

ZÁPADOČESKÁ UNIVERZITA V PLZNI

FAKULTA PEDAGOGICKÁ

CENTRUM BIOLOGIE, GEOVĚD A ENVIGOGIKY

**GEOMORFOLOGIE KAMENNÝCH MOŘÍ VE VÝCHODNÍ ČÁSTI
HŘBETU RADČE (KŘIVOKLÁTSKÁ VRCHOVINA)**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Bc. Pavel Krňák

Učitelství pro střední školy, obor AJ - Ge

Vedoucí práce: doc. RNDr. Pavel Mentlík, Ph.D.

Plzeň, 2017

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracoval samostatně s použitím uvedené literatury a zdrojů informací.

V Plzni, 26. dubna 2017

.....

vlastnoruční podpis

Poděkování

Rád bych na tomto místě poděkoval docentu Pavlu Mentlíkovi za vedení této práce. Z institucí děkuji Českému úřadu zeměměřičskému a katastrálnímu za poskytnutí dat a oddělení geověd za zapůjčení vybavení pro terénní výzkum. Za určení lišejníků děkuji také lichenologům Janu Vondrákovi a Ondřeji Peksovi, dále pak studentům pedagogické fakulty za spolupráci při ověřování návrhu školní vycházky a Markétě Pluháčkové za odborný dohled.

Dík náleží i všem dalším lidem, kteří mi s prací jakkoliv pomohli, zvláště pak děkuji rodině a přátelům za jejich psychickou podporu. Využiji této příležitosti také k vyjádření vděku za obohacující studijní pobyt v rámci programu Erasmus. Závěrem zde tedy děkuji za jedinečnou možnost prožití semestru plného zážitků na Universitatea Ștefan cel Mare, Suceava.

OBSAH:

<u>ÚVOD.....</u>	<u>2</u>
<u>1 CÍLE PRÁCE.....</u>	<u>5</u>
<u>2 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ</u>	<u>7</u>
2.1 VYMEZENÍ, POLOHA	7
2.1.1 SROVNÁNÍ „SEVERNÍHO“ A „JIŽNÍHO“ SVAHU	11
2.2 PŘÍRODNÍ POMĚRY	12
2.2.1 KLIMA	12
2.2.2 PEDOLOGIE A BIOGEOGRAFIE.....	13
<u>3 ROZBOR LITERATURY</u>	<u>16</u>
3.1 GEOLOGICKO-GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ	16
3.1.1 ANTROPOGENNÍ ZMĚNY RELIÉFU	28
3.2 MRÁZOVÉ ZVĚTRÁVÁNÍ	35
3.3 KAMENNÁ MOŘE JAKO SVAHOVÉ SEDIMENTY	42
<u>4 METODIKA ZPRACOVÁNÍ.....</u>	<u>47</u>
4.1 ANALÝZA RELIÉFU	47
4.2 GEOFYZIKÁLNÍ METODY	50
4.2.1 ERT PROFILOVÁNÍ.....	50
4.3 GRANULOMETRIE	51
4.3.1 MAKROGRANULOMETRICKÁ ANALÝZA	51
4.4 LICHENOMETRIE	61
4.4.1 RŮSTOVÉ TEMPO LIŠEJNÍKŮ.....	64
<u>5 ANALYTICKÁ ČÁST</u>	<u>71</u>
5.1 GMIS.....	71
5.2 ERT PROFILOVÁNÍ	78
5.3 MAKROGRANULOMETRIE	80
5.4 LICHENOMETRIE.....	91
5.4.1 RŮSTOVÁ KŘIVKA	93
<u>6 SHRNUTÍ DOSAŽENÝCH VÝSLEDKŮ.....</u>	<u>94</u>
6.1 HYPOTÉZA VÝVOJE KAMENNÝCH AKUMULACÍ VE VÝCHODNÍ ČÁSTI HŘBETU RADČE	95
6.2 DISKUZE.....	98
<u>7 DIDAKTICKÁ TRANSFORMACE</u>	<u>108</u>
7.1 TERÉNNÍ GEOGRAFICKÁ VÝUKA – FIELDWORK	108
7.2 NAVRŽENÍ KONKRÉTNÍHO PROJEKTU PRO ŽÁKY STŘEDNÍCH ŠKOL	113
7.2.1 KLÍČOVÉ KOMPETENCE PODLE RVP G	113
7.2.2 UČIVO PODLE RVP G	114
7.2.3 OČEKÁVANÉ VÝSTUPY	114
7.2.4 PLÁN PRŮBĚHU	116
7.2.5 VYHODNOCENÍ	121
<u>ZÁVĚR</u>	<u>126</u>
<u>RESUMÉ</u>	<u>128</u>
<u>SEZNAM LITERATURY.....</u>	<u>129</u>
<u>SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK A GRAFŮ</u>	<u>158</u>
<u>PŘÍLOHY</u>	

I docela obyčejné nenápadné kameny mají několik životů a svá tajemství.

Prvním životem kamene je, jak vznikl.

Jeho druhým životem je, jakou krajinu vytvořil,

ale jeho největším tajemstvím je,

jak se sžil s člověkem a jak na něj působí.

Václav Cílek

(Úvodní slovo pořadu Tajný život skal.

Skryté titulky: Vlasta Malíková.

Česká televize 2014)

Úvod

Radeč je nejvýše položeným místem Křivoklátské vrchoviny. Je zde možné pozorovat zajímavé skalní formace a další specifické formy reliéfu. Pozoruhodné jsou i akumulace ostrohranných kamenných úlomků, na které je tato práce zaměřena.

Na našem území se poměrně hojně vyskytují fosilní kamenná moře, která vznikala zejména v dobách ledových. V aktivním stádiu se však tyto formy, vyjma horských oblastí, nacházejí v Českém masívu poměrně vzácně. Na Radči jsou skalní výchozy i kamenné bloky i dnes nadále štěpeny mrazovým zvětráváním, za kterým stojí změna objemu vody při zmrznutí v puklinách horniny. Gravitace dále způsobuje opadávání úlomků, jež jsou transportovány dolů po svahu. Akumulací tohoto ostrohranného materiálu vznikají suťová pole – alochtonní kamenná moře.

Během denudace reliéfu dochází k odnosu materiálu z vyšších do nižších poloh. Přenos materiálu je realizován svahovými pochody, přičemž významným faktorem ovlivňujícím jejich charakter je i geologická struktura.

Masiv Radče je tvořen odolnými, skaleckými a řevnickými křemenci ordovického stáří. Křemen můžeme považovat za nejtvrďší z běžně se vyskytujících nerostů. Kromě mnoha dalších, jichž je součástí, tvoří i výhradně křemenné horniny zvané křemence či kvarcity. Právě díky vysokému obsahu SiO₂ jsou i tyto horniny velmi tvrdé a odolné a často vystupují nad okolní krajinou jako vyvýšeniny až skalní suky. Díky své bělavé barvě a hranatým tvarům zaujmou rozeklané křemencové skály a rozpukané kameny naši pozornost a poměrně často, zejména v horách, představují turistické i horolezecké cíle a krajinné dominanty. K zvětrávání takto odolných hornin dochází zejména mrazovým tříštěním. Do puklin v hornině zatéká voda

ze srážek či tajícího sněhu a v zimě, když typicky v noci dojde k poklesu teploty pod bod mrazu, voda mrzne a led působí tlakem na stěny puklin. Opakování procesu může vést k odlomení a opadu úlomků s ostrými (transportem neopracovanými) hranami. Důležité pro tuto práci je, že se tyto kamenné klasty hromadí níže na svahu a tím vytvářejí specifické formy reliéfu (suťová pole).

Tato práce má dvě hlavní části. První je zaměřena na geomorfologický výzkum vybraných kamenných moří¹ ve východní části hřbetu Radče, který úzce navazuje na dosavadní bádání v rámci bakalářské práce (dále jen BP – KRŇÁK 2014). Zájmové území je nyní kromě kamenných akumulací na severním svahu, jejichž vývoj byl tématem BP, rozšířeno o druhou lokalitu – kamenné moře v blízkosti první zkoumané reliéfní formy, na jihovýchodním svahu téhož vrchu. Srovnání obou lokalit se přímo nabízí, neboť rozdíl mezi nimi je pozorovatelný na první pohled a užití stejných technik geomorfologického výzkumu za pomoci totožné metodiky na obou kamenných akumulacích má vysoký potenciál přinést další poznatky o jejich vývoji.

Pro období holocénu je typická mnohem nižší intenzita geomorfologických procesů oproti dobám, kdy bylo území Čech součástí periglaciální oblasti. Z tohoto důvodu provádějí často geomorfologové své výzkumy v hornatinách, kde bývají přírodní reliéfově tvorné procesy rapidnější, či v jiných místech s výskytem spektakulárních forem reliéfu. Lokality situované ve vrchovinách atd., kde je dynamika reliéfu nižší či méně viditelná, zůstávají tak trochu stranou zájmu, avšak i zde lze aplikací výzkumných metod, případně jejich kombinací, získat hodnotné a možná i nečekané výsledky a proto si zaslouží naši pozornost. V současné podobě zájmových forem reliéfu na Radči je skryta informace o jejich vývoji v minulosti a jejich bližší studie může přinést zajímavé poznatky nejen pro odborníky a studenty, ale i laické zájemce o geomorfologii.

Rešeršní část této práce (kapitola 3) vychází především z rozboru literatury. Její text syntetizuje znalosti o geologické historii zájmového území, vlivu historické těžby a další lidské činnosti na jeho reliéf a dále je z hledisek různých autorů rozebrána problematika mrazového tříštění, jehož znalost je dnes založena jak na terénních výzkumech, tak i na doprovodných laboratorních experimentech. Porovnávají jsou přístupy jednotlivých autorů odborných článků zabývajících se touto tematikou, ale i dalšími vybranými procesy a faktory, které mají vliv na vznik a vývoj kamenných moří. Vzhledem k tematické návaznosti na BP jsou další

¹ Pojem "kamenné moře" je v této práci užíván obecně jako volně-bloková akumulace (více v kap. 3.3).

teoretická východiska redukována a čtenář je postupně odkazován na příslušné místo v BP, kde je o dané problematice pojednáváno.

Kapitola 5, analytická část, rozvíjí dosavadní výzkumy, za použití shodných metod. Na prvním místě je zde prezentován jednoduchý geomorfologický informační systém, obsahující přehledné mapy a další výstupy vycházející z práce s digitálním modelem reliéfu. Dále jsou zařazeny výsledky geofyzikálního průzkumu a především pomocí grafů prezentována data z makrogranulometrické analýzy, v níž je stávající jeden profil doplněn dalšími pěti. Analytickou část doplňuje souhrn poznatků zjištěných lichenometrickou analýzou (datováním). Protože se jedná v českém kontextu o nepříliš známou a méně užívanou techniku, poměrně velký prostor je dedikován rešerši mnoha výzkumů z celého světa. Srovnání tempa růstu lišejníků je prezentováno v přehledné tabulce.

Struktura části práce popisující užívanou metodiku odráží analytickou část, avšak metodologické přístupy k jednotlivým výzkumným technikám byly již definovány pro účely BP a proto jsou nyní odkazovány a rozšířeny nebo jsou poskytnuty nové informace k vybraným částem dané problematiky.

Výzkumnou část práce završuje souhrn a diskuse získaných poznatků a nová formulace hypotézy geomorfologického vývoje zkoumaných geomorfologických forem.

Druhou částí této práce je didaktická transformace, která je začleněna vzhledem k pedagogickému zaměření studia. Didaktické části byla vyhrazena vlastní kapitola na konci práce. Kromě zasazení do kontextu teorie terénní geografické výuky obsahuje návrh geomorfologické vycházky na Radeč na úrovni gymnaziálního učiva. Výstup je ověřen pomocí pracovních listů na studentech bakalářského stupně geografie na FPE ZČU v Plzni.

1 Cíle práce

Hlavním cílem této práce je prohloubení poznatků o vzniku a vývoji kamenných moří ve východní části hřbetu Radče. Vzhledem k úzké návaznosti na BP (KRŇÁK 2014) je cílem rozšíření a zpřesnění stávajících poznatků ohledně geomorfologie kamenného moře na „severním“ svahu (lokalita A).

Důležitým záměrem práce je srovnání s druhou kamennou akumulací na „jižním“ svahu (lokalita B), jež je nově zahrnuta do výzkumu.

Na základě dřívějších výsledků byla vyslovena hypotéza, že „k obnažení nejstarších povrchů na severním svahu vrchu Radče došlo vzhledem k celému geomorfologickému vývoji hřbetu Radče relativně nedávno“ (KRŇÁK 2014, s. 57). Dílčím cílem této práce je rozpracovat tuto hypotézu:

- ověřit tvrzení o recentním původu „severní“ kamenné akumulace,
- analogicky ověřit i vývoj „jižní“ akumulace.

Srovnáním výsledků z obou lokalit se předpokládá rozšíření poznatků o vzniku a genezi obou akumulací.

Předmětem výzkumů je tedy posouzení možného vlivu orientace svahu na dynamiku zkoumaných forem (volně-blokových akumulací), přičemž je pracováno s hypotézou, že expozice svahu ovlivňuje mikroklimatické podmínky (zejm. teplotní amplitudu), což má za následek odlišnou intenzitu destrukčních geomorfologických pochodů (KRAFT & MENTLÍK 2004, MENTLÍK 2016 a další – více v kap. 3.3).

Z podélného makrogranulometrického profilu vytvořeného pro účely BP (KRŇÁK 2014) je patrné gravitační vytřídění klastů v kamenné akumulaci A. MENTLÍK (2013) vyslovil hypotézu, že za předpokladu recentních procesů na kamenném moři by se ve vrchní části nacházely menší, čerstvé úlomky horniny a průměrná velikost by rostla s nižší vertikální pozicí na svahu. Stávající profil není dostatečným důkazem o recentní aktivitě a důkladné prověření zmíněné hypotézy za pomoci více profilů je proto dalším cílem této práce. Povrchová vrstva kamenného moře na „jižním“ svahu je navíc již na první pohled tvořena úlomky větší velikosti. Pomocí dvou horizontálních profilů je tedy cílem ověřit gravitační vytřídění v lokalitě A, dále se předpokládá provedení makrogranulometrické analýzy v lokalitě B za použití stejné metodologie. Cílem je porovnat data o průměrné velikosti klastů a odpovědět na otázku,

zda kamenné úlomky v lokalitě B jsou celkově větší (jeví se tak pohledem) a tento rozdíl případně kvantifikovat, a také zda je v obou kamenných mořích patrné gravitační vytřídění klastů, příp. je-li tento trend lépe patrný na některé z nich.

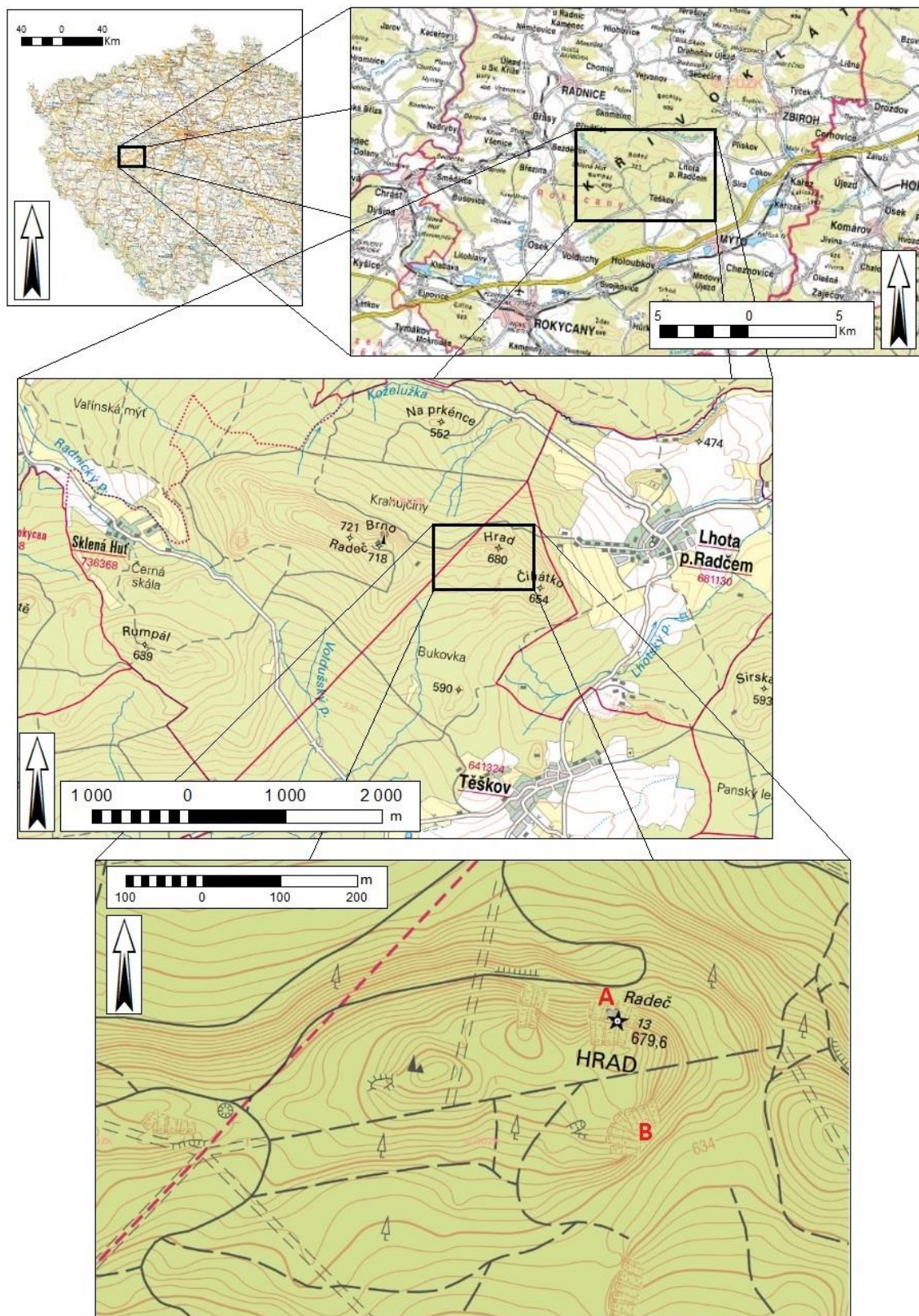
Cíle byly shrnuty v následujících bodech:

- Zpřesnit a provést korekci lichenometrických měření. Získat primární data o velikosti stélek lišejníků i v lokalitě B.
- Po určení druhu lišejníku odborníkem a stanovení tempa růstu srovnáním vhodných geomorfologických i jiných studií zpřesnit výsledky vlastního lichenometrického výzkumu (k dataci kamenných povrchů).
- Poskytnout další důkazy pro potvrzení hypotézy o současném vývoji akumulace. (Předchozí měření poskytlo nepřímé důkazy o opadávání úlomků v lokalitě A.)
- Kvantifikovat aktivitu obou kamenných akumulací a data vzájemně konfrontovat. Zhodnotit zvětrávací a svahové procesy na obou lokalitách z hlediska intenzity a rozložení v čase.
- S využitím LiDARových snímků, resp. digitálního modelu reliéfu 5. generace v kombinaci s přímým pozorováním v terénu vytvořit jednoduchý geomorfologický informační systém, zahrnující mapy a další výstupy z GIS, včetně prezentace vybraných morfologických a morfometrických charakteristik zájmového území.
- Zpřesnit interpretaci dříve získaného (KRŤÁK 2014) geofyzikálního profilu (metodou elektrické odporové tomografie) severního svahu.
- Formulovat hypotézy o geomorfologickém vývoji zájmových forem. Diskutovat jejich vztah ke skalním výchozům, a zda lze na ně pohlížet jako na svahové sedimenty.

Významným cílem této práce je také její didaktická transformace, a to konkrétně navržením vzdělávací vycházky do terénu pro středoškolské studenty zeměpisu. Stěžejní část této geomorfologicky zaměřené exkurze by se měla odehrávat přímo v zájmovém území a jejím účelem je mimo jiné i prezentace použitých výzkumných metod a demonstrace některých geomorfologických principů. Výukové cíle jsou prezentovány samostatně v kap. 7. Autor si také klade za cíl vytvořit pracovní listy pro studenty, pomocí nichž bude ověřena účinnost navržené terénní praxe.

2 Charakteristika zájmového území

2.1 Vymezení, poloha



Obrázek 1: Geografická poloha zájmového území s vyznačenou polohou konkrétních výzkumných lokalit: A = severní svah, B = jižní svah (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2014)

Zájmové území této práce se nachází v okolí jednoho z vrcholů hřbetu, kterému se souhrnně říká Radeč. Tento vrchol bývá v mapách zpravidla označen jako Hrad (kóta 679,6 m), podle zdejších zbytků starého hrádku¹. Na hřbetu lze vymezit několik částí relativně převyšujících okolní reliéf. Za nejvyšší vrchol celého masivu bývá často mylně považována kóta Brno (718 m) se zdaleka viditelným, více než 60 m vysokým rozhlasovým vysílačem. Ten zmiňují i ROUS a PECH (1966) jako věž retranslační stanice ČS televize s příjezdovou silnicí. Nejvyšší přírodní bod celého hřbetu (722 m n. m.) se však nachází asi 320 m západně od vrchu Brno (a cca 1,5 km západně od „Hradu“). Nemá žádný oficiální název, obvykle však bývá označován právě Radeč. Je-li kóta 718 s vysílací věží Brno pomyslným temenem hřbetu Radče, pak zkoumaný vrch (680 m n. m.) s pozůstatky hradu je jeho čelem. Na druhém konci zase vyniká Bílá skála s areálem pravěkého hradiště¹.

Východní část hřbetu Radče lze svým způsobem považovat za jeho výběžek a vzhledem k jazykovité protáhlosti tohoto terénního tvaru je možné ho nazvat i ostrožnou. Hřbet však ještě pokračuje až na vrch Čihátka, přičemž v rozsedlině východně od Hradu se „stáčí“ k JV. Mezi Čihátkem a Hradem je ještě nižší bezejmenný vrchol, za nímž je další nevýrazné sedlo (pro lepší představu viz GmlS – kap. 5.1 a příl. 2).

Radeč se nachází na českém středozápadě, na pomyslné spojnici mezi Plzní a Prahou. Od hlavního města je vzdálen asi 60 km vzdušnou čarou, tedy trojnásobek vzdálenosti od Plzně. Nejbližším městem je Zbiroh (cca 5 km). Území leží ve středu okresu Rokycany a nejvyšší bod Radče byl také dlouhou dobu jeho nejvyšším vrcholem, konkrétně od 11. 7. 1960 do konce roku 2015. Po zániku vojenského prostoru Brdy k 1. 1. 2016 se však území okresu rozšířilo o oblast Třemšínské a Třemošenské vrchoviny a nejvyšším místem se stala Koruna (831,6 m n. m.). I tak se však jedná o poměrně vysoko položené území v rámci Rokycanska a prvenství z hlediska nadmořské výšky má Radeč stále v rámci Křivoklátské vrchoviny (viz dále).

Podle různých hledisek je možné zájmové území zařadit do mnoha územních celků. Pro tuto práci je nejdůležitější geomorfologická regionalizace. Radeč je nejvyšším vrcholem Radečské vrchoviny, tedy zároveň i Zbirožské, potažmo Křivoklátské vrchoviny, což jsou její geomorfologicky nadřazené celky patřící k Brdské oblasti Poberounské subprovincie.

Z určitého úhlu lze na Radeč pohlížet jako na výběžek vrchovinné oblasti Brd, od níž je však tento celek oddělen Holoubkovskou kotlinou². Touto sníženinou synklinálního

¹ viz kap. 3.1.1

² dříve též Kařezsko-Holoubkovská brázda (viz ROUS & PECH 1966)

charakteru (tzv. Pražská pánev – o geologii v kap. 3.1), která se dále směrem k SV rozšiřuje (Hořovická brázda) je dnes vedena řada důležitých komunikací (dálnice D5, třetí železniční koridor) a je také poměrně hustě osídlena.

Nejistota ohledně zařazení Radče patrně panovala i v minulosti. NOVOTNÝ (in BIRNER et al. 1961) jej považuje za Brdský hřeben, ROUS a PECH (1966) řadí tento vrch do stejného geomorfologického celku jako dnes my, ten však tehdy nazýval Radečsko-Křivoklátská vrchovina a název tedy lépe odrážel význam této části, dnes okrsku jménem Radečská vrchovina. Bez zajímavosti nejsou ani další údaje uváděné v tomto starším průvodci po Rokycansku (Rous & PECH 1966), například že Radečsko-Křivoklátská vrchovina je největším horopisným celkem na území okresu a že je zde i jeho nejvyšší místo, podle autorů vrchol Brno (718), kde odolné ordovické křemence se zdvihají ve skupině Radče (Rous & PECH 1966).

Skupinou Radče (pojem se poměrně hojně používá i dnes) se zde rozumí Radečská vrchovina, která se dělí na Březinskou a Těšovskou vrchovinu a rozlišují se ještě části bechlovská, čihátecká, chlumská a vydřidušská (viz obr. 2), přičemž poslední jmenovaná jako jediná leží jižně od dálnice D5, která (na rozdíl od železnice i staré silnice) obchází malý, ale zajímavý hřbet Vydřiduch (513 m n. m.) ze severu.



Obrázek 2: Geomorfologické jednotky v okolí zájmového území (ČÚZK 2014)

Po silnici z Holoubkova do Svojkovic je také vedena hranice Přírodního parku Radeč (viz dále), který se zde dotýká území dalšího přírodního parku s názvem Trhoň (tvořen převážně kambrickými slepenci). Ten, kromě stejnojmenného vrchu, zahrnuje i zajímavější Žďár (629 m n. m.) s podobnými geologickými podmínkami. To jsme už v Brdech i podle současných geomorfologů, konkrétně v okrsku Strašické vrchoviny.

Téměř 12 km dlouhé pásmo Radečské vrchoviny je pokryto převážně smrkovou monokulturou (viz kap. 2.2.2) a v roce 1979 zde byl vyhlášen přírodní park Radeč (tehdy tzv. oblast klidu). Území přírodního parku zahrnuje relativně zachovalé přírodní prostředí nižších partií hercynské subprovincie a jeho posláním je zachování části území okresu Rokycany pro jeho biologické, krajinné a estetické hodnoty a využít je spolu s přírodními krásami a půvaby krajiny k zotavení a poučení (DUDA 2015).

Pozornosti by nemělo uniknout také začlenění Radče do Přírodní lesní oblasti č. 7 „Brdská vrchovina“, jelikož tato území jsou vymezena v rámci průzkumu lesních stanovišť na základě geologických, klimatických, orografických a fyto geografických podmínek. Biogeografická regionalizace obecně řadí území k Brdům. CULEK (1996, 2005) řadí Radeč do Brdského bioregionu (nikoli Křivoklátského), SKALICKÝ (1988) a SLAVÍK (1988) zde pak vymezují fyto geografický region Holoubkovské podbrdsko.

Vymezit samotný vrch či hřbet Radče je poměrně obtížné, pro výpočet plochy lze pracovně ohraničit území převyšující určitou nadmořskou výšku. Rozloha území vymezeného vrstevnicí 600 m n. m. je 414 ha, v případě zvolení vrstevnice 590 za hraniční linii pak dostaneme plochu lehce přes 5 km² (viz také obr. 25). Vrcholové partie Radče mají charakter nižší vrchoviny. Charakteristické jsou podle SUDY (2008) drobnými skalními výchozy a svahy s četnými ostrohrannými suťoviskami a suťovými proudy.

Východní část Radče, včetně Hradu a Čihátka, náleží paradoxně do katastrálního území vsi Těškov, přestože Lhota pod Radčem leží mnohem blíže. Většina území hřbetu (včetně jeho centrální, nejvyšší části) pak patří do katastru osady jménem Sklená Huť, která je však dnes součástí Přívětic.

Pozemek, na němž leží zájmové území, je určený k plnění funkcí lesa a vlastnické právo na něj v současné době má pan Jerome Colloredo-Mannsfeld. V oblasti Radče byla pro účely myslivosti vyhlášena tzv. Honitba Radeč s výměrou 3460 ha. Ta je součástí polesí Lhota a tím i Zbizožského panství, které koupil šlechtický rod Colloredo-Mannsfeldů v roce 1879 a s přestávkami během válek na něm hospodařil až do znárodnění. V průběhu let 1948 - 1992 zde zajišťoval hospodaření stát prostřednictvím podniků Státních lesů a poté byl majetek v rámci restituce navrácen rodu Colloredo-Mannsfeldů. Firma Colloredo-Mannsfeld spol. s r.o. aktuálně obhospodařuje největší soukromý lesní majetek v ČR. (volně podle ČÚZK 2017 a Colloredo-Mannsfeld spol. s r.o. 2017, o lesnictví a vegetaci více v kap. 2.2.2)

2.1.1 Srovnání „severního“ a „jižního“ svahu

Pracovní názvy „severní“ a „jižní“ svah pro lokality A a B vznikly již v roce 2013 a je nutné je brát s nadsázkou, neboť zkoumané formy jsou orientovány přibližně k SZ až SZZ, resp. V až VJV. Mapy a vizualizace reliéfu jsou zařazeny v GmIS (kap. 5.1).

Aktivní kamenné moře na „severním“ svahu (lokalita A) se rozkládá na ploše téměř 400 m² a jeho obvod je cca 88 m. Ve výzkumné lokalitě A byly již prováděny předchozí výzkumy pro účely BP (KRŇÁK 2014). Za pomoci elektrické odporové tomografie byla jeho mocnost odhadnuta na cca 10 m (viz kap. 5.2). Pod skalním výchozem, místem bývalého hrádku na Radči (viz kap. 3.1.1) se zde akumuluje kamenné úlomky s průměrnou velikostí kolem 10 cm (kap. 4.3.1). Svislá až převislá skalní stěna nad kamenným mořem je považována za hlavní zdroj úlomků v kamenné akumulaci pod ní (viz příl. 1). Vpravo od suťového osypu (při pohledu shora) se však nachází několik vedlejších skalních výchozů (viz příl. 4), či větších kamenných bloků (někdy nesnadné rozlišit) s četnějším výskytem puklin a zejména z jejich spodní části se uvolňují klasty představující další materiál pro vznik suťového pole (minimálně v bezprostřední blízkosti těchto velkých bloků).

Druhé zkoumané kamenné moře (lokalita B) je rozlohou více než dvakrát větší. Jeho plocha je přibližně 870 m². Obvod (cca 116 m) není o mnoho delší než u lok. A, což je dáno tvarem obou akumulací – „severní“ je užší a více protažená. Již pohledem je patrné, že kamenné moře B je tvořeno většími klasy. Jejich průměrná velikost je více než dvojnásobná (viz kap. 4.3.1). Významným rozdílem mezi oběma kamennými akumulacemi je absence zdrojového skalního výchozu nad centrální částí lokality B, kde vrcholová plošina rovnou přechází v kamenné moře. Po stranách zkoumané formy se nacházejí zvětralé skalní stěny, které mohou nebo mohly dodávat materiál do kamenné akumulace. Vlevo od kamenného moře (při pohledu shora) je s ohledem na výskyt pionýrské vegetace skalní stěna méně aktivní, vpravo se nachází menší skalka (viz příl. 5 až 9). Chybí zde však skalní útvary srovnatelné s lokalitou A, jelikož reliéf zde vytváří jakýsi „schod“, kde se mírně skloněná vrcholová plošina pokrytá půdou i vegetací náhle poměrně ostře lomí do svislé skalní stěny (více v kap. 5.1), pod níž se pak nachází zkoumaná akumulace, která však jeví vyšší aktivitu paradoxně v centrální části, tedy dále od skalních výchozů. V okolí této otevřené akumulace se pak ještě nachází množství kamenných bloků či úlomků různé velikosti, více či méně zarostlých.

V minulosti lze předpokládat větší rozsah otevřených kamenných akumulací. S postupnou klesající intenzitou opadu klastů však patrně docházelo i k zmenšování aktivních částí zájmových forem. Stabilizací kamenných úlomků se otevřel prostor k přirozené sukcesi a s ní spojenému zazemnění kamenného moře. Toto je možné pozorovat na okrajích (zejména ve spodní části) obou lokalit, kde jsou bloky z velké části pokryty vegetací. Také ostatní kamenná moře ve východní části Radče jsou dnes již zarostlá, mnohdy i dřevinami, a z LiDARových snímků (kap. 4.1, 5.1) bývají lépe patrná než v terénu.

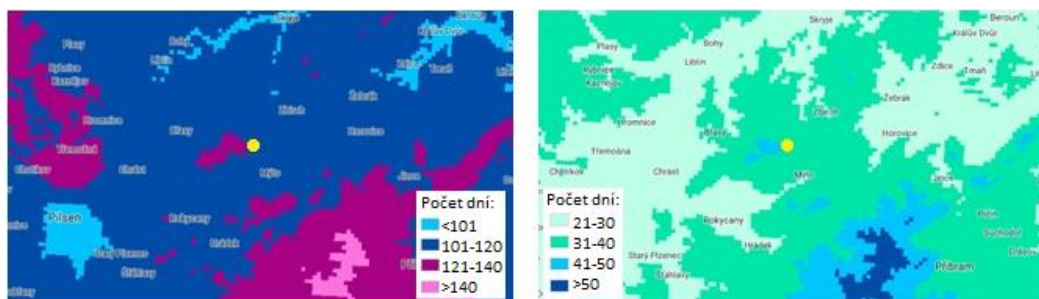
2.2 Přírodní poměry

2.2.1 Klima

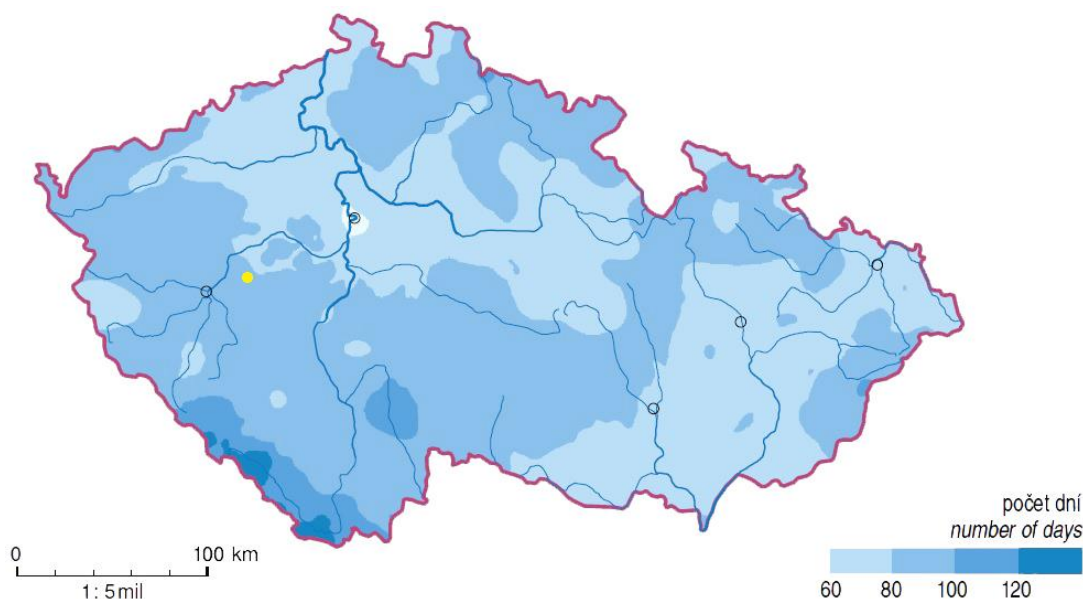
Území spadá do oblasti relativně vysokých úhrnů srážek v rámci Plzeňska (v nejvyšších partiích se průměrné roční srážky pohybují mezi 770 a 810 mm), které tvoří souvislý pás od JZ části Švihovské vrchoviny právě po okolí Radče. Průměrné roční teploty (cca 5,5–6,5 °C) jsou naopak v rámci regionu spíše podprůměrné a blíží se teplotám Brdské vrchoviny či Slavkovského lesa (volně podle HOSTÝNEK & TOLASZ 2008).

Dle klimatické klasifikace (QUITT 1971) spadá zájmové území do mírně teplé oblasti rajonu MT 7 a i z tohoto hlediska je tedy možné vnímat Radeč jakou součást Podbrdsko, jelikož zbytek Křivoklátské vrchoviny, vyjma Radečské části, má klima odlišné (převažuje MT 11 – o něco teplejší a sušší léto).

Z hlediska chodu teplot je pro geomorfologický vývoj zkoumaných reliéfních forem zásadní průměrný počet dní během roku s přechodem přes bod mrazu. Snadným odečtem počtu ledových dní (cca 40) od počtu mrazových dní (cca 120) dostaneme hodnotu 80, což je přibližný počet dní s přechodem přes 0°C. Záznamy z let 1961 až 2000 ukazují značnou rozkolísanost v počtu dní s přechodem přes bod mrazu v jednotlivých letech a poměrně nízkou závislost na nadmořské výšce (viz TOLASZ et al. 2007).



Obrázek 3: Mapa počtu mrazových (vlevo) a ledových (vpravo) dní během roku (průměr 1981-2010) v okolí zájmového území (vyznačeno žlutým bodem). Výřez z kartogramu pro ČR vytvořeného D. Semerádovou na základě dat z klimatických stanic (Ústav výzkumu globální změny AV ČR 2016).



Obrázek 4: Mapa počtu dní s přechodem přes 0°C (průměr 1961-2010, zájmové území vyznačeno žlutým bodem) (TOLASZ et al. 2007, upraveno).

2.2.2 Pedologie a biogeografie

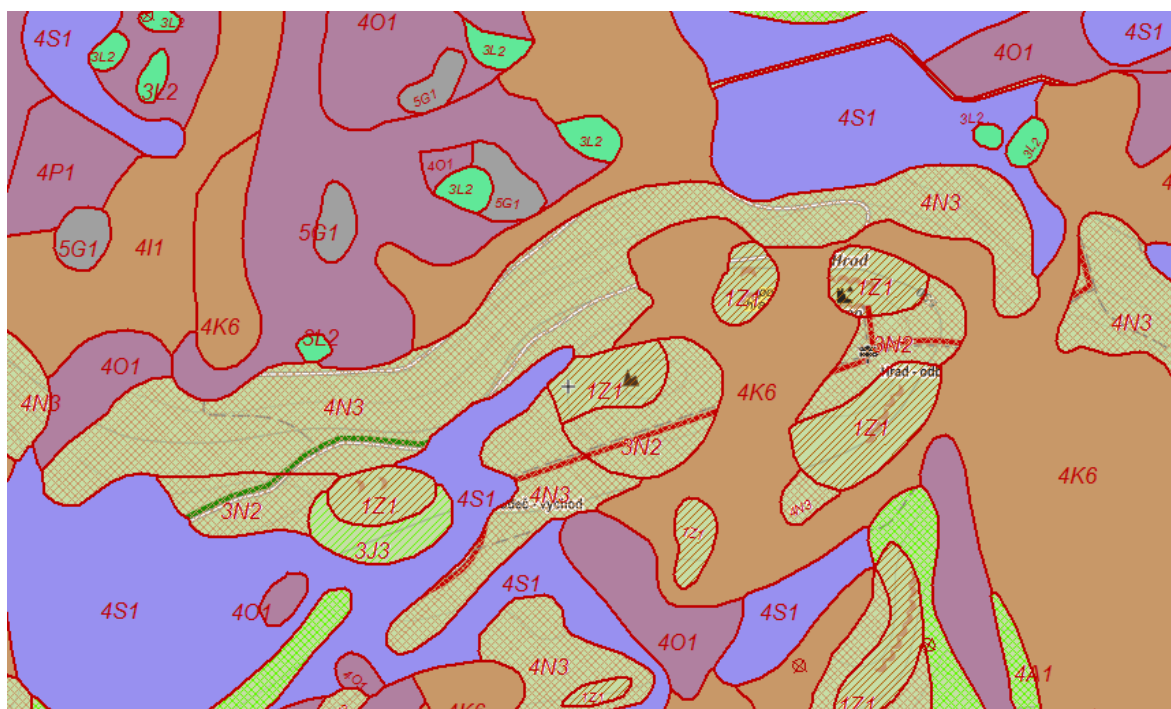
Půdy na hřbetu Radče jsou kyselé a málo vyvinuté, což je zapříčiněno i tím, že na křemencích kvůli vysokému obsahu SiO_2 půda vzniká velmi pomalu a kromě eluvia a biotické složky je možné předpokládat i příměs materiálu přinášeného větrem. Obsah těchto látek určuje charakter půdního pokryvu. Vyskytuje se zde převážně kambizem dystrická¹, která je typickým půdním typem pro kyselé a svažitě lesní biotopy (viz dále). Místy je půda značně písčité a například v místě zářezu cesty ve střední části hřbetu Radče lze pozorovat specifické

¹ O kambizemích více KOZÁK et al. (in KRŇÁK 2014, kap. 3.2.2). Subtyp kambizem dystrická se vyznačuje nižší nasyceností sorpčního komplexu v hnědém (Bv) horizontu a vyšším obsahem hliníku (NĚMEČEK et al. 2008).

zvětrávání horniny, která se zde postupně drolí až na křemitý písek, zde díky zvláštním podmínkám.

Pro vznik půd je zásadní biotická složka. Potenciální přirozenou vegetaci zájmového území představují bučiny, avšak již v urbáři zboží rožmberského z roku 1379 je les na Radči popisován jako jedlovo-dubový a osikový (TRUHLÁŘ 1880).

Konkrétní přírodní lesní oblasti je možné vyčíst z mapy lesních typů (obr. 5).



Obrázek 5: Oblastní plán rozvoje lesů - mapa přírodních lesních typů:

1Z – zakrslá doubrava, 3N – kamenitá kyselá dubová bučina, 4N – kamenitá kyselá bučina, 4K – kyselá bučina, 4I – uléhavá kyselá bučina, 4S – svěží bučina, 3J – lipová javořina, 3L – jasanová olšina, 4O – svěží dubová jedlina, 5G – podmáčená jedlina, 4A – lipová bučina (ÚHÚL Brandýs nad Labem 2016)

Na nejextrémnějších stanovištích, tedy i na zájmových lokalitách, je klimaxovým lesním typem zakrslá doubrava. Typické jsou zde dřeviny se zakrslým vzrůstem a silně vysýchavé, mělké a kamenité půdy. Navazujícím lesním typem na kamenitých slunných svazích se středním sklonem je kamenitá kyselá dubová bučina nebo kamenitá kyselá bučina. Půda je zde středně hluboká, propustná, čerstvě vlhká až slabě vysýchavá (v prostorách suti se drží vlhkost), vysoce skeletovitá a chudá na minerály. Na zvlněných plošinách a mírných svazích se středně hlubokými, čerstvě vlhkými půdami je přirozeným lesním společenstvem kyselá bučina. Oblasti v této kategorii jsou již hospodářsky významnější, díky velmi dobré přirozené obnově smrku (ve výše zmíněných lesních typech je přirozená obnova slabá). Poměrně hojně

jsou zastoupeny také svěží bučiny, které již tvoří přechod mezi kyselou a živnou řadou lesních typů. Tato kategorie je náročná na rekonstrukci přirozeného stavu, neboť druhová kombinace se často neliší od porostních stadií smrku na minerálně bohatším podloží. Funkce lesa je především produkční, stromy však také snižují poměrně vysoké riziko eroze, jelikož kořeny zvyšují stabilitu svahů. Z ekologického hlediska je zde též důležitá infiltrační funkce porostu (Volně podle PLÍVA 1987).

Mezi další ohrožení lesa patří škůdci (v důsledku mniškové kalamity ve dvacátých letech minulého století jsou smrkové porosty na Radči věkově nerovnoměrně rozložené a nestabilní) a větrné kalamity (volně podle Colloredo-Mannsfeld spol. s r.o. 2017).

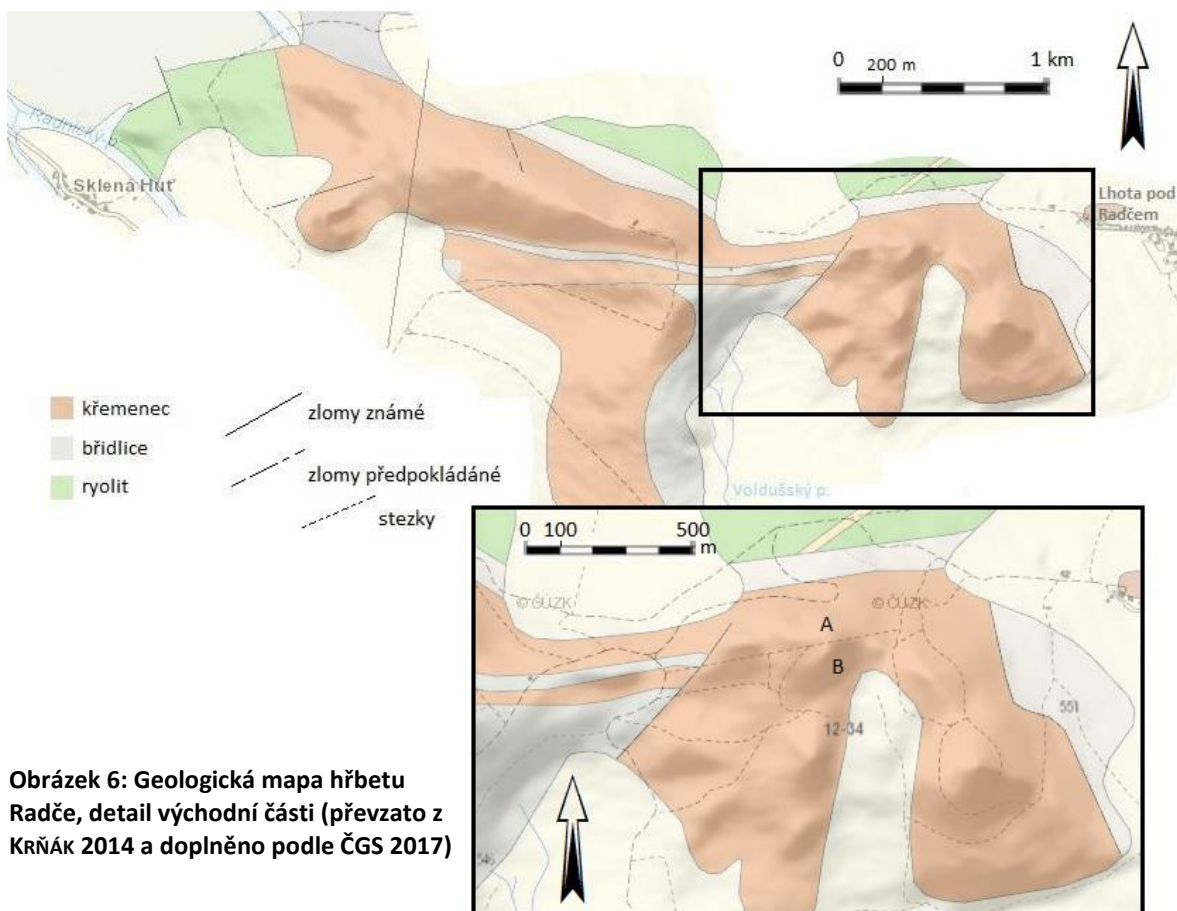
Dnes je druhová skladba dřevin vzhledem k dlouhotrvajícímu hospodářskému využití lesa relativně chudá. Zastoupeny jsou především jehličnany, mezi nimiž jasně dominuje smrk. Občasný je výskyt borovice a také je možné zahlédnout modřín. Spíše na severním úpatí Radče lze pozorovat tendenci k šetrnějšímu lesnímu hospodaření ve snaze navrátit lesu alespoň částečně původní podobu. V jinak fádním, monokulturním porostu se nyní vyskytují březové nebo bukové hájky. Stromy jsou v nich mladé a dá se předpokládat, že k zakládání lesních jednotek s listnatými dřevinami plánovitě dochází zhruba od devadesátých let, po navrácení pozemků do rukou rodu Colloredo-Mannsfeld (viz kap. 2.1).

Někde jsou dosud jasně patrné hranice mezi pásy či „obdélníky“ lesa, což je na jednu stranu zajímavé, na stranu druhou to však působí nepřirozeně. Na některých místech však již dochází k míšení lesních porostů. Kromě toho mezi smrky roztroušeně rostou další druhy dřevin, zvyšující rozmanitost, ale i estetickou hodnotu lesa. Ojediněle lze dokonce narazit i na osamocené staré duby, které zázrakem unikly plošnému, nešetrnému kácení (viz příl. 12).

3 Rozbor literatury

V rámci tematických oblastí, v nichž se tato práce svým obsahem pohybuje, panuje nejednotnost v terminologii. Z důvodu odlišného označování především forem a procesů různými autory byly důležité pojmy vymezeny již dříve v BP (KRŇÁK 2014, kap. 2), i když na základě omezeného počtu zdrojů (zejm. STRAHLER 2003). Během excerpce rozšiřující a prohlubující literatury pro účely této práce se ukázalo, že i mnohé další pojmy v chápání různých autorů není jednotné. Pokud tyto nebyly vysvětleny ve výčtu v BP (KRŇÁK 2014) nebo bylo předchozí vysvětlení zhodnoceno autorem jako neuspokojivé, v této části (zejm. kap. 3.2 a 3.3) je věnován prostor pro jejich definici.

3.1 Geologicko-geomorfologický vývoj zájmového území



Z hlediska geologické regionalizace je zájmové území součástí tzv. tepelsko-barrandienské jednotky (též bohemiikum či centralbohemiikum). Ta je blokem zemské kůry, který si podle MERGLA a VOHRADSKÉHO (2000) i přes postižení variským vrásněním zachoval většinu původních

rysů. Přes svrchnoproterozoický, místy kadomsky zvrásněný podklad zde postupně transgredují kambrium a ordovik.

V geologické stavbě Radče převládají horniny staršího paleozoika, pod nimiž se nacházejí neoproterozoické sedimenty kralupsko-zbraslavské skupiny (převážně břidlice, také prachovce a droby), které jsou obnaženy SZ od hřbetu Radče, v blízkosti horního toku Radnického potoka. V širším okolí zájmového území jsou proterozoické horniny místy prostoupeny čočkovitými tělesy silicitů (tzv. buližníků), které tvoří skalní suky a mnohdy i krajinné dominanty¹. Ačkoliv nejvyšší partie hřbetu jsou téměř výhradně tvořeny ordovickými sedimenty, za svou výšku Radeč podle LIPOLDA (1863) děkuje mocné vrstvě vulkanických hornin z přelomu kambria a ordoviku.

V kambriu převažovala sladkovodní sedimentace, která byla ovšem omezena jen na menší pánve (např. slepence pavlovského souvrství jižně od Rokycan). Na konci kambria se vytvořily dva rozsáhlé komplexy suchozemských vulkanitů. Jižněji převážně andezitový strašický komplex, severněji pak andezit-ryolitový křivoklátsko-rokycanský komplex.

Pojem křivoklátsko-rokycanské pásmo zavedl pro vulkanity svrchního kambria KETTNER (1916), avšak podrobného zpracování se tomuto komplexu hornin dostalo až o více než 50 let později (WALDHAUSROVÁ 1968). Tento pás vulkanických výlevů je podle CHLUPÁČE et al. (1992) mocný přes 1 km, pokrývá plochu cca 180 km² (ŠTORCH in CHLUPÁČ et al. 1992) a jeho protažení je ve zhruba stejném směru jako u strašického vulkanického komplexu, který je jen o málo starší. Šířka pásu se pohybuje kolem 5 km. WALDHAUSROVÁ (1968) předpokládá první výlevy křivoklátsko-rokycanského vulkanismu nedlouho po sedimentaci nejmladších vrstev skryjsko-týřovického kambria. Podle HAVLÍČKA (1966a) předcházely výlevům křivoklátsko-rokycanského pásma delší hiát, a tak vulkanity leží na sedimentech různého stáří.

WALDHAUSROVÁ (1968) stanovila v křivoklátsko-rokycanském vyvřelém pásmu 4 fáze lávových výlevů spojených s vulkanoklastiky. Ve starších efuzivních fázích převažují dacity a andezity, kdežto mladší obsahují různé typy ryolitů a jejich pyroklastik.

Ryolity (dříve označované jako křemenné porfyry) na Radči a v jeho blízkém okolí náleží do poslední, čtvrté erupční fáze, pro kterou jsou podle WALDHAUSROVÉ (1968) typické horniny světlejší barvy s načervenalým odstínem, častými vyrostlicemi živců a křemene.

¹ Např. Čertova, Babí a další skály kolem Zbiroha; Kamýk v Oseku, Vršíček aj. Buližníkové skály jsou na Plzeňsku poměrně hojné (viz MENTLÍK 2004, MERGL & VOHRADSKÝ 2000)

Ryolity 4. skupiny se vyskytují izolovaně v okolí Rokycan a na Radči, Bechlově a na Hradišti u Březiny představují už jen dozvuky vulkanické činnosti na okraji vulkanického komplexu a byly již submarinní (viz HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1957a a ŠTORCH in CHLUPÁČ et al. 1992), neboť poslední projevy vulkanické činnosti tohoto komplexu zasahují až do spodního ordoviku (tremadok), kdy podle CHLUPÁČE et al. (1992) docházelo k ponořování ryolitových výlevů pod vodní hladinu v tektonické kře Bechlova a kře Rumpálu a Radče.

Výlevy dosahují mocnosti až 800 m (MERGL & VOHRADSKÝ 2000) a v bezprostřední blízkosti svahů Radče vystupují k povrchu na několika místech: na západě v okolí Sklené Hutě, na severu až SV v okolí Lhoty pod Radčem, a především JV v okolí Těškova, kde jsou také těženy ve velkém lomu „Kněžský vrch“ u silnice mezi Těškovem a Lhotou p. R.

Vulkanická činnost měla podle WALDHAUSROVÉ (1968) podobu explozivních puklinových erupcí magmatu, avšak v důsledku uzavírání přírodních puklin se výlevy postupně omezovaly na jednotlivé sopouchy. Docházelo i ke tvorbě ryolitových tufů – např. u Vejvanova (S od Radče) byly HAVLÍČEKEM a ŠNAJDREM (1957b) objeveny i přes 10 m mocné proplásky laminovaných ryolitových tufů s ojedinělými vyrostlicemi křemene.

Ve spodním ordoviku vznikl významný paleogeografický fenomén, kterému dnes říkáme Pražská pánev. Je to úzká lineární deprese riftového charakteru, která je protáhlá zhruba ve směru JZ–SV (65°) a táhne se od Starého Plzeňce přes území Prahy až do Polabí, kde se noří pod křídové sedimenty (HAVLÍČEK 1981, 1982), pod kterými pokračuje až do okolí Hradce Králové (JAHN 1896, KLEIN 1978, ČECH et al. 1989). V nejširším místě je vzdálenost okrajů pánve asi 25 km, HAVLÍČEK (in CHLUPÁČ et al. 1992) však nevylučuje ani možnost, že v určitých obdobích moře zaplavilo i oblasti za hranou pánve. Pražská pánev má obrovský význam pro geologický výzkum, jelikož je zde možné sledovat úplný vrstevní sled od spodního ordoviku až po střední devon.



Oblast ležící zhruba mezi Kostelcem n. L. na SV a Domažlickem na JZ se tradičně nazývá jako Barrandien, na počest proslulého badatele Joachima Barranda. Zájmové území této práce je součástí Barrandienu, tedy i tepelsko-barrandienské geologické oblasti.

Poznatky o geologických výzkumech staršího paleozoika Barrandienu od poloviny 19. století do r. 1988 shrnuli CHLUPÁČ et al. (1992). Jedná se o geologickou jednotku světového významu s dlouhou historií vědeckého bádání. Zájmové území z geologického hlediska spadá do oblasti jihozápadního Barrandienu, která je podle CHLUPÁČE et al. (2002) významná také výskytem sedimentárních železných rud, jejíž kvalita se ovšem podle KRAFTA (1933) na různých

místech značně liší. V oblasti Radče se vyskytují rudy s až 30% obsahem železa (viz dále, příp. HOFMANN 1981).

Barrandien je skutečně velmi dobře prozkoumanou geologickou oblastí, což však přináší i potíže ve smyslu různé interpretace, odlišných metodických přístupů a někdy i protichůdných názorů. Také názvy stratigrafických jednotek se postupně vyvíjely a ve starší literatuře je často možné najít zmatky a chyby v zařazování hornin do jednotlivých souvrství.

Britská stupnice	Česká stupnice	Souvrství	Litologie
Ashgill	Kosov	Kosovské	
	Kralodvor	Králo-dvorské	
Caradoc	Beroun	Bohdalecké	
		Zahořanské	
		Vinické	
		Letenské	
		Libeňské	
Llandeilo	Dobrotiv	Dobrotivské	
Llanvirn	Llanvirn	Šárecké	
Arenig	Arenig	Klabavské	
Tremadok	Tremadok	Milinské	
		Třenické	

	černé břidlice a jílovce
	zelené jílovce
	prachovce
	zelené břidlice a prachovce
	červené břidlice a droby
	silicity a droby
	slépence, droby, pískovce
	střídání křemenců s břidlicemi
	křemence

Obrázek 7: Stratigrafická tabulka barrandienského ordoviku (podle CHLUPÁČE et al. 1992 vytvořil PETERKA 2010)

BARRANDE (1852) označil ordovik jako etáž D svého „silurského systému“, v níž rozlišoval pět pásem. LIPOLD a KREJČÍ (1860) nazvali celou tuto etáž jako brdské vrstvy (*Brda Schichten*) a poprvé ji doplnili jmény podle lokalit. KREJČÍ (1877) později změnil název Rokycanských vrstev na osecké břidlice. Tato terminologie byla o mnoho let později doplněna KLOUČKEM (1926), který jako první oddělil starší břidlice šárecké a mladší břidlice dobrotivské. Propracované stratigrafické schéma ordoviku však selhávalo při aplikaci na jiné části Barrandienu. KETTNER a KODYM (1919) chybně zařadili do zahořanských vrstev nejen vrstvy vinické, ale i značnou část vrstev „drabovských“ podle původního Barrandova vymezení. Zbýlý horizont světlých křemenců představuje řevnické křemence v dnešním pojetí (viz dále), proto někdy i dnes bývají křemence z této facie popisovány jako „drabovské“ (např. i LOŽEK 2007).

Jako první u nás uplatňoval označení ordovik před vžitým „spodním silurem“ BOUČEK (1928), který provedl i zařazení vyšších ordovických vrstev k mezinárodním stupňům a tím zahájil moderní stratigrafický výzkum českého ordoviku.

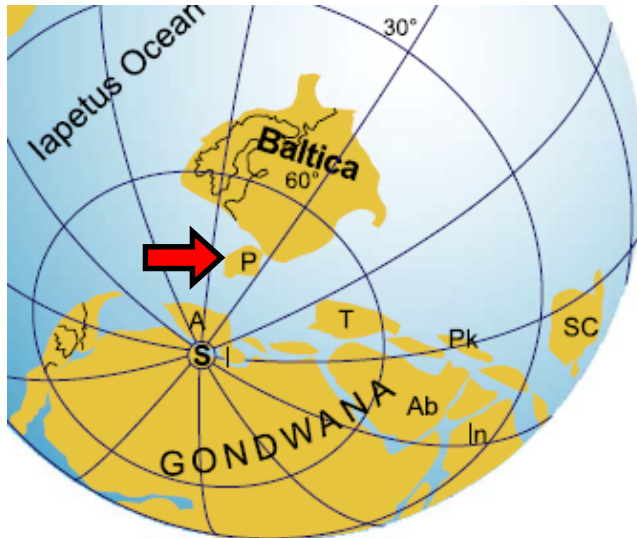
Po objevu skaleckých křemenců (MĚSKA & PRANTL 1946) bylo nutno stratigrafické dělení upravit, avšak KETTNER a PRANTL (1948) ve svém pojetí stále

vycházejí z chybné interpretace drabovských, vinických a zahořanských vrstev. Ve druhé polovině 20. století se mezi přední geology, vědecky působící v Barrandienu, dostává Vladimír Havlíček, který revidoval stratotypové lokality ordoviku v této oblasti a ve svém dělení (HAVLÍČEK 1966b) se vrací k původnímu pojetí vinických a zahořanských vrstev. Dalším systematickým výzkumem byla postupně stratigrafická terminologie stabilizována (HAVLÍČEK 1961, 1967, 1980, 1981, 1982; HAVLÍČEK & VANĚK 1966). Ordovik se v zahraniční literatuře zpravidla dělí podle britské stupnice, rozlišující 6 oddělení (*series*), a to tremadok, arenig, llanvirn, llandeilo, caradok a ashgill (WHITTARD 1960). HAVLÍČEK a MAREK (1973) navrhli názvy pro „nové série“ místo britských fází, nekorelujících s uloženinami v Čechách, tedy dobrotiv, beroun, králodvor a kosov (viz obr. 7).

Ordovické sedimenty jsou v pražské pánvi vyvinuty ve dvou základních faciích, jílovité a písčité, s méně hojnými vrstvami ferolitů (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992, s. 61). To platí i pro masiv Radče. Střídání vrstev různých hornin reflektuje měnící se úložné poměry způsobené z velké části stoupáním a klesáním hladiny světového oceánu. Podle KUKALA (in CHLUPÁČ et al. 1992) probíhala ordovická sedimentace při oscilujících transgresích a regresích ve velmi mělkém moři s mnoha zálivy, izolovanými a poloizolovanými částmi pánve. V dobách transgrese sedimentovaly v anoxickém prostředí převážně černé břidlice, v mělkém moři se ukládají naopak hrubozrnnější sedimenty, později dochází ke zvýšení přínosu písčitého materiálu a břidlice se střídají s křemennými pískovci a křemenci (viz HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1957a).

Sedimentační prostředí během ordoviku odpovídá podle KUKALA (in CHLUPÁČ et al. 1992) nejpravděpodobněji mírnému klimatickému pásu, avšak docházelo nejspíš k oscilacím s výkyvy do chladnějšího a snad i teplejšího pásma. Podle výzkumu železitých vrstev (KUKAL in SUK et al. 1984) se oblast nacházela v pásmu relativně chladného až mírného klimatu. Pro existenci chladného podnebí svědčí podle SPJELDNAESE (1961) důkazy o přítomnosti rozsáhlých kontinentálních ledovců a také chladnovodní charakter marinních společenstev, který je však dle HAVLÍČKA (1989) částečně zdůvodněn postupnou migrací živočichů kolem Gondwany, na jejímž okraji se Český masív v této době nacházel (viz dále).

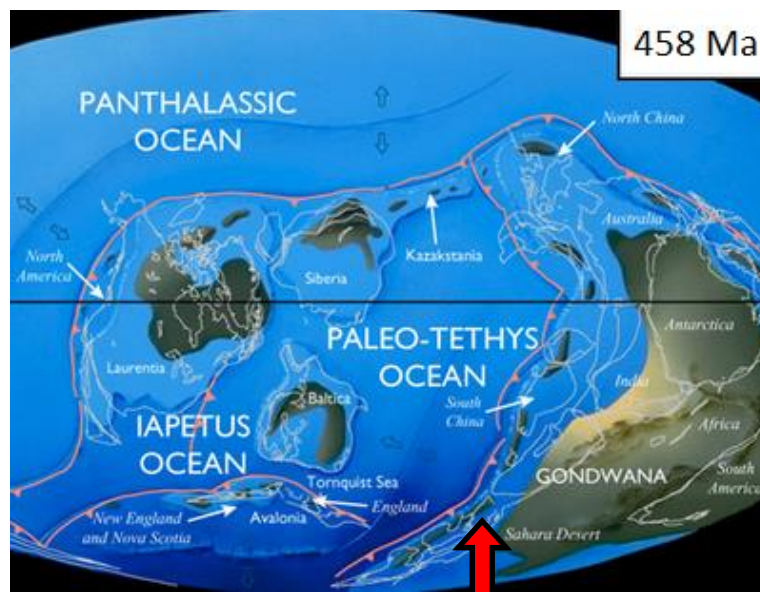
Navzdory uvedeným skutečnostem je ordovik mnoha zahraničními autory (např. LEGRAND 1983, BARNES et al. 1996, SCOTESE et al. 1999) považován za období stabilního a relativně teplého klimatu, přerušeno pouze krátkou chladnou periodou v nejsvrchnějším ordoviku, provázenou zaledněním během hiranu (BRENCHLEY et al. 1995). Podle SCOTESE et al. (1999) mohly díky skleníkovému efektu průměrné globální teploty během spodního a středního ordoviku dosahovat až 18–22 °C, WILDE a BERRY (1986) hovoří o absenci zalednění a povrchová teplota oceánů podle nich ani ve vysokých zeměpisných šířkách neklesala pod 5°C.



Obrázek 8: Poloha mikrokontinentu Perunika na přelomu kambria a ordoviku – cca 490 Ma (VECOLI & LE HÉRISSE 2004 podle HAVLÍČEK et al. 1994, upraveno).

VECOLI a LE HÉRISSE (2004) považují Český, Armorický a Iberský masiv za jednotlivé tektonicko-stratigrafické jednotky, které vznikly při rozlámání severního okraje Gondwany. O přesné poloze a velikosti těchto jednotek se však vedou diskuse a dokonce i terminologie je v této věci kontroverzní (např. PARIS & ROBARDET 1990, ERDTMANN 1998, PARIS 1998, PHARAOH 1999). HAVLÍČEK et al. (1994) na základě fosilních důkazů vyslovil hypotézu o existenci samostatného

mikrokontinentu jménem Perunika. Toto tvrzení někteří vědci zpochybňují (např. SERVAIS & LEHNERT 2006) a předpokládají, že pražská pánev byla v Ordoviku součástí Gondwany. Jinde se zase hovoří o řetězu až sedmi oddělených tektonických jednotek (např. McCANN 2008), které dnes tvoří různé části střední Evropy. Obecně se má za to, že v průběhu celého Ordoviku se tyto mikrokontinenty nacházely relativně blízko Gondwany (dnes S Afrika). Perunika však podle HAVLÍČKA et al. (1994) představuje výjimku a již v Tremadoku ležela poměrně blízko Baltiky, i když později se nacházela opět blíž Gondwaně, která jí při pohybu k severu jakoby „dohnala“ (viz obr. 8 a 9).



Obrázek 9: Přibližná poloha zájmového území (v rámci pražské pánve) cca v době ukládání řevnických křemenců (upraveno podle SCOTESE 2001).

Na počátku ordoviku vniklo do středních Čech od východu moře a vytvořil se velmi mělký, 10–15 km široký záliv zasahující až k dnešnímu Holoubkovu, který se již během svrchního tremadoku rozšířil až na úroveň dnešního Starého Plzně (více HAVLÍČEK in CHLUPÁČ 1992 a KOVANDA et al. 2001).

Již v tremadoku se také ukládají železné rudy. Celistvé krevely třenického souvrství, místy přecházející do železitých křemenů, byly v první polovině minulého století těženy u Holoubkova (více o těžbě železa v kap. 3.1.1).

Arenig podle ERDTMANN (1986) představuje dlouhý sedimentační cyklus, počínající mořskou transgresí a ukončený tzv. walhalskou regresní epizodou. Během této krátkodobé regrese mohlo podle KUKALA (1962) dojít k vynoření nejmladších sedimentů klabavského souvrství a jejich erozi. V arenigu hovoří HAVLÍČEK (in CHLUPÁČ et al. 1992) o vzniku úzké brázdy v ose pánve, která se rychle prohlubovala a tím umocňovala lineární podobu celé sníženiny. Kromě centrální pánve však vznikaly i další podélné segmenty menšího rozsahu, a to s klesající i elevační tendencí (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992, s. 57), navíc se začíná projevovat alkaličtější, ordovický vulkanismus, který FIALA (1971, 1978) řadí k iniciální fázi variského tektomagmatického cyklu. Ačkoliv téměř plynule navazuje na vulkanismus kambrický, chemické vlastnosti magmatu jsou odlišné.

První stopy bazického vulkanismu se našly u Holoubkova (HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1954), další například v okolí Plzeňského vrchu a na Radči (HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1956a). Podle geologických vrtů (HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1956b, 1958) jsou obě tektonické kry prostoupeny poměrně hojnými, i když malými bazaltovými intruzemi (viz také příl. 23 a 24). Hlavní masa bazaltů pak podle HAVLÍČKA (in CHLUPÁČ et al. 1992) využila k výstupu ještě starších předordovických (kadomských) zlomů a vytvořila tzv. komárovský komplex.

Žilné bazalty jsou nehojné, asi 1 km dlouhá žíla doleritického bazaltu byla zjištěna u Těškova (ŠTORCH in CHLUPÁČ et al. 1992). Na polích jižně od vsi vystupují k povrchu bazaltové aglomeráty a jemnozrné tufy klabavského souvrství, které představují vulkanické výlevy mimo probíhající komárovský komplex. Masivní bazalty tvoří malé, ploché pahorky a u silnice na Mýto lze nalézt i zajímavé ukázky mandlovcové textury (původní dutiny po plynech jsou vyplněny kalcitovými mandlemi, které po vyvětrání dodávají hornině hrubě porézní charakter - více MERGL & VOHRADSKÝ 2000).

Mezi Radčem a Bukovem se též nacházejí mořskými proudy přeplavované tufy a tufity, vázané na SZ okrajový segment pražské pánve a náležící ke klabavskému souvrství, které se

podle HAVLÍČKA a ŠNAJDRA (1957a) dostaly do pánve z rozrušených bazaltových tufů, uložených na přilehlé pevnině. Na Radči (především S úbočí) a na Bukově obsahují přeplavované tufy i bílé organodetritické vápence, jejichž mocnost dle HAVLÍČKA (in CHLUPÁČ et al. 1992) lokálně stoupá až na 12 m. Na Radči se také nacházejí úlomkovité misky Nocturnelliových společenstev z období Arenigu, které jsou zde ve svém optimálním vývoji vázány na mělkovodní plošinu, kde byli tito živočichové třídění činností proudů a vln a naplaveni do přílivových valů (viz KUKAL 1959).

Llanvirn má dle HAVLÍČKA (in CHLUPÁČ et al. 1992) transgresní charakter a je znám z okrajových částí pánve v podobě tenkých vrstev sedimentů s převahou ferolitů. V zájmovém území je reprezentován pouze šareckým souvrstvím, na jehož bázi sedimentovaly fosfátové či oolitové pískovce, přecházející postupně do oolitového krevelu s hojným psamitickým, vesměs nevytříděným materiálem. V okolí Ejpovic jsou sedimentární železné rudy velmