hrádecké souvrství spodnomiocenního stáří dosahující mocnosti až 380 m. Tvoří je střídající se polohy písčitých a jílovitých vrstev s uhelnými slojemi s polohami štěrků. Významná je svrchní sloj, jejíž mocnost se pohybuje v rozmezí 4–34 m (Chlupáč 2002a; Opluštil et al. 2010). Těžilo se zde od konce 18. století nejprve hlubinným způsobem, později formou lomové těžby (lom Kristina – dnešní stav viz obr. 6-19). Těžba byla ukončena v roce 1972 (Horčička a Martinovská 1998).

Z paleogeografického hlediska se jedná o sedimenty průtočných jezer a delt. Poskytly bohaté floristické nálezy bažinných a lužních rostlin (tisovcovité), teplomilných druhů – čajovníky, vavříny, bažinné cypřiše, olše, borovice atd. (viz např. Konzalová et al. 2000).

Do oblasti mezi Varnsdorfem a Rumburkem zasahuje výběžek seifhennersdorfské pánve, kde bylo dobýváno od 80. let 18. století oligocenní hnědé uhlí.

Kvartér

Oblast šluknovského i frýdlantského výběžku pokrýval během pleistocénu pevninský ledovec. Ve dvou etapách (elster a saale) se ukládaly glacifluviální a glacilakustrinní sedimenty, do dnešní doby zachované u Hrádku nad Nisou, u Jablonného v Podještědí, u Varnsdorfu, Rumburku a Vilémova (obr. 6-20). Typickým sedimentem jsou varvity, které střídáním vrstviček různého materiálu dokládají sezónní střídání podnebí. Z dob ledových pocházejí i pleistocenní návěje spraší a sprašových hlín, které se místy zachovaly v reliktech (největší plochy např. u Markvartic, mezi Cvikovem a Jablonným v Podještědí). V korytech Labe, Ploučnice, Nisy a jejich přítoků se ukládaly a dodnes ukládají nivní sedimenty a zejména v okolí Ploučnice se zachovaly relikty říčních teras tvořených štěrky. Místy se na ukloněných svazích nalézají svahové sedimenty (pleistocén–holocén) – významné výskyty se nacházejí např. v údolí Labe, na úpatích svahů jsou pozorovány splachové sedimenty. Zdrojem nejmladších antropogenních sedimentů je člověk.

7| Geologicky zajímavé a významné lokality

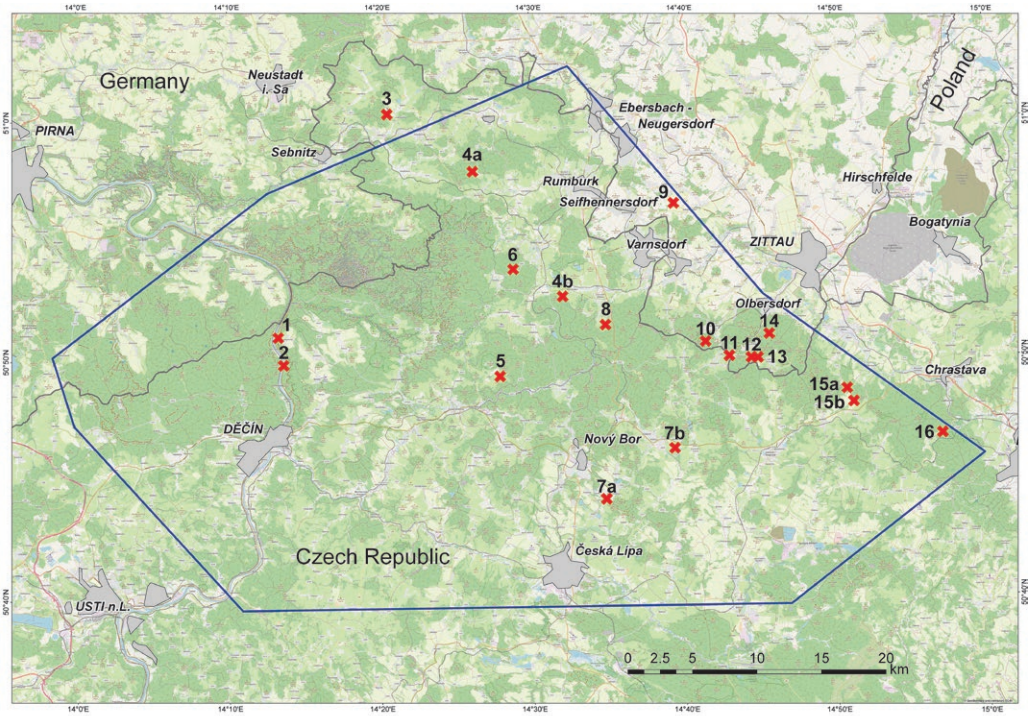
„Přírodu je třeba vnímat.“

Autorem tohoto citátu je známý německý přírodovědec Alexander von Humboldt. V naší zrychlené době má člověk často pocit, že ztrácí vztah s přírodou. Přitom lze v krajině vždy něco pozoruhodného objevit. V této kapitole vám představíme několik geologicky zajímavých lokalit z území, kterým se zabýváme (obr. 7-1). Oblast Českého Švýcarska i jeho okolí láká spoustou zážitků k objevování, ať pěšky, na kole nebo i automobilem. Níže uvedené lokality situované na české straně je možné nalézt v databázi významných geologických lokalit ČGS, pod příslušným ID (http://lokality.geology.cz).

1. Belveder (Labská Stráň)

ID 4162. N 50°50.97155‘, E 14°13.29182‘

Lokalita Belveder je situována s. od Děčína v horní části kaňonu Labe (obr. 7-2), na jeho pravém břehu u obce Labská Stráň. Údolí je v horní části lemováno souvislými, až 75 m vysokými



Obr. 7-1: Přehledná mapa geologicky zajímavých a vybraných lokalit.

Obr. 7-2: Pohled z vyhlídky Belveder do údolí Labe. Foto: M. Souček, 2018.

skalními stěnami, tvořenými hlavně pískovci bělohorského souvrství, v nejvyšší části údolí i pískovci jizerského souvrství. Lokalita Belveder zaujímá nejbližší okolí vyhlídkové terasy, umístěné na plochém vrcholu vysokého skalního bloku v úrovni 160 m nad hladinou Labe. K terase přiléhá malá salla terrena (obr. 7-3), vysekaná do několika metrů vysoké skály. Jedná se o nejstarší vyhlídku v Českém Švýcarsku postavenou roku 1711, kterou nechal vybudovat František Karel Clary-Aldringen. Nejprve sloužila k pořádání koncertů pro šlechtu, později ji začali navštěvovat hojně turisté.

Z geologického hlediska je lokalita důležitá přítomností hranice mezi bělohorským a jizerským souvrstvím, která je litologicky ostrá a morfologicky se projevuje nápadným, ústupovým terénním stupněm. Povrch vyhlídkové plošiny Belvederu je totožný s nerovnou vrstevní plochou tvořící strop bělohorského souvrství, místy s projevy proželeznění. Střední a svrchní část souvrství je tvořena tvrdými, silicifikovanými středně až hrubě zrnitými křemennými pískovci s příměsí štěrčíku, místy se hromadícím do ostře ohraničených poloh až několik dm mocných. Pro bělohorské pískovce je typické hojné šikmé zvrstvení, hlavně tabulárního typu. Na vrstevní ploše ve stropu bělohorského souvrství jsou patrny hojné válcovité rozvětvené bioturbační textury typu *Thalassinoides*. Na hrubé pískovce bělohorského souvrství ostře nasedají žlutavé, dobře vytříděné, jemně až středně zrnité pískovce bazální části jizerského souvrství. Ty tvoří skalní výchoz se salla terrenou u v. okraje vyhlídkové plošiny. Pískovce jsou inten-

Obr. 7-3: Vyhlídková terasa Belveder se sallou terrenou, vytesaná v pískovci bělohorského a v nejvyšší části i v pískovci jizerského souvrství. Foto: P. Hejtmánková, 2018.

zivně bioturbovány. Síť válcovitých rozvětvených bioturbačních textur klasifikovaných jako *Thalassinoides* vytváří natolik dominantní texturu, že lze hovořit o „*Thalassinoides* eventu". Rozhraní mezi bělohorským a jizerským souvrstvím indikuje krátké přerušení sedimentace, ukončení dynamické sedimentace ovlivňované silným prouděním u dna a nástup relativně klidné sedimentace jemného písčitého materiálu, doprovázené intenzivní hrabavou činností drobných krabů. Vývoj litologické hranice u Belvederu je typový a dobře korelovatelný jak ve výchozech, tak ve vrtných profilech v oblasti Českého Švýcarska na Z i V od kaňonu Labe.

2. Údolí Labe

Podskalí – granity – N 50°49.652', E 14°13.646'
Studený potok – pískovce cenomanu – N 50°49.899', E 14°13.801'
ID 21. Hřensko – pískovce turonu – N 50°52.442', E 14°14.175'

Antecedentní kaňon Labe (obr. 7-4) v Děčínské vrchovině a v Labském pískovcovém pohoří v sousedním Sasku je místy přes 300 m hluboký, což z něj činí nejhlubší říční kaňon ve střední Evropě. Byl vytvořen během spodního a středního pleistocénu etapovitým zahlubováním řeky do pískovců a podřízeně i prachovců a slínovců svrchní křídy a místy i do jejich krystalinického podloží.

Obr. 7-4: Údolí Labe, pohled do nejhlubšího kaňonu střední Evropy lemovaného pískovci sasko-české křídové pánve. Foto: K. Motyčková a J. Šír, 2013.

V úseku mezi Čertovou Vodou a Loubí u Děčína je na dně údolí obnaženo podloží křídy. Na pravém břehu vychází granodiority lužického masivu spolu s kontaktně metamorfovanými svrchnoproterozoickými drobami (rohovci, obr. 7-5). Přímo korytem Labe probíhá tzv. západolužický zlom, který lužický masiv odděluje od spodnopaleozoických fylitů a metabazitů labského břidličného pohoří na levém břehu Labe. Představuje jediný výchoz hornin labského břidličného pohoří v Čechách na rozdíl od Saska, kde tvoří rozsáhlé výchozy. Západolužický zlom sekvenci křídových hornin nijak neporušuje.

V nadloží se nacházejí sedimenty svrchní křídy, které jsou od podloží do nadloží členěny na perucko-korycanské, bělohorské a jizerské souvrství (cenoman až střední turon). Jizerské souvrství vystupuje ve větší mocnosti až v okolí Hřenska a dále k S. Na saském území jim odpovídají souvrství Oberhäslich (cenoman), resp. Schmilka a Postelwitz (turon). Celý sled svrchní křídy i jejího podloží je odkryt i díky tektonickému úklonu. Horninový komplex, kterým kaňon Labe probíhá, je ukloněn pod uhlem kolem 3–3,5° k SSV.

Z hlediska historické a dynamické geologie představuje oblast širšího okolí dnešního kaňonu oslabenou zónu na okraji Českého masivu. Ve druhohorách právě tudy probíhaly

opakované transgrese epikontinentálních moří dále do nitra Českého masivu. Pro neotektonickou etapu jejího vývoje jsou naopak charakteristické opětovné kerné zdvihy. Přesto je tato oblast v současné době erozní bází převážné části Českého masivu. Morfostruktura území se formovala na křížení dvou, v rámci celého Českého masivu důležitých, dlouhodobě aktivních tektonických zón prvého řádu. První z nich je labský lineament o generelním směru SZ–JV, který byl opakovaně tektonicky aktivován již od proterozoika. Ve svrchní křídě a kenozoiku však aktivní patrně nebyl. Druhá tektonická zóna, krušnohorská zlomová zóna, je orientovaná sv.–jz. směrem. Východním směrem pokračuje jako děčínsko-doubická zlomová zóna.

Bohatost geomorfologických forem je unikátní v evropském měřítku. Zastoupeny jsou makroformy reliéfu (kaňony, skalní města, strukturní plošiny, až 150 m vysoké skalní stěny), mezoformy (skalní brány, skalní okna, převisy, skalní pyramidy, hřiby, pseudokrasové jeskyně) i mimořádně rozmanitá škála mikroforem (škrapy, rýhy, různé typy tzv. voštin, dutin aj.).

Obr. 7-5: Výchozy rohovců v údolí Labe. Foto: Š. Mrázová, 2018.

Obr. 7-6: Zatopený jámový lom v lužickém granodioritu u Lipové. Foto: M. Vajskebrová, 2019.

3. Lipová – lomy pod Ječným vrchem

ID 2003. N 51°0.27407‘, E 14°20.57985‘

Zatopené jámové lomy (obr. 7-6) se nachází 1,5 km zjz. od zámku v Lipové, asi 1,3 km v. od kóty 502 m (Ječný vrch) ve Šluknovském výběžku. V opuštěném lomu se těžil především lužický granodiorit s žílami doleritu (obr. 7-7). Biotitický granodiorit je středně až drobně zrnitá, nevýrazně porfyrická hornina. V čerstvém stavu je světle šedá, navětráním zbarvená do rezava, převážně všesměrně zrnitá, místy nevýrazně usměrněná. Hlavní minerální složení tvoří křemen, plagioklas, draselný živec a biotit, jako vedlejší minerály se místy vyskytují muskovit, amfibol nebo chlorit. Akcesorické minerály jsou zastoupeny především apatitem a zirkonem, místy epidotem a titanitem.

Granodiorit je většinou silně zvětralý v mocnosti i několik metrů. Z granodioritových eluvií vyvětrávají až několik metrů velké kulovité nebo bochníkovité balvany. Těžba v lomech byla ukončena po roce 2003.

Obr. 7-7: Lužický granodiorit s žílou doleritu v lomu u Lipové. Foto: M. Vajskebrová, 2019.

4. Kunratice, Zelený kříž, Žulovec

4a. Zelený kříž

ID 1923. N 50°57.85518‘, E 14°26.21257‘

Lokalita se nalézá na křižovatce turistických cest mezi obcemi Brtníky a Kunratice, na níž byl na oslavu ukončení léta 2008 postaven kamenný menhir z rumburského granitu (obr. 7-8). Biotitický granit často vyvětrává do velkých bloků (obr. 7-9). Kolem křižovatky se v lese nacházejí velké balvany (až 5 × 4 × 3 m) rumburského biotitického granitu. Rumburský granit v této oblasti byl tektonickými pohyby vysunut z podloží lužického granodioritu a tvoří omezenou kru. Biotitický granit je hrubě zrnitý až velkozrnný, často porfyrický s namodralými křemeny a vyrostlicemi draselného živce o velikosti až 15 cm. Z tmavých minerálů je přítomná slída – biotit. V okolí křižovatky lesních cest se místy nalézají také balvany o velikosti až 2 × 2 × 1 m jak drobně zrnitého porfyrického rumburského granitu, tak i lužického středně zrnitého biotitického granodioritu.

Obr. 7-8: Kamenný menhir z rumburského granitu vztyčený na křižovatce cest mezi obcemi Brtníky a Kunratice. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.

> Obr. 7-9: Balvany rumburského biotitického granitu na lokalitě Zelený kříž. Foto: M. Vajskebrová, 2018.

4b. Horní Podluží – Žulovec

ID 1915. N 50° 52.610', E 14° 32.094'

Asi 1 km jz. od obce Horní Podluží, na v. úpatí vrchu Žulovec (566 m n. m.), se nachází opuštěný stěnový lom o rozměrech cca 60 × 40 m a výšce stěn 5–7 m (obr. 7-10). V současné době opuštěný lom částečně zarůstá náletovými dřevinami. Těženou horninou zde byl rumburský biotitický granit nebo jeho rozvětralé eluvium jako štěrk. Biotitický granit je hrubě zrnitý, porfyrický. Obsahuje modravě šedý křemen a vyrostlice draselného živce. Je silně rozpukaný a navětralý, prakticky se rozpadá na grus (granitový štěrčík). Relativně čerstvý biotitický granit se nachází pouze v levé části lomu.

Rumburský granit v okolí vrchu Žulovec tvoří tektonicky omezený blok oddělený od starších magmatických intruzí lužického masivu. Rumburský granit, který intrudoval do svrchní kůry v období kambria, cca před 500–490 mil. let, je součástí granitoidů lužického masivu a představuje jeho mladší intruzivní členy.

5. Zlatý vrch

ID 24. N 50°49.29620', E 14°27.91788'

Ve vrcholové části Zlatého vrchu (kóta 656,6 m) se nachází, dnes opuštěným lomem odkrytá, dokonale vyvinutá sloupcovitá odlučnost v tělese olivinického alkalického bazaltu s nefelinem s mimořádnou délkou sloupů (obr. 7-11), vyhlášená jako národní přírodní památka v CHKO Lužické hory dne 28. února 1964.

Vrcholovou část Zlatého vrchu tvoří vulkanický peň, vypreparovaný z křídových pískovců březenského souvrství coniackého stáří. Na východní a jv. straně vrcholové partie byl

Obr. 7-10: Opuštěný stěnový lom v silně rozpukaném a navětralém biotitickém granitu rumburského typu na úpatí vrchu Žulovec. Foto: Š. Mrázová, 2019.

Obr. 7-11: Sloupce nefelinického bazanitu s čepicí ze sklovitého olivinického čediče na lokalitě Zlatý vrch. Foto: Z. Skácelová, 2016.

Obr. 7-12: Pěti- a šestiboké sloupce nefelinického bazanitu na lokalitě Zlatý vrch. Foto: P. Hejtmánková, 2018.

v minulosti založen rozsáhlý, dnes opuštěný lom, v němž probíhala těžba sloupkovitého čediče. Šestiboké sloupky (obr. 7-12) dosahující délky až 30 m vytvářejí tzv. kamenné varhany (svou délkou jsou tak vyšší než na známější lokalitě Panská skála u Kamenického Šenova). Orientace sloupků je závislá na směru chladnutí. Je pravděpodobné, že v první fázi vznikl maarový kráter, ve kterém se následně vytvořilo lávové jezero, kde utuhly sloupce v trychtýřovitém tvaru (Rapprich 2012). Vulkanické těleso sestává ze tří hlavních facií. Podložní těleso (v s. části lomu) je tvořené nefelinickým bazanitem. Hlavní facii reprezentují dokonale odlučné dlouhé sloupce olivinického čediče, které mohly vzniknout pouze v prostředí s pomalým ochlazováním magmatu a s tepelnými gradienty nijak nerušenými okolními vlivy. Horní facii ve tvaru čepice formuje sklovitý olivinický čedič. Nepravidelné sloupce svědčí o tom, že k tuhnutí došlo rychle.

6. Doubice – Vápenka

ID 1876. N 50°53.76267‘, E 14°28.84115‘

V přírodní rezervaci Vápenka jsou nejlépe uchované jurské sedimenty brtnického i doubického souvrství (Klein et al. 1971; Přichystal 2009). V nadloží permských pískovců jsou

Obr. 7-13: Radiální pukliny ve vulkanitech na lokalitě Doubice – Vápenka. Foto: Š. Mrázová, 2017.

uloženy bazální klastické polohy tvořené jurskými středně až hrubě zrnitými pískovci, místy s jílovitým i karbonátovým tmelem. V nadloží se nalézají dolomitické vápence až dolomity a červeně zbarvené pískovce. Hranice mezi klastickými a karbonátovými horninami je nezřetelná.

Z faunistického hlediska se ve světle šedých vápencích vyskytují ramenonožci rodu *Terebratula* s drtí článků lilijic (Fediuk et al. 1958). Stáří sedimentů je od callovianu do kimmeridže (střední–svrchní jura). Sedimenty jury byly přesunuty přes křídové horniny podél lužického zlomu v podobě tektonických čoček (mezi granity a křídovými pískovci).

Odkryvy jurských sedimentů (obr. 6-9) jsou zachovány v několika opuštěných stěnových, zčásti i jámových lomech o rozměrech cca 135 × 150 × 35 m, místy s opuštěnými štolami (obr. 6-10), v nichž se od roku 1869 těžil vápenec pro místní malou vápenku. Dolomitické vápence obsahují rudní minerály mj. s obsahem mědi. Na řadě puklin jsou viditelné povlaky azuritu, méně malachitu. Severozápadním směrem od lomu je označeno místo někdejší šachtice Vlčí hora, kde byl provoz ukončen v roce 1888. V roce 2004 bylo toto staré důlní dílo zlikvidováno zásypem drceného kameniva a zakryto uzavíracím betonovým povalem.

V blízkém okolí lomů jsou v úlomcích, případně drobných výchozech, odkryty granitoidy lužického masivu, permské křemenné, popř. i arkózové pískovce s vložkami aleuropelitů, jem-

nozrnné slabě prachovité pískovce březenského souvrství (svrchní křída, coniac) a v úlomcích a balvanitých výchozech i dva drobné žilné průniky neovulkanitů (obr. 7-13), zastoupené nefelinickým bazanitem, respektive nefelinickým tefritem s příměsí olivínu (Klein et al. 1971).

7. Sloup, okolí Cvikova

7a. Sloupské skalní město

ID 4048. N 50°44.14225‘, E 14°34.85255‘

Sloupské skalní město situované jv. od Nového Boru představuje poměrně rozsáhlý výchozový areál pískovců březenského souvrství (coniac) zachovaných kolem vulkanické elevace (lakolitu). Vulkanické horniny tvořící jádro skalního města vystupují pouze ve vrcholových partiích Slavíčka (535 m n. m.). Spektakulární výchozy pískovců březenského souvrství (tzv. sloupského kvádru) se nacházejí zejména pod skalním hradem v obci Sloup (obr. 7-14), dílčí části samotného skalního města jsou dobře přístupné z j. strany z obce Svojkov.

Pod skalním hradem Sloup jsou viditelné tzv. klinoformy (neboli foresety), tj. šikmo uklo-

Obr. 7-14: Skalní hrad Sloup v Čechách postavený do pískovců březenského souvrství. Foto: M. Vajskebrová, 2015.

Obr. 7-15: Šikmo uložené pískovce březenského souvrství ve skalním divadle u Sloupu v Čechách. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.

v prostředí čela hrubozrnné delty (Nádaskay a Uličný 2014). V rámci klinoforem je dobře rozpoznatelná celá škála sedimentárních struktur – nejčastěji paralelní či šikmé zvrstvení. Nejpatrnější jsou však na první pohled masivní polohy tvořené hrubozrnnými pískovci, které představují výplně tzv. erozních žlabů, dlouhých až první desítky metrů a mocných několik metrů. Tyto erozní žlaby vznikly a byly vyplněny díky kolísající dynamice proudění na uklo-něném čele delty. Nejvyšší mocnosti dosahuje sled klinoforem ve sloupském skalním městě u Svojkova, např. na lokalitě Dědovy kameny je to až 70 m zachovaný mocný interval. V pís-kovcích (obr. 7-15) je možné navštívit řadu turisticky lákavých lokalit – skalní divadlo nedaleko hradu Sloup, Modlivý důl a další.

7b. Okolí Cvikova, Dutý kámen

ID 32. N 50°46.23458‘, E 14°39.38988‘

Dutý kámen (379 m n. m.) je přibližně 600 m dlouhý zalesněný hřbítek, vybíhající v jz.–sv. směru od silnice ze Cvikova do Kunratic, asi 0,5 km od Drnovce. Hřbet vystupuje 20–30 m nad

okolní terén a je tvořen částečně silicifikovaným křídovým pískovcem březenského souvrství (obr. 7-16), což je jedno z nejmladších souvrství české křídové pánve. Pískovec je světle šedý až žlutavý, převážně lavicovitý, většinou s masivní texturou, místy subhorizontálně vrstvený, ve spodní části s častým planárním šikmým zvrstvením v polohách mocných až přes 1 m. Je středně zrnitý, obsahuje hrubozrnnou příměs a vtroušené křemenné valounky do 5–7 mm. Po celé délce 300–400 m je protnutý mocnou žílou třetihorní vyvřelé horniny zvané polzenit. Tato žíla ale nikde na povrchu nevystupuje, takže její existence byla potvrzena teprve při hloubení silničního zářezu v 90. letech 20. století. Dutý kámen je pozoruhodný především sloupcovým rozpadem pískovce.

Vznik pískovcových sloupečků na Dutém kameni (obr. 7-17) způsobila vyvřelá hornina (polzenitová žíla), která sice nepronikla až k povrchu, ale horké plyny a páry, které její průnik doprovázely, stoupaly po puklinách vzhůru a zahřály okolní pískovec na vysokou teplotu. Tato teplota sice nestačila k roztavení horniny, ale způsobila její zpevnění prokřemeněním. Při následném chladnutí došlo spolu se zmenšováním objemu horniny ke vzniku kontrakčních trhlin a k rozpukání pískovce na tenké svislé desky. V nejbližším okolí puklin, kde bylo zahřátí nejintenzivnější, byly tyto desky rozděleny ještě příčnými trhlinami na menší části, a tam, kde došlo k velkému zhuštění příčných trhlin, vznikly drobné čtyř- až šestiboké pískovcové sloupečky. Proto jsou sloupečky vyvinuté jen v těsné blízkosti puklin a ve větší vzdálenosti rychle přecházejí přes deskovité partie do celistvého pískovce (Balatka a Sládek 1972; Havránek 1982). Na Dutém kameni je sloupcová odlučnost pískovce viditelná na několika místech, ale nejlépe je vyvinuta na 2,5 m vysokém skalním suku, který stojí asi uprostřed hřbetu (obr. 7-17).

Obr. 7-16: Pískovce březenského souvrství na lokalitě Dutý kámen. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

Obr. 7-17: Pískovcové sloupečky na Dutém kameni způsobené vlivem prohřátí kolem polzenitové žíly. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.

Obr. 7-18: Sluneční hodiny vytesané v pískovcích březenského souvrství na vrcholové partii hřbetu nedaleko lokality PP Dutý kámen. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.

Obr. 7-19: Vzpomínka na básníka Körnera vytesaná do pískovců březenského souvrství na lokalitě Dutý kámen u Cvikova. Foto: P. Tomanová Petrová, 2018.

Výrazným prvkem pískovcového skalního mezoreliéfu jsou tafoni a drobné jeskyně. Kromě toho zde zvětrávajícími a odnosovými procesy vzniklo velké množství zajímavých geomorfologických útvarů – neobvyklá hřibovitá skalní věž s názvem Dutý kámen, skalní okno či voštiny.

Dutý kámen byl využíván od počátku 19. století především k těžbě pískovce. Jámy po lámání pískovcových sloupků jsou dosud patrné kolem cesty v s. části hřbetu, větší pískovcové kvádry se lámaly zejména v okolí vyhlídky na j. konci hřbetu. Pískovec se těžil také ve velkém lomu na v. svahu, v jehož hlavní stěně je dobře patrný vztah pískovcových sloupečků k dlouhé vodorovné puklině. Ve zdejších lomech se lámal i kámen na stavbu věže cvikovského kostela sv. Alžběty.

Ze hřbetu se nabízejí úchvatné pohledy do krajiny a na vrcholové partii byly v pískovci vytesány sluneční hodiny (obr. 7-18). V roce 2005 zde byla díky občanskému sdružení Drobné památky Severních Čech instalována mosazná destička věnovaná saskému básníku Körnerovi (obr. 7-19).

8. Tolštejn

ID 4154. N 50°51.41260‘, E 14°34.90123‘

Nejlépe zachovaná hradní zřícenina v Lužických horách zvaná Tolštejn byla vybudována na jednom ze segmentů znělcových žil tvořících stejnojmenný vrchol, který souvisí se vznikem rozsáhlejšího lakolitu Jedlové a vznikl v období oligocénu až miocénu. Jde o mohutnou znělcovou žílu vypreparovanou erozí z křídových sedimentů. Fonolit (obr. 7-20) se vyznačuje tlustě sloupcovitou odlučností, šestiboké sloupce jsou orientovány kolmo k rovině žíly. Současná podoba vrcholu není dána pouze erozí, ale i lidskou činností při stavbě hradu. Asi 250 m na JZ od sedla pod Tolštejnem se z louky tyčí téměř svislá skalní zeď deskovitého tvaru, která představuje nejreprezentativnější část znělcové žíly (Rapprich 2012). Na rozdíl od čediče má znělec zajímavou odlučnost do větších šestibokých sloupců orientovaných kolmo k rovině žíly.

Z vrcholu, přístupného po železném schodišti, je pěkný výhled do okolí na CHKO Lužické hory a do údolí na Jiřetín, Horní a Dolní Podluží a Varnsdorf, za nimiž jsou na obzoru vrchy Šluknovské pahorkatiny a Lužice.

9. Großer Stein (Velký kámen), též Goethekopf (Goethova hlava)

N 50°56.460000‘, E 14°39.480000‘

Großer Stein (Velký kámen), zvaný též Goethekopf (Goethova hlava) se nachází 1 km j. od obce Leutersdorf a cca 1 km sz. od obce Spitzkunnersdorf. Geologický výchoz je tvořen čedičem a znělcem (fonolitem). Tento nízký vrcholek při pohledu ze správného úhlu připomíná profil německého básníka Johanna Wolfganga von Goetheho (obr. 7-21). Čedič a v jeho nadloží se vyskytující znělec je svědkem nejmladší vulkanické činnosti na tomto území. Čedič je často využíván jako stavební materiál (například na výrobu štěrku), a proto se i na této lokalitě uvažovalo o jeho těžbě. Díky iniciativě ochránců přírody se jej však podařilo před těžbou uchránit.

Obr. 7-20: Znělce u Tolštejna. Foto: M. Vajskebrová, 2018.

10. Große und Kleine Orgel (Velké a Malé varhany)

N 50°50.673300‘, E 14°41.490960‘

Jihozápadně od lázeňské obce Kurort Johnsdorf v chráněné oblasti Jonsdorfer Felsenstadt (Jonsdorfské skalní město) se při cestě nachází několik pískovců ve tvaru sloupců. Tyto svisle stojící sloupce, podobné píšťalám varhan (obr. 7-22), jsou pro pískovec netypické. Jejich tvar vznikl kontaktem se žhavou lávou a následným ochlazením. Velké varhany mají rozměr zhruba 5 × 9 metrů, Malé varhany jsou vysoké 2 m a jednotlivé sloupce mají průměr cca 15 cm.

11. Jánské kameny (Johannisstein) – vulkanity

ID 4055. N 50°50.06745‘, E 14°43.05635‘

Ojedinělý přírodní útvar Jánské kameny se nalézá s. od Krompachu na česko-německých hranicích. Bývají též nazývány druhou Čertovou zdí. Na obou stranách hranice zde byly v minulosti postaveny turistické chaty a také vyhlídky. První horská bouda s vyhlídkovou plošinou byla postavena roku 1881.

Obr. 7-21: Čedičem a znělcem tvořený skalní útvar připomínající Goethovu hlavu, lokalita Großer Stein (Velký kámen). Foto: B. Mlčoch, 2019.

Obr. 7-22: Sloupcová odlučnost v pískovcích na saské straně nedaleko od lázeňské obce Kurort Jonsdorf, lokalita Velké a Malé varhany. Foto: H. J. Schönherr, 2011.

Obr. 7-23: Žíla nefelinického tefritu až čediče s horizontálním uspořádáním čtyř- až šestibokých kamenných sloupů s vyhlídkovou plošinou. Foto: B. Mlčoch, 2017.

Obr. 7-24: Panoramatický výhled do Saska s dominujícím skalním masivem Oybinu s mohutnými zbytky hradu a kláštera. V pozadí terciérní žitavská pánev. Foto: B. Mlčoch, 2018.

Z geologického hlediska se jedná o zbytky 700 m dlouhé žíly nefelinického tefritu až čediče s horizontálním uspořádáním čtyř- až šestibokých kamenných sloupů (obr. 7-23). Mocnost žíly se pohybuje mezi 2 a více než 4 m, na nejvyšší skále dosahující 10 m je postavena vyhlídková plošina. Žíla v třetihorách vyplnila rozsáhlou puklinu z.–v. směru v měkčích pískovcích bělohorského a jizerského souvrství (resp. oybinského souvrství), později byla zvětrávací činností vypreparována a vystoupila nad okolní reliéf v podobě zdi.

Z lokality je překrásný panoramatický výhled do Saska s dominujícím skalním masivem Oybinu s mohutnými zbytky hradu a kláštera (obr. 7-24). Okružní naučná stezka s 11 zastaveními návštěvníky informuje o botanice, zoologii a geologii Lužických a Žitavských hor a také o historii Jánských kamenů. Na stanovištích jsou umístěny herní a pohybové prvky (divoké kořeny, dřevěná zvonkohra atd.).

12. Kelchsteine (Skalní hřiby)

ID 4055. N 50°49.989420‘, E 14°44.501040‘

Jedná se o nejznámější pískovcové skalní útvary z období křídy v Žitavských horách (Zittauer Gebirge) a oblíbený cíl horolezců. Skal ve tvaru kalicha či hřibu (obr. 7-25) se v Žitavských horách nachází cca 80, tu nejznámější z nich lze nalézt j. od lázeňské obce Oybin. Jejich jedinečné tvary v podobě květního kalichu či hřibu vznikly během mladšího pleistocénu patrně působením větrné eroze a účinků vody, přičemž jejich dolní část podléhala zvětrávání snadněji nežli horní. Červené zabarvení pískovců bylo způsobeno vysrážením oxidů železa v důsledku intenzivní vulkanické činnosti v období třetihor.

Obr. 7-25: Skalní hřiby u Lückendorfu. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

Obr. 7-26: Vysrážené železité konkrece v pískovci, lokalita Mušlový sál u Oybinu. Foto: M. Vajskebrová, 2019.

13. Muschelsaal (Mušlový sál)

N 50°49.980000‘, E 14°44.940000‘

Tak zvaný Muschelsaal (Mušlový sál) je situovaný asi 600 m jv. od lázeňské obce Oybin a zhruba 800 m sz. od obce Lückendorf. Přestože v sedimentech nejsou fosilní schránky vzácností, název lokality Mušlový sál je v tomto případě zavádějící. Během třetihor zde v důsledku nárůstu hladiny podzemní vody a výlevu lávy s železitými termálními vývěry, plyny a parami došlo v pískovci k vysrážení a akumulaci železitých konkrecí. Tyto miskovité sraženiny daly místu jeho jméno. Dnes na výchozu můžeme pozorovat nejrůznější formy jako např. vypoukliny (mozoly), kroužky, pásky a kulovité misky (obr. 7-26).

14. Felsentor (Skalní brána)

N 50°50.95893, E 14°45.69163

V blízkosti restaurace Töpferbaude nedaleko vrchu Töpferberg (582 m n. m.) u obce Oybin stojí Skalní brána (Felsentor) (obr. 7-27).

Jedná se o hranatou pískovcovou skálu, která je sekundárně prokřemenělá v souvislosti s aktivitou na lužickém zlomu. Díky impregnaci získal pískovec silnou odolnost vůči zvětrávání. Skalní brána nabízí krásný výhled do okolní krajiny. V bližším okolí lze nalézt pískovcové útvary vzniklé v důsledku zvětrávání, mimo jiné například Brütende Henne (Kvočna), Schildkröte (Želva) nebo Saurier (Praještěr).

Obr. 7-27: Skalní brána sloužící jako hojně navštěvovaná vyhlídka. Foto: B. Mlčoch, 2019.

15. Okolí Jítravy

15a. Kozí hřbety, Ostrý vrch, Vysoká

ID 4057 a 528. N 50°48.65412‘, E 14°50.79292‘

Lokalita Kozí hřbety se nachází ve vrcholových partií hřbetu, sz. od vrchu Vysoká (545 m n. m.) a pokračuje až k Ostrému vrchu (511 m n. m.). Je tvořena řadou skalních výchozů křemenných pískovců. Tyto pískovce patří ke korycanským vrstvám (svrchní cenoman), tj. k nejstarším mořským sedimentům svrchní křídy. Jejich ekvivalentem v Sasku v nedalekých Žitavských horách je souvrství Oberhäslich. Křemenné pískovce jsou zde tektonicky výrazně ukloněné k J až JZ, případně až vztyčené a svými tvary připomínají kozí hřbet (obr. 7-28). Kontakt s krystalickými horninami spodního paleozoika je tektonický. Mezi vrchem Vysoká a Kozími hřbety probíhá pravděpodobně jeden ze segmentů lužického zlomu orientovaný sz.–jv. směrem. Na sever od tohoto zlomu lze nalézt drobný výchoz metabazitů (zelených břidlic), které jsou řazeny ke krkonošsko-jizerskému krystaliniku, resp. ještědské skupině (devon).

V zalesněném svahu vrchu Vysoká (545 m n. m.) se nachází kamenité sutě, jež jsou stratigraficky významnou paleontologickou lokalitou a které poskytují důkaz o devonském stáří produktů bazického vulkanismu a sedimentace karbonátů. Fosiliferními vrstvami na lokalitě jsou tufity, tj. sedimentární horniny s hojnou vulkanoklastickou napadávkou a s nimi sdružené karbonáty, obsahující korálovou a brachiopodovou faunu patrně stupně frasn (Galle a Chlupáč 1976).

15b. Sloní kameny (Bílé skály)

ID 34. N 50°48.10463‘, E 14°51.22083‘

Skupina skal se nachází v sz. části Ještědského hřbetu, s. od obce Jítrava, na jz. úbočí vrchu Vysoká (545 m n. m.). Je dobře viditelná od hlavní silnice Děčín–Liberec. Lokalita je tvořena až cca 20 m mocnými výchozy křemenných pískovců jizerského souvrství (střední–svrchní turon). Tyto pískovce se v důsledku charakteristického stylu rozpadu často označují jako „kvádrové“. Jsou středně až hrubě zrnité s poměrně výraznou kaolinickou příměsí. Přítomny jsou četné sedimentární struktury, především korytové a planární šikmé zvrstvení. V případě Sloních kamenů jsou pískovce neobvykle vyhlazené do charakteristických oblých hřibovitých až pravidelně kulovitých tvarů. Skály se vyznačují mimořádným zaoblením povrchu, především ve vrcholových částech. Na vrcholu jedné ze skal se nachází zajímavý geomorfologický útvar – dobře vyvinutá oválná skalní mísa s odtokovým žlábkem. Další zajímavostí je několik pseudokrasových jeskyněk a dutin vzniklých vyvětráváním a odnosem hrubozrnnějších poloh v pískovci. Některé skalní útvary připomínají hřbety a hlavy slonů – odtud lze odvozovat místní název „Sloní kameny“ (obr. 7-29).

Lokalita se nachází v předpolí lužického zlomu, oddělujícího českou křídovou pánev od ještědského krystalinika. Původně vodorovně uložené vrstvy pískovců jsou zde díky tektonickým pohybům ukloněny pod strmým uhlem (kolem 20°) generelně k JV (obr. 7-30).

Obr. 7-28: Morfologicky zajímavé kozí hřbety nedaleko Ostrého vrchu tvořené křemennými pískovci korycanských vrstev. Foto: Z. Skácelová, 2013.

Obr. 7-29: Pískovce jizerského souvrství zaoblené do kulovitých tvarů, Sloní kameny u Jítravy. Foto: B. Mlčoch, 2017.

Obr. 7-30: Šikmo zvrstvené pískovce jizerského souvrství s voštinami a skalními dutinami. Foto: P. Tomanová Petrová, 2017.

Na saském území se vyskytují horniny obdobného stáří v souvrství Oybin a nad stejnojmennou obcí na nich byl zbudován hrad a klášter, které jsou dnes k vidění v podobě impozantní zříceniny.

16. Kryštofovo Údolí

ID 530. N 50°46.75520‘, E 14°57.05025‘

Na severovýchodním okraji obce Kryštofovo Údolí, 1,5 km sv. od parkoviště u orloje, za tenisovými kurty, se nachází opuštěný stěnový lom s odkrytou skalní stěnou (obr. 7-31). Ta je tvořena několik metrů mocnými polohami metamorfovaných karbonátů (krystalických vápenců až dolomitů), které svým stářím patří k paleozoickým horninám krkonošsko-jizerského krystalinika Ještědského pohoří. V mocných lavicích jsou zde odkryté světlé dolomity a dolomitické vápence, sdružené se sledem tmavších, tence vrstevnatých vápenců a dolomitických vápenců (obr. 7-32). Stáří dosud není jasné (silur–devon?). Lokalita představuje jeden z nejinstruktivnějších odkryvů těchto hornin v dané jednotce.

Na jižním okraji Kryštofova Údolí, na úbočí svahu Kostelního vrchu (505 m n. m.), se vyskytují drobné skalky a skalní výchozy tektonicky postižených fylitických břidlic a prachovců s polohami metakonglomerátů, rovněž spodnopaleozoického stáří.

Kryštofovo Údolí je vesnická památková zóna, dřívější výletní místo pro obyvatele Liberce. Představuje atraktivní a malebnou oblast, která láká turisty k návštěvě dřevěného kostela sv. Kryštofa se zvonicí z roku 1686, muzea betlémů, orloje přestavěného ze staré trafostanice, k posezení v útulné kavárně či pohledům na kamenné viadukty z konce 19. století.

Obr. 7-31: Opuštěný stěnový lom s několik metrů mocnými polohami metamorfovaných karbonátů, Kryštofovo Údolí. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

Obr. 7-32: Devonské krystalické vápence až dolomity krkonošsko-jizerského krystalinika v Kryštofově Údolí. Foto: P. Tomanová Petrová, 2019.

8| Hydrogeologické poměry oblasti

Projektové území je situované na sz. okraji české křídové pánve. Jde o mocnou sedimentační pánev se systémem několika kolektorů podzemních vod a významným vodohospodářským potenciálem. Výskyt podzemní vody je vázaný na rozpukané zóny a na póry v horninovém prostředí. Další oblasti projektového území jsou charakterizované krystalinickými horninami magmatického a metamorfního původu. V těchto oblastech se podzemní vody vyskytují především v rozpukaných zónách a v připovrchové vrstvě zvětralých hornin a kvartérních sedimentů. V těchto podmínkách vznikly mělké kolektory menšího rozsahu a pouze lokálního významu. Projekt ResiBil je proto zaměřen na významnější zdroje podzemní vody v oblasti české křídové pánve s přeshraničním rozsahem.

Vymezení pilotních lokalit a modelových území

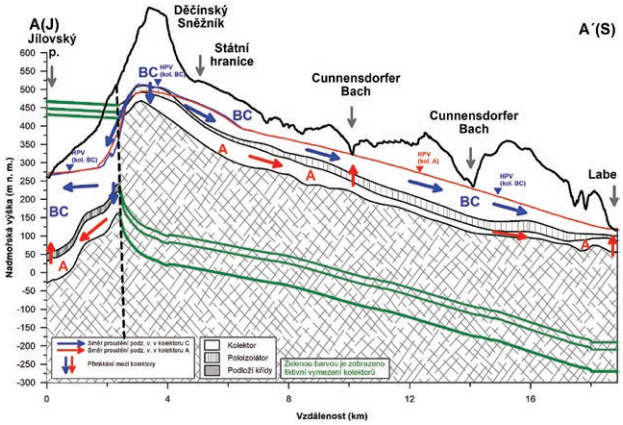
Z hydrogeologického hlediska je zájmové území rozdělené na několik celků, vymezených především tektonicky. Výzkum je podrobněji zaměřen na 3 přeshraniční pilotní oblasti (obr. 1-1), pro které byl připraven i model proudění podzemních vod (obr. 8-1, 8-2):

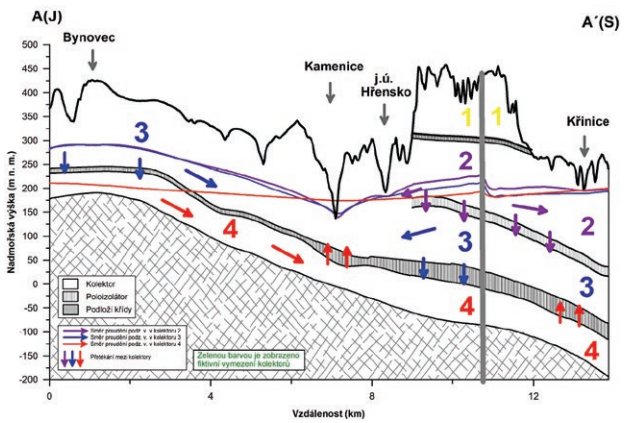
- Děčínský Sněžník
- Hřensko/Křinice
- Lužické hory

Významnou hranicí je řeka Labe, která dělí sousedící modelové oblasti Děčínský Sněžník (obr. 8-1) na levém břehu (z. od Labe) a Hřensko/Křinice (obr. 8-2) na pravém břehu (v. od Labe). Zároveň je Labe hlavní drenážní bází v oblasti. Děčínský Sněžník je děčínsko-doubickým zlomovým pásmem, navazujícím na krušnohorský zlom, rozdělen na menší j. část

< Obr. 8-1: Modelový řez proudění podzemních vod v pilotní oblasti Děčínského Sněžníku.

Obr. 8-2: Modelový řez proudění podzemních vod v pilotní oblasti Hřensko/Křinice.





a zbytek s. od zlomového pásma. Další významnou strukturou je děčínsko-doubické zlomové pásmo, podél kterého došlo k zaklesnutí dílčích ker pánve. V zaklesnuté v. části je vymezená modelová oblast Lužické hory (u obcí Lückendorf, Oybin a Petrovice).

Vymezení kolektorů a izolátorů

Kolektory v zájmovém území české křídové pánve tvoří obecně pískovce, zatímco ostatní litologické typy s větším podílem jílu a prachu tvoří izolátory a poloizolátory. Hydrogeologický konceptuální model území rozlišuje až 4 oddělené kolektory:

- Kolektor 4 neboli kolektor A je nejnižší hlubinný cenomanský kolektor tvořený střídajícími se polohami pískovce, slepence a prachovitého až jílovitého pískovce. Jeho mocnost dosahuje až 80 m na Děčínském Sněžníku a až 140 m u lužické poruchy na S zájmového území.
- Kolektor 3 neboli hlavní kolektor (B) s nejvýznamnějšími odběry podzemní vody v oblasti tvoří křemenné, méně i prachovité a slínité spodnoturonské pískovce. Izolátor mezi kolektory 3 a 2 (3/2) je lépe definován na S – v saské části povodí Křinice. V centrální části zájmového území izolátor postupně ztrácí svoji funkci. Jižně od toku řeky Kamenice a v oblasti Děčínského Sněžníku je funkce izolátoru 3/2 omezena a nelze ji adekvátně definovat. Proto v těchto částech konceptuální model předpokládá spojený kolektor 2+3 (BC). Jeho mocnost dosahuje až 230 m.
- Kolektor 2 vzniká ve středně turonských pískovcích. Lze ho vymezit v sz. části oblasti Hřensko/Křinice nad izolátorem 3/2.
- V případě kolektoru 1 (pískovce v teplickém až merboltickém souvrství stáří svrchní turon až santon) jde o menší, nesouvislé výskyty, které nelze definovat dostatečně přesně. Na většině plochy modelové oblasti jsou kolektory 1, 2 a 3 hodnocené jako jeden spojený turonský kolektor.

Hydraulické charakteristiky

V oblasti Děčínského Sněžníku se hodnoty koeficientů transmisivity pro hlavní turonský kolektor pohybují v rozmezí 5,5 . 10^{-4} až 5,8 . 10^{-4} $m^2 . s^{-1}$ a pro bazální cenomanský kolektor mezi 2,7 . 10^{-4} a 3,1 . 10^{-4} $m^2 . s^{-1}$ (Hazdrová et al. 1980; Herčík et al. 1999). Pro oblast Hřenska/Křinice byly určené hodnoty transmisivity hlavního turonského kolektoru v rozmezí 1,0 . 10^{-4} až 7,3 . 10^{-3} $m^2 . s^{-1}$ a bazálního cenomanského kolektoru v rozmezí 3,2 . 10^{-4} až 1,0 . 10^{-3} $m^2 . s^{-1}$ (Kačura 1990; Hrazdíra 1998). V Lužických horách se hodnoty pro turonský kolektor pohybují v rozmezí 6,2 . 10^{-4} až 1 . 10^{-3} $m^2 . s^{-1}$ a pro cenomanský kolektor v rozmezí 6,6 . 10^{-5} až 7,2 . 10^{-4} $m^2 . s^{-1}$ (Burda 1998).

Kolektory podzemní vody jsou doplňované především infiltrací ze srážek, ke které dochází v celé ploše výchozu kolektorových hornin. Efektivní infiltrace je spočítaná na základě hydrologického modelu BILAN a půdního modelu KLIWES. Překryté kolektory, jako například bazální kolektor 4, jsou dotované přetékáním z nadložních kolektorů skrz poloizolátorské vrstvy, které jednotlivé kolektory oddělují. V některých úsecích povrchových vodních toků, kde hladina podzemní vody zaklesla hluboko pod úroveň terénu, dochází k dotaci kolektoru i z vodního toku. Potoky a řeky většinou fungují jako drenážní báze. V oblasti Děčínského Sněžníku se podzemní vody drénují do Labe na V a na S. Další část se odvodňuje do potoku Biela, Cunnersdorferbach, Krippenbach a dalších menších přítoků Labe. V jižní

části Děčínského Sněžníku se podzemní vody drénují ve formě četných pramenů. V oblasti Hřenska a Křinice jsou hlavními drenážními bázemi řeky Kamenice a Křinice. V blízkosti labského údolí dochází i k drenáži přímo do Labe. Bazální cenomanský kolektor se odvodňuje do Labe pouze v oblasti Děčína. Dále se odvodňuje přetékáním do nadložních vrstev, větší část podzemní vody ale ze zájmového území odtéká ve formě podzemního odtoku dále na SZ. V oblasti Lužických hor je směr odtoku podzemní vody nejvýznamnějšího turonského kolektoru ve střední a v. části území generelně k JJV, v z. části zájmového území k JZ až Z, v s. části k S přes lužickou poruchu.

Využívání vodních zdrojů

V oblasti Děčínského Sněžníku jsou vodárensky využívané prameny v lokalitách Bělá (celkem okolo 28 l/s; obr. 8-3), Čertová voda/Dolní Žleb (3,5 l/s; obr. 8-4), Studený pramen (8,8 l/s) a Vlčí pramen (3,5 l/s). Významnější jsou i odběry podzemní vody v oblasti výchozů bazálního cenomanského kolektoru v lokalitách Ostrov (dohromady okolo 36 l/s) a z. od modelové oblasti v lokalitě Rájec (2,2 l/s).

V oblasti Hřenska (obr. 8-5) jsou v zájmovém území registrovány (HEIS VÚV) čtyři lokality odběrů podzemních vod. Z nich nejvýznamnější jsou jednoznačně odběry v jímacím území Hřensko (v současnosti okolo 70 l/s, v minulosti bylo odebíráno až 130 l/s). Sem patří, vedle odběrů z vrtů a dvou podchycených pramenů pro severočeskou vodárenskou soustavu (Děčínsko; obr. 8-6), i odběr z pramene v Malinovém dole pro obec Hřensko. Ostatní dvě české lokality jímání, Mezná a Vysoká Lípa, mají řádově nižší čerpané množství – v desetinách litru za sekundu. Nejvyšší odběry v saské části území jsou v údolí Křinice pro vodárnu Endlerkuppe v lokalitách Neumannmühle a Felsenmühle se současným odběrem okolo 40 l/s.

V oblasti Lužických hor jsou na české straně v zájmovém území registrovány (HEIS VÚV) tři lokality odběrů podzemních vod. Jedná se o jímání v Kněžicích (okolo 7 l/s), v Krompachu (okolo 0,6 l/s) a v Mařenicích, kde se průměrný odběr pohybuje okolo 0,8 l/s. Odběry v saské části území jsou dlouhodobě výrazně početnější a objemově vyšší. Například hydrogeologická mapa (VEB 1983) uvádí v saské části zájmového území 28 lokalit odběrů podzemních

< Obr. 8-3: Jímání pramenů v údolí Bělé. Foto: P. Eckhardt, 2018.

Obr. 8-4: Jímání pramenů v údolí Čertova voda. Foto: P. Eckhardt, 2018.

Obr. 8-5: Údolí Křinice. Foto: Š. Mrázová, 2018.

> Obr. 8-6: Podchycený pramen Suché Bělé 2. Foto: P. Eckhardt, 2018.

vod, od té doby byla však značná část odběrů utlumena. Významné odběry podzemních vod jsou realizovány v lokalitách Oybin (Elfenwiese, Teufelsmühle, Schulwiese; celkem okolo 32 l/s), Jonsdorf (an der Drehe, Coppi, Hinterdorf; dohromady okolo 20 l/s), Hartau (Weissbachtal, Johannquelle; celkem okolo 23 l/s). Menší odběry podzemních vod probíhají v lokalitách Waltersdorf, Hochwald a Lückendorf.

Modely proudění podzemní vody

Hlavním nástrojem hydrogeologického hodnocení jsou numerické modely proudění podzemní vody. Numerický model proudění podzemní vody představuje ucelenou syntézu hydrogeologických poznatků zájmového území. Modely jsou řešeny dle výpočetního schématu MODFLOW nebo FEFLOW. Modelové území je rozděleno do trojrozměrných prvků. V trojrozměrném prostoru jsou definovány geometrie kolektorů, izolátorů a hydraulické parametry prostředí. K tomu jsou použity dostupné archivní podklady (údaje z vrtů), digitální model terénu a geologický model, který definuje báze a stropy jednotlivých struktur. Kromě toho jsou v modelu definovány okrajové podmínky systému (přítoky a odtoky vody přes okraje modelové oblasti), jímací objekty a plošné doplňování srážkovou infiltrací a interakce s povrchovými vodami. Na základě fyzikálního popisu hydraulických procesů je následně provedena simulace proudění podzemních vod vlivem tlakového gradientu. Věrohodnost modelu je ověřena srovnáním modelových hladin s archivními hodnotami pozorovaných hladin podzemní vody. Výsledky modelu lze zpřesnit kalibrací, nicméně věrohodnost výstupu je závislá na kvalitě vstupních dat. Základním výstupem jsou mapy hladiny podzemní vody zájmového území, na základě nichž je možné ověřit hydrogeologické poměry a upřesnit směry proudění podzemní vody v oblasti. Následně jsou prováděny simulace různých režimů odběrů podzemní vody, na základě kterých lze popsat, jaký je vliv odebíraného množství na snížení hladiny a z jaké části kolektorů přitéká voda do jímacích území. Dále jsou otestovány i scénáře možných stavů zvýšených odběrů nebo dlouhodobého sucha, respektive klimatických změn.

Slovníček pojmů

Anoxický – tj. bezkyslíkatý. Označení mořského a brakického prostředí silně ochuzeného o kyslík a obsahujícího někdy i sirovodík H_2S. Je charakteristické pro pánve s nedostatečnou cirkulací vod, v nichž se ukládají tmavé sedimenty bohaté organickým uhlíkem a obvykle i pyritem.

Antecedentní – typ průlomového údolí. Vzniká tam, kde vodní tok protéká plochou krajinou, jejíž část postupně prodělává tektonický výzdvih.

Amonit – skupina hlavonožců s vnější schránkou žijící v období devon–křída (starší paleozoikum–mezozoikum).

Autochtonní – vzniklý na místě, nepřemístěný.

Bazální klastika – písčité až štěrkovité sedimenty ležící na bázi sedimentárního cyklu

Bioturbace – přepracování sedimentů působením živočichů a rostlin.

Boreální oblast – v období mezozoika oblast na sever od Českého masivu z velké části zaplavená tzv. boreálním mořem.

Cosety – složené šikmé zvrstvení; sedimentární textury, které v rámci jednotlivých lamin šikmého zvrstvení obsahují ještě další, na ně naložené laminy šikmého zvrstvení.

Depocentrum – je částí sedimentární pánve s relativně nejvyššími mocnostmi pánevní výplně. Umístění depocenter v rámci pánve závisí od rychlosti subsidence v jednotlivých částech pánve a od sedimentárního prostředí.

Diskordance – hraniční plocha označující hiát, tedy přerušení sekvence hornin v důsledku nesedimentace, eroze, tektonického posunu, atd.

Elektrická odporová tomografie (ERT) – geofyzikální metoda geoelektrického průzkumu, kombinace profilového měření a vertikálního sondování.

Elektromagnetická metoda VDV (velmi dlouhé vlny) – metoda využívající elektromagnetické pole navigačních radiostanic, kdy dochází ke zkreslení těchto polí vlivem vodivostních nehomogenit v horninovém prostředí.

Eolická koraze – eroze způsobená nárazy zrn písku unášených větrem (podemílání skalních útvarů v poušti, vznik hranců).

Epikontinentální moře – mělké moře, které pokrývá šelfy nebo vnitřní části kontinentů.

Eroze – mechanický odnos zvětralin větrem, vodou a ledem.

Estuárie – nálevkovité ústí řeky do moře.

Eustatický – eustatické pohyby jsou celosvětové pohyby mořské hladiny. V případě vzestupu hladiny dochází generelně k transgresím, v případě poklesu k regresím. Příčin je více, např. růst nebo tání kontinentálních ledovců (glacieustatické pohyby), výzdvih mořského dna v průběhu orogeneze nebo vznik rozsáhlých mořských příkopů, pohyby kontinentů aj.

Extenzní/transtenzní pánev – pánve vznikající tektonickými procesy spjatými s roztahováním zemské kůry, resp. litosféry. V případě transtenzních pánví se jedná o kombinaci

roztahování a směrných posunů – dva tektonické bloky se tak od sebe vzdalují nejen ve směru kolmo k ose roztažení (extenze), ale částečně i rovnoběžně s ním.

Flyšoidní facie – sedimentární facie tvořená nepravidelným střídáním poloh pískovců a jílovců/prachovců, typická pro coniac české křídové pánve. Název je odvozen od termínu „flyš", tj. rytmicky zvrstvených a střídajících se klastických sedimentů. Toto střídání vzdáleně připomíná flyšoidní facii; na rozdíl od ní je však flyš typický pro předpolní pánve.

Fosiliferní – vrstvy obsahující zkameněliny.

Fosilie (zkaměnělina) – zbytek těla kdysi žijících organismů, jejich otisky a stopy.

Geoelektrický průzkum – geofyzikální průzkum realizovaný geoelektrickými metodami. Metody: odporové profilování (DOP) a odporové sondování (VES) – geofyzikální metody, které měří měrný odpor hornin v horizontálním a vertikálním směru.

Geofyzikální průzkum – průzkum prostředí (např. horninového) realizovaný pomocí geofyzikálních metod (studium fyzikálních polí ovlivněných zemským tělesem).

Glacifluviální – ledovcovoříční.

Glacilakustrinní – ledovcovojezerní.

Goniatiti – hlavonožci ze skupiny amonitů.

Granitoidy – souborné označení magmatických hornin granitového (žulového) až křemenodioritového složení.

Graptoliti – skupina vyhynulých mořských koloniově žijících organismů (spodní ordovik–spodní devon).

Gravitační proud – jeden z několika mechanizmů transportu sedimentárního materiálu. Jeho podstatou je transport nezpevněného materiálu po ukloněném svahu, kdy je dominantním řídícím mechanismem gravitace. Úlomkovitý sedimentární materiál je nesen transportním fluidem, kterým může být voda a vzduch, příp. je materiál ve vznosu udržován vzájemnou interakcí (neustálými srážkami) zrn. Mezi gravitační proudy patří zrnotoky, úlomkotoky, bahnotoky, likvidizované proudy, turbiditní proudy; z fyzikální podstaty jsou gravitačními proudy i laviny, prachové a písečné bouře.

Hrást' – tektonická struktura, obvykle vytvořená dvěma nebo více paralelními poklesy a jejíž střední část leží výše než okrajové kry. Opakem je příkop.

Ichnofosilie – je stopa po organismu. Časté jsou stopy po lezení bezobratlých živočichů nebo jejich vrtání do dna.

Intruze – 1. tuhnutí magmatu v hloubce, vnikání magmatu do zemské kůry, 2. podpovrchová tělesa vyvřelých hornin.

Inverze – obrácení, změna smyslu v opak (reliéfu, vrstevního sledu…).

Jehlice houby – skelet mořských hub, tj. nejníže organizovaných, výlučně mořských přisedle žijících mnohobuněčných živočichů, rozlišujeme vápnité a křemité.

Kenozoikum – časové období zahrnující terciér + kvartér.

Koncepční geologický model – zjednodušené vyjádření prostorové situace geologických jednotek.

Konkrece – útvary nepravidelného i kulovitého tvaru vzniklé akumulací nerostné substance, nejčastěji vápnité, pelosideritové, křemité, pyritové atd.

Konodonti – mikroskopické fosfatické organické zbytky, často se zoubky, příslušející neznámým organismům, známi z období kambrium–jura, stratigraficky velmi významní.

Kolize – tektonický režim, ve kterém dochází k postupnému přibližování dvou litosférických desek a nakonec k jejich kolizi za vzniku kolizního orogenu (pohoří).

Labské břidličné pohoří – regionálně geologická jednotka ležící zejména v Německu.
Lakolit – magmatické těleso bochníkovitého tvaru, vzniklé intruzí do mírně ukloněných až vodorovných vrstev.
Lilijice – mořští, přisedle žijící ostnokožci, tělo tvoří kalich, ramena a stonek.
Litostratigrafie – podobor stratigrafie, který se zaměřuje na popis posloupnosti hornin v horninovém sledu (sukcesi) na základě jejich litologie, zejména popisu vnějšího vzhledu hornin.
Lugikum – regionálně geologický pojem, nejsevernější jednotka Českého masivu, zde zahrnující krkonošsko-jizerské krystalinikum a lužický pluton.
Maarový kráter – nálevkovitý sopečný kráter, vytvořený erupcí v důsledku kontaktu magmatu s podpovrchovým rezervoárem vody.
Metamorfovaný – přeměněný teplotně nebo tlakově.
Metoda štěpných stop – angl. „fission-tracks". Metoda radiometrického datování hornin založená na analýze mikroskopických trhlin z uvolněných produktů radioaktivního rozpadu v minerálech obsahujících uran či drobné inkluze uranových minerálů.
Metoda datováním zirkonů – jedná se o metodu radiometrického datování prováděnou na zrnech zirkonů. Základem metody je stanovení izotopického složení U, Th a Pb.
Mezoreliéf – reliéf oblasti o rozloze řádově desítek km^2.
Mezozoikum – druhohory. Éra v historii Země trvající asi 160 mil. let (251,9 až 66 mil. let). Následuje po paleozoiku (prvohorách) a předchází kenozoikum (třetihory a čtvrtohory). Dělí se na tři útvary – trias, juru a křídu. Spodní hranice mezozoika je často nesnadno určitelná (kontinentální vývoj permu i triasu) a velmi zhruba odpovídá závěru variského vrásnění; v závěru mezozoika probíhalo alpínské vrásnění. Z paleontologického hlediska je mezozoikum charakterizováno bohatostí forem bezobratlých (zvláště měkkýši, brachiopodi a ostnokožci); nejnápadnějším jevem je objevení se obrovitých plazů a prvních savců.
Morfostruktura – tvary reliéfu podmíněné strukturně (např. zlomy, vrstevnatost, metamorfní usměrnění).
Násunový zlom – ze skupiny přesmyků – nadložní kra je přemístěna vzhůru vůči kře podložní, úklon zlomové plochy je pod 30°.
Neotektonický – geologicky mladé tektonické pohyby ovlivňující dnešní reliéf.
Oceán Tethys – rozsáhlá oceánská pánev mezi Laurasií a Gondwanou a pokrývající dnešní j. Evropu, Středozemí, severní Afriku, Írán a himalájskou oblast a patrně pokračující dále do jv. Asie. V těchto místech byla oceánská kůra na dně oceánu Tethys podsouvána (subdukována) pod části eurasijské desky za postupného vyzvedávání alpsko-himalájského orogénu.
Oherský rift – rozsáhlý tektonický příkop na rozhraní krušnohorsko-durynské a tepelsko-barrandienské zóny, sahá i do Německa a Polska. Je vyplněný terciérními a kvartérními horninami a je na něj vázán silný vulkanismus (České středohoří, Doupovské hory atd.).
Opakní minerál – neprůsvitný minerál, studuje se pomocí odraženého světla.
Optická mikroskopie – studium minerálních fází podle jejich optických vlastností pomocí mikroskopu.
Orogenní – spjatý s vrásněním (horotvorbou).
Orogenní plošina – plošina (plató) zformována postupným nasouváním orogenních příkrovů v průběhu kontinentální kolize.
Paleozoikum – prvohory. Éra mezi proterozoikem a mezozoikem, která trvala asi 318 miliónů let (570 až 251,9 mil. let). Dělí se na 6 útvarů: kambrium, ordovik, silur, devon, karbon

a perm. Je charakterizováno bohatým rozvojem fauny a flóry, v mladších útvarech i suchozemských. Typickými fosiliemi jsou trilobiti, konodonti, graptoliti a jezerní karbonská flóra. Během prvohor proběhly 2 orogeneze: kaledonská a variská.

Pánev – deprese okrouhlého nebo protáhlého tvaru o rozměru od kilometru po tisíce km, vyplněná mocnými nezvrásněnými sedimenty obvykle mořského původu, poklesající během sedimentace.

Pánev typu „pull apart" – je strukturní pánev vznikající na horizontálních posunech.

Polopříkop – angl. half-graben. Asymetrický příkop s jedním hlavním řídícím zlomem, podél kterého je subsidencí (poklesem pánevního dna) vytvářen akomodační prostor. Typický produkt extenzní tektoniky.

Polzenit – silně bazická vyvřelá hornina s vysokým obsahem MgO.

Porfyrický – charakteristická struktura s viditelnými krystaly v mikrokrystalické nebo sklovité základní hmotě.

Pravostranný směrný posun – dextrální; pravostranný posun na horizontálním zlomu (tzv. strike-slipovém zlomu) vůči pozici pozorovatele.

Progradující – v tomto kontextu progresivně postupující směrem do pánve a to v důsledku významného přínosu úlomkovitého materiálu, resp. poklesu mořské hladiny. Opakem je retrogrese.

Přesmyk – zlom, kdy je nadložní kra přemístěna vzhůru vůči kře podložní.

Příkrov – horninové těleso, které bylo přemístěno tektonicky nebo gravitačně na jinou horninovou jednotku, původně velmi vzdálenou.

Ramenonožci (Brachiopoda) – kmen mořských živočichů s dvoudílnou vápnitou nebo chitinózní (někdy s fosfátem) schránkou.

Regrese – opak transgrese, ústup břežní linie do moře projevující se v sedimentárním záznamu např. přechodem z mořských facií do kontinentálních.

Rift – je seizmicky a vulkanicky aktivní příkopová tektonická struktura v zemské kůře, resp. litosféře, charakterizovaná zlomy poklesového charakteru, vznikem nové oceánské kůry, s délkou několika set až tisíců kilometrů a šířkou od několika do stovek kilometrů. Riftové pánve jsou produktem extenzní tektoniky.

Salinita – celkový obsah solí rozpuštěných ve vodě, udává se v ‰.

Saxothuringikum – regionálně geologická jednotka ležící v Německu, na naše území zasahuje jen jv. částí. Tvoří hlavní část Krušných hor.

Seizmický profil – záznam seizmického měření.

Seizmický průzkum – geofyzikální měření seizmickými metodami, využívající energii seizmických vln. Metody: refrakční seizmika (metoda lomených vln) využívá registrace příchodu lomené vlny od horninového rozhraní, reflexní seizmika (metoda odražených vln) využívá registrace odražené vlny od horninového rozhraní.

Silicifikace – impregnace až zatlačení oxidem křemičitým.

Souvrství – základní litostratigrafická jednotka.

Stromatopory – vyhynulá skupina výlučně mořských útesotvorných živočichů, kteří si vytvářeli masivní kostry z uhličitanu vápenatého, vytvářeli plošně rozsáhlé útvary do výše několika metrů, jsou stratigraficky významné pro silur–devon.

Synklinála – korytovitý ohyb horninových vrstev velkého měřítka.

Škrapy – nepravidelně laločnaté a hrotovité útvary zejména v krasových vápencích, ale mohou se vyskytovat také v pískovcích.

Tafoni – skalní dutiny tvořící se pod pevnější povrchovou kůrou horniny, do nitra se více či méně rozšiřují.

Tethydní oblast – oblast oceánu Tethys.

Textura – způsob uspořádání součástek hornin a jejich vzájemné vztahy makroskopických rozměrů, rozlišujeme textury u vyvřelých hornin (kulovitá, pórovitá atd.) a u sedimentů (např. šikmé zvrstvení, čeřiny).

Těžké minerály – minerály s hustotou nad 2,9 g/cm^3. V celkovém objemu horniny jsou přítomny v akcesorickém množství.

Tíhová měření (gravimetrie) – geofyzikální měření tíhového zrychlení na povrchu Země

Transgrese – posun břežní linie do pevniny, který je důsledkem podstatného rozšíření moře. Rozsáhlé pevninské oblasti jsou zality mořem a transgrese se potom projevuje různě výraznou diskordancí, jindy projevem transgrese může být jen uložení mořských sedimentů na sedimentech kontinentálních. Při bázi transgresních vrstev se často vyskytují bazální slepence (klastika). Opakem transgrese je regrese.

Úplná Bouguerova anomálie – tíhové zrychlení opravené o účinek volného vzduchu (Fayova anomálie), o účinek všech „normálních" hmot nad hladinou moře (referenčního elipsoidu) a vliv reliéfu terénu.

Variská orogeneze – horotvorné pochody vedoucí ke vzniku rozsáhlého evropského pohoří – variscid – probíhající v devonu až permu.

Vnitrohorská pánev – pánev uvnitř horstva vyplněná kontinentálními sedimenty

Voštiny – jamkovité prohlubně ve svislých a převislých skalních pískovcových stěnách, vznikají zvětráváním.

Vulkanický peň – produkt hlubinné intruze menšího rozsahu, může být vypreparovaný.

Výchoz – místo, kde horniny vystupují na povrch.

Zdánlivý měrný odpor – fyzikální veličina charakterizující vodivostní (odporové) vlastnosti horniny vůči elektrickému proudu, který je ovlivněn přítomnými geologickými nehomogenitami.

Zdrojová oblast – oblast, ze které pochází částice sedimentu.

Zrno – malá částice hmoty, monominerálního nebo polyminerálního složení.

Zvrstvení – uspořádání sedimentárního materiálu uvnitř vrstvy, např. horizontální z. (vodorovně uložené sedimenty), korytovité z. (šikmé zvrstvení vznikající migrací 3D dun se zakřiveným hřbetem), planárně šikmé z. (šikmé zvrstvení vznikající migrací 2D dun – s rovným hřbetem), čeřinové z. (vyvinuté v jemnozrnných sedimentech vznikající zvlněním nezpevněného povrchu vodou či větrem), gradační z. (vyznačuje se tříděním projevujícím se zmenšováním průměrné velikosti zrna od báze směrem do nadloží – pozitivní gradace, výjimečně zrna do nadloží hrubnou – negativní g.).

Žíla – deskovité těleso magmatické horniny vyplňující trhlinu v hornině nebo horninou proniká.

Seznam literatury

Absolon, A. (1979): Permské slepence v údolí Labe u Děčína. – Geologický průzkum, 2, 58.

Alexowsky, W., Wolf, L., Kurze, M., Tröger, K.-A. (1997): Geologische Karte des Freistaates Sachsen, 1 : 25 000, Blatt 5049 Pirna. – Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg.

Balatka, B., Sládek, J. (1972): Sloupkovitý rozpad pískovců v Ralské pahorkatině. – Ochrana přírody, 10, 234–235.

Białek, D., Kryza, R., Oberc-Dziedzic, T., Pin, C. (2014): Cambrian Zawidów granodiorites in the Cadomian Lusatian Massif (Central European Variscides): What do the SHRIMP zircon ages mean? – Journal of Geosciences, 59, 313–326.

Bosák, P. (2008): Bohemian Massif, Czech Republic. – In: McCann, T. (ed.): The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, 889–890. The Geological Society. London.

Burda, J. (1998): Hydrogeologická mapa ČR. List 03-13 Hrádek nad Nisou. Měřítko 1 : 50 000. – Český geologický ústav.

Cajz, V. (ed.), Mlčoch, B., Čech, S., Valečka, J., Kadlec, J., Burda, J., Holý, M., Ulrych, J., Kinský, J., Chvátal, P. (1996): České středohoří. Geologická a přírodovědná mapa 1 : 100 000. – ČGÚ, Praha. 160 s.

Coubal, M. (1990): Compression along faults: Example from the Bohemian Cretaceous Basin. – Mineralia Slovaca, 22, 139–144.

Coubal, M., Adamovič, J., Málek, J., Prouza, V. (2014): Architecture of thrust faults with alongstrike variations in fault-plane dip: Anatomy of the Lusatian Fault, Bohemian Massif. – Journal of Geosciences, 59, 183–208.

Coubal, M., Málek, J., Adamovič, J., Štěpančíková, P. (2015): Late Cretaceous and Cenozoic dynamics of the Bohemian Massif inferred from the paleostress history of the Lusatian Fault Belt. – Journal of Geodynamics, 87, 26–49.

Čech, S. (2011): Paleogeography and stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) – An overview. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku 18, 18–21.

Čech, S., Klein, V., Kříž, J., Valečka, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – Věstník ÚÚG, 55, 277–296.

Čech, S., Valečka, J. (1991): Významné transgrese a regrese v české křídové pánvi. – MS ČGS, Praha.

Čech, S., Hercogová, J., Knobloch, E., Pacltová, B., Pokorný, V., Sajverová, E., Slavík, J., Švábenická, L., Valečka, J. (1987): Svrchní křída ve vrtu Volfartice Vf-1. – Sborník geologických věd, Geol., 42, 113–159.

Databáze významných geologických lokalit [online]. Praha: Česká geologická služba, 1998 [cit. 2019-09-20]. Dostupné z: http://lokality.geology.cz

Danišík, M., Migoń, P., Kuhlemann, J., Evans, N. J., Dunkl, I., Frisch, W. (2010): Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. – Geomorphology, 117, 78–89.

Dvořák, J. (1964): Jura. – In: Svoboda, J. (ed.) et al.: Regionální geologie ČSSR, díl I, Český masív, svazek 2, algonkium–kvartér. 271–274. ČSAV. Praha.

Ebert, H. (1934): Das Grundgebirge im Elbtale nördlich von Tetschen. – Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes, 14, 1–78.

Eliáš, M. (1981): Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. – Sborník geologických věd. Geologie, 35, 75–144.

Fediuk, F., Losert, J., Röhlich, P., Šilar, J. (1958): Geologické poměry území podél lužické poruchy ve šluknovském výběžku. – Rozpravy české akademie věd, mat.-přír., 68, 9, 1–42.

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

Galle, A., Chlupáč, I. (1976): Finds of corals in metamorphic Devonian of the Ještědské pohoří Mountains. – Věst. Ústř. Úst. geol., 51, 2, 123–127, Praha.

Havránek, P. (1982): Dutý Kámen. – Památky a příroda, 1, 59–60, Praha.

Hazdrová, M., Jetel, J., Daňková, H., Kněžek, M., Kulhánek, V.,Trefná, E. (1980): Vysvětlivky k Základní hydrogeologické mapě ČSSR 1 : 200 000 list 02 Ústí nad Labem. – Ústř. úst. geol. Praha.

Herčík, F., Hermann, Z., Valečka, J. (1999): Hydrogeologie české křídové pánve. – ČGS. Praha, 115 s.

Hofmann, M. Voigt, T., Bittner, L., Gärtner, A., Zieger, J., Linnemann, U. (2018): Reworked Middle Jurassic sandstones as a marker for Upper Cretaceous basin inversion in Central Europe – A case study for the U-Pb detrital zircon record of the Upper Cretaceous Schmilka section and their implication for the sedimentary cover of the Lausitz. – Intl. J. Earth Sci. 107, 913–932.

Holcová, K., Holcová, M. (2016): Calcareous nannoplankton in the Upper Jurassic marine deposits of the Bohemian Massif: new data concerning the Boreal–Tethyan communication corridor. – Geological Quarterly, 60, 3, 624–636.

Horčička, L., Martinovská, I. (1998): Klasifikace a kategorizace poddolovaných ploch území radnické, chebské a žitavské pánve. – MS Geologické služby Chomutov (P095061).

Hrazdíra, P. (1998): Hydrogeologická mapa ČR. List 02-22, 03-11 Varnsdorf. Měřítko 1 : 50 000. – ČGS. Praha.

Hrbek, J. (2014): The systematics and paleobiogeographic significance of Sub-Boreal and Boreal ammonites (Aulacostephanidae and Cardioceratidae) from the Upper Jurrasic of the Bohemian Massif. – Geologica Carpathica, 65, 5, 375–386.

Cháb, J., Breitr, K., Fatka, O., Hladil, J., Kalvoda, J., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J. (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – Česká geol. služba, Praha. 283 s.

Chaloupský, J. (1970): Podloží křídy jihozápadně od ještědského pohoří. – Sborník geologických věd, ř. G, 18, 147–160.

Chaloupský, J. (1978): The Precambrian tectogenesis in the Bohemian Masiff. – Geol. Rdsch., 67, 72–90.

Chaloupský, J., Červenka, J., Jetel, J., Králík, F., Líbalová, J., Píchová, E., Pokorný, J., Pošmourný, K., Sekyra, J., Shrbený, O., Šalanský, K., Šrámek, J., Václ, J. (1989): Geologie Krkonoš a Jizerských hor. – Ústř. úst. geol. Academia, Praha.

Chlupáč, I. (2002a): Žitavská pánev. – In: Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (eds.): – Geologická minulost České republiky, Academia Praha. 319 s.

Chlupáč, I. (2002b): Paleozoikum (prvohory): – In: Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (eds.): – Geologická minulost České republiky, Academia Praha. 55–237.

Chlupáč, I. (2011): Mezozoikum (druhohory). – In: Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (eds.): – Geologická minulost České republiky, Academia Praha. 238–296.

Chrt, J. (1957): Závěrečná zpráva o vyhledávacím průzkumu Lužická porucha. – MS Geofond Praha.

Kačura, G. (1990): Hydrogeologická mapa ČR. List 02-23 Děčín. Měřítko 1 : 50 000. – Český geologický ústav. Praha.

Kalinová, M., Eckhardt, P., Martínková, M., Šimek, P., Bílý, M., Koubková, L., Böhm, A.-K., Börke, P., Mellentin, U., Schulz, C. (2014a): Zdroje podzemních vod na Česko-Saském pomezí. I. Oblast Hřensko–Křinice/Kirnitzsch. – VÚV T.G.M., v.v.i., Praha. 95 s.

Kalinová, M., Eckhardt, P., Martínková, M., Šimek, P., Bílý, M., Koubková, L., Böhm, A.-K., Börke, P.,

Mellentin, U., Schulz, C. (2014b): Zdroje podzemních vod na Česko-Saském pomezí. II. Oblast Petrovice–Lückendorf–Jonsdorf–Oybin. – VÚV T.G.M., v.v.i., Praha. 92 s.

Klein, V., Domečka, K., Eliáš, M., Opletal, M., Nakládal, V., Shrbený, O. (1971): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1 : 25 000 list M-33-41-B-d Chřibská. – MS archiv Čes. geol. služba. Praha.

Klein, V., Müller, V., Valečka, J. (1979): Lithofazielle und Paläogeographische Entwicklung des Böhmischen Kreidebeckens. Aspekte des Kreide Europas. – IUGS Series A 6, 435–446.

Kley, J., Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in Central Europe: Effect of Africa-Iberia--Europe convergence, not Alpine collision. – Geology, 36, 839–842.

Konzalová, M., Ziembinska-Tworzydlo, M. (2000): Mikropaleontologický výzkum nejvýchodnější části oherského riftu, české a polské části žitavské pánve. – Zprávy o geologických výzkumech, 33, 150–153.

Kopecký, L. (1964): Výzkum neovulkanitů I. A II. sopečné fáze na Teplicku. – Zprávy o geologických výzkumech v r. 1963, 1, 189–192.

Košťák, M., Čech, S., Ekrt, B., Mazuch, M., Wiese, F., Voigt, S., Wood, C. J. (2004): Belemnites of the Bohemian Cretaceous Basin in a global context. – Acta Geologica Polonica, 54, 511–533.

Kozdroj, W., Krentz, O., Opletal, M. (2001): Comments on the Geological map Lauzitz – Jizera – Karkonozse (without Cenozoic sediments). Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie/ Bereich Boden und Geologie, Freiberg, Państwowy Instytut Geologiczny, Warzsawa. Český geolologický ústav Praha, Warsaw.

Krauss, M., Eidam, J., Hammer, J., Korich, D. (1992): Die cadomisch-variszische Entwicklung des Lausitzer Granodiorit-Komplexes. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1/2, 71–85.

Krentz, O. (2008): Postvariszische tektonische Entwicklung. – In: Pälchen, W. – H. Walter (eds.): Geologie von Sachsen – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – Schweizerbart, Stuttgart, 472–478.

Krentz, O., Stanek, K. (2015): Die Lausitzer Überschiebung zwischen Meißen und Jeschken – neue Aspekte. – Bericht der Naturforschenden Gesellschaft der Oberlausitz, Band 23, Seite 123–137.

Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J., Haase, G., Bielicki, K. H., Krauss, M., Eidam, J. (1994): Geochronology and Nd–Sr systematics of Lusatian granitoids, significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. – Geologische Rundschau, 83, 357–376.

Kröner, A., Jaeckel, P., Hegner, E., Opletal, M. (2001): Single zircon ages and whole rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše Mountains and Orlice–Sněžník Complex). – Int. J. Earth. Sci., 90, 304–324.

Kučera, M., Pešek, J. (1982) Geologické poměry v českokamenické svrchnopaleozoické pánvi a jejím okolí. – Acta Univ. Carol. Geol., 3, 285–295.

Lamprecht, F. (1928): Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiete des Elbsandsteingebirges. – Mitt. Ver. Erdkd. Dresden, N. F., Jg. 1927, 1–48.

Lamprecht, F. (1934): Die Schichtlagerung des Turons im Sächsisch-Böhmischen Elbsandsteingebirge. – Berichte der mathematisch-physischen Klasse der sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Band 86, 155–186.

Malkovský, M. (1987): The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution. – Tectonophysics, 137, 31–42.

Martínek, K., Blecha, M., Daněk, V., Franců, J., Hladíková, J., Johnová, R., Uličný, D. (2006): Record of palaeoenvironmental changes in a Lower Permian organic-rich lacustrine succession: Integrated sedimentological and geochemical study of the Rudník Member, Krkonoše Piedmont Basin, Czech Republic. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 230, 85–128.

Mísař, Z. (1983): Lugická oblast. – In: Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (eds.): Geologie ČSSR I, Český masív. 173–198. SPN Praha.

Mlčoch, B., Konopásek, J. (2010): Pre-late Carboniferous geology along the contact of the Saxothuringian and Teplá-Barrandian zones in the area covered by younger sediments and volcanics (Western Bohemian Massif, Czech Republic. – Journal of Geosciences, 55, 81–94.

Mortimore, R. N., Wood, C. J., Pomerol, B., Ernst, E. (1998): Dating the phases of the Subhercynian tectonic epoch: Late Cretaceous tectonics and eustatics in the Cretaceous Basins of Northern Germany compared with the Anglo-Paris Basin. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I 1996, 1349–1401.

Nádaskay, R., Valečka, J., Čech, S. (2018): Stratigrafie, sedimentární prostředí a tektonická stavba tzv. kozelského pískovcového tělesa v severozápadní části české křídové pánve. – Zprávy o geologických výzkumech, 51, 167–180.

Nádaskay, R., Valečka, J., Mlčoch, B., Tenenko, V., Kořalka, S. (2019a): Souhrnná dokumentace průzkumného vrtu 6412_L. – MS Česká geol. služba.

Nádaskay, R., Valečka, J., Tenenko, V., Kořalka, S. (2019b): Souhrnná dokumentace průzkumného vrtu 4650_Y. – MS Česká geol. služba.

Nádaskay, R., Kochergina, Y. V., Čech, S., Švábenická, L., Valečka, J., Erban, V., Halodová, P., Čejková, B. (2019c): Integrated stratigraphy of an offshore succession influenced by intense siliciclastic supply: implications for Coniacian tectono-sedimentary evolution of the West Sudetic area (NW Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). – Cretaceous Research, 102, 127–159.

Nádaskay, R., Uličný, D. (2014): Genetic stratigraphy of Coniacian deltaic deposits of the northwestern part of the Bohemian Cretaceous Basin. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 165, 547–575.

Nývlt, D. (1998): Kontinentální zalednění severních Čech. – Sborník ČGS, geogr., 103, 4, 445–457.

Nývlt, D., Valečka, J., Křelina, J. (2002): Zbytky paleogenního zarovnaného povrchu v okolí Pěnkavčího vrchu v Lužických horách. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, 59–61.

Opletal, M., Adamová, M. (2002): Geologické mapování lužického masivu na Šluknovsku v měřítku 1 : 25 000. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, 62–66.

Opluštil, S., Cleal, C. J. (2007): A comparative analysis of some late Carboniferous basins of Variscan Europe. – Geol. Magazine, 144, 417–448.

Opluštil, S., Dašková, J., Holcová, K., Krásný, J., Kvaček, Z., Pešek, J. ed., Svobodová, M., Sýkorová, I., Teodoridis, V. (2010): Hrádecká část žitavské pánve a uhlonosné relikty terciérních sedimentů v jejím okolí. – In: Pešek, J. (ed.): Terciérní pánve a ložiska hnědého uhlí České republiky. – Česká geologická služba, 230–257. Praha.

Opluštil, S., Schmitz, M. D., Kachlík, V., Štamberg, S. (2016): 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, 399–432.

Pešek, J., Holub, V., Jaroš, J., Malý, L., Martínek, K., Prouza, V., Spudil, J. Tásler, R. (2001): Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. – 243 s., Česká geologická služba, Praha.

Pfeiffer, L., Kaiser, G., Pilot, J. (1984): K-Ar – Datierungen von jungen Vulkaniten im Süden der DDR. – Freiberger Forschungshefte, C 389, 93–97.

Pivec, E., Ulrych, J., Höhndorf, A., Rutšek, J. (1998) Melilititic rocks from northern Bohemia: geochemistry and mineralogy. – N. Jb. Mineral., Abh., 312–339.

Přichystal, A. (2009): Kamenné suroviny v pravěku východní části střední Evropy. – MU Brno.

Rajchl, M., Uličný, D., Grygar, R., Mach, K. (2009): Evolution of basin-fill architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben, Central Europe. – Basin Research, 21, 269–294.

Rauche, H. (1992): Spätvariszische Spannungs- und Verformungsgeschichte der Gesteine am Südwestrand der Elbezone (östliches Saxothuringikum, Varisziden). – MS, disertační práce, Ruhr-Universität. Bochum.

Rapprich, V. (2012): Za sopkami po Čechách. – 240 s., Grada Publishing, a.s., Praha.

Reichel, W., Schauer, M. (2006): Das Döhlener Becken bei Dresden. Geologie und Bergbau. Bergbau in Sachsen, 12.

Skoček, V., Valečka, J. (1983): Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of the Central Europe. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 44, 71–92.

Svobodová, M. (1999): Mid-Cretaceous palynomorphs from the Blansko Graben (Czech Republic): affinities to both Tethyan and Boreal bioprovinces. – Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen, TNO, 58. Proceedings 4th EPPC, 149–156.

Šibrava, V. (1967): Study on the Pleistocene of the glaciated and non-glaciated area of the Bohemian Massif. – Sborník geologických věd, Antropoz., 4, 7–38.

Tröger, K. A. (1969): Zur Päleontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkriede (Cenoman bis Turon). – II. Abhandlungen des staatlichen Museums der Mineralogie und Geologie. Dresden, 13.

Tröger, K. A. (2008): Kreide–Oberkreide. – In: Pälchen,W., Walter, H. (eds.): Geologie von Sachsen – Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. – E. Schweitzerbart, Stuttgart, 311–358.

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. (2004): A drying-upward aeolian system of the Bohdašín Formation (early Triassic), Sudetes of NE Czech Republic: record of seasonality and long-term palaeoclimate change. – Sed. Geol., 1671-2, 17–39.

Uličný, D., Martínek, K., Grygar, R. (2002): Syndepositional geometry and post-depositional deformation of the Krkonoše Piedmont Basin: A preliminary model. – Geolines, 14, 101–102.

Uličný, D., Čech, S., Grygar, R. (2003): Tectonics and depositional systems of a shallow-marine, intra-continental strike-slip basin: exposures of the Český Ráj region, Bohemian Cretaceous Basin. Excursion Guide, 1st Meeting of the Central European Tectonics Group and 8th meeting of the Czech Tectonic Studies Group. – Geolines, 16, 133–148.

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.

Uličný, D., Špicáková, L., Grygar, R., Svobodová, M., Čech, S., Laurin, J. (2009b): Palaeodrainage systems at the basal unconformity of the Bohemian Cretaceous Basin: Roles of inherited fault systems and basement lithology during the onset of basin filling. – Bulletin of Geosciences, 84, 77–610.

Uličný, D., Špičáková, L., Cajz, V., Hronec, L. (2015): Podklady pro prostorový model hydrogeologicky významných stratigrafických rozhraní ve vybraných hydrogeologických rajonech. – Geofyzikální Ústav AV ČR. MS Česká geol. služba.

Václ, J., Čadek, J. (1962): Geologická stavba hrádecké části žitavské pánve. – Sbor. Ústř. Úst. geol., Geol., 27, 331–382.

Valečka, J. (1975): Litologie a cyklická stavba a geneze bazálních svrchnokřídových sedimentů západně od Děčína. – Čas. mineral. geol., 24, 409–416.

Valečka, J. (1979): Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. – Sborník geologických věd, Geol., 33., 47–81.

Valečka, J. (1984): Storm surge versus turbidite origin of the Coniacan to Santonin sediments in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. – Geologische Rundschau, 73, 651–682.

Valečka J. (1989): Sedimentology, stratigraphy and cyclicity of the Jizera Formation (Middle–Upper Turonian) in the Děčín area (Northern Bohemia). – Věstník ÚÚG, 64, 77–90.

Valečka, J. (2015): Říční sedimenty české křídové pánve u Benešova nad Ploučnicí. – Zprávy o geologických výzkumech 2014, 31–36.

Valečka, J., Rejchrt, M. (1973): Litologie a geneze tzv. flyšoidní facie coniaku ve východní části Českého středohoří. – Časopis pro mineralogii a geologii, 18, 379–391.

Valečka, J., Slavík, J. (1985): Litologický a sedimentologický vývoj na křídových stratotypových lokalitách Sutiny a Merboltice. – MS ČGS Praha.

Valečka, J., Bůžek, Č., Chaloupský, J., Gabrielová, N., Házdrová, M., Hercogová, J., Kopecký, L., Růžičková, E., Řeháková, Z. (1970): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1: 25 000 M-33-41-C-b Děčín. – MS archiv ČGS.

VEB (1983): „Hydrogeologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik. Karte der Grundwassergefährdung. 1 : 50 000. Neugersdorf 1311-1/3 / Zittau 1311-2/4." – VEB Kombinat Geologische Forschung und Erkundung Halle, VEB Hydrogeologie Nordhausen, Zentrales Geologisches Institut, Berlin, 1. vydání.

Voigt, T. (1998): Entwicklung und Architektur einer fluviatilen Talfüllung – die Niederschöna Formation im Sächsischen Kreidebecken. – Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, 43/44, 121–139.

Voigt, S., Wagreich, M., Surlyk, F.,Walaszczyk, I., Uličný, D., Čech, S., Voigt, T., Wiese, F., Wilmsen, M., Niebuhr, B., Reich, M., Funk, H., Michalik, J., Jagt, J. J, Felder, P., Schulp, A. (2008): Cretaceous. – In: McCann, T. (ed.): Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. – The Geol. Soc. London., 923–997.

Voigt, T., Franke, J., Franke, S. (2013): Grundlagen für ein geologisch-tektonisches Modell der Kreideablagerungen 709 im Sächsisch-Böhmischen Grenzbereich im Rahmen des Ziel 3. – Projektes GRACE. Abschlussbericht.

Wilmsen, M., Niebuhr, B. (2014): Die Kreide in Sachsen. – Geologica Saxonica, 60, 3–12.

Zieger, J., Linnemann, U., Hofmann, M., Gärtner, A., Marko, L., Gerdes, A. (2018): A new U-Pb LA-ICP-MS age of the Rumburk Granite (Lausitz Block, Saxo-Thuringian Zone): Constraints for a magmatic event in the Upper Cambrian. – Intl. J. Earth. Sci., 107, 933–953.

Ziegler, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell & The Geol. Soc., 239 s.

Žák, J., Holub, F. V., Verner, K. (2005): Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). – Intl. J. Earth Sci., 94, 385–400.

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

Žák, J., Verner, K., Janoušek, V., Holub, F. V., Kachlík, V., Finger, F., Hajná, J., Tomek, F., Vondrovic, L., Trubač, J. (2014): A plate-kinematic model for the assembly of the Bohemian Massif constrained by structural relationships around granitoid plutons. – In: Schulman et al. (eds.): The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., 405, 169–196.

Žák, J., Svojtka, M., Opluštil, S. (2018): Topographic inversion and changes in the sediment routing systems in the Variscan orogenic belt as revealed by detrital zircon and monazite U–Pb geochronology in post-collisional continental basins. – Sedim. Geol., 377, 63–81.

Geologie česko-saské křídové pánve mezi Krušnými horami a Ještědem

Š. Mrázová, P. Tomanová Petrová a O. Krentz (eds)

Vydala Česká geologická služba, Praha 2020
Publikace byla vydána v rámci projektu ResiBil financovaného z Evropského fondu pro regionální rozvoj, z Programu na podporu přeshraniční spolupráce mezi Českou republikou a Svobodným státem Sasko 2014–2020, registrovaného pod číslem 100267011.

Jazyková redakce Šárka Sedláčková
Grafická úprava Oleg Man
Tisk PBtisk, a. s., Dělostřelecká 344,
261 01 Příbram

1. vydání, 100 stran
03-9 446-401-20

ISBN 978-80-7075-971-4

EU projekt: ResiBil – Bilance vodních zdrojů ve východní části
česko-saského pohraničí a hodnocení možnosti
jejich dlouhodobého užívání

Projekt ResiBil byl financován z Evropského fondu pro regionální rozvoj,
z Programu na podporu přeshraniční spolupráce mezi Českou republikou
a Svobodným státem Sasko 2014–2020, registrovaný pod číslem 100267011.

PARTNEŘI PROJEKTU

Česká geologická služba,
Saský zemský úřad pro životní prostředí, zemědělství a geologii,
Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i.

Projekt byl zaměřen na společnou ochranu podzemních vodních zdrojů v česko-saské příhraniční oblasti na základě využití moderních modelových prostředků. Cílem projektu je provedení bilance a zhodnocení možnosti dlouhodobého užívání zdrojů podzemních vod a udržitelného hospodaření s nimi v závislosti na očekávaných dopadech klimatických změn.
Z provedených studií a modelů vyplynulo, že důvodem změn vodního režimu a vodní bilance v krajině jsou jak vlivy klimatické (vyšší průměrné teploty, roky chudé či bohaté na srážky apod.), tak i antropogenní vlivy (odběry podzemních vod).

9 788070 759714

LANDESAMT FÜR UMWELT, LANDWIRTSCHAFT UND GEOLOGIE
Freistaat SACHSEN
ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA
VÚV TGM Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka veřejná výzkumná instituce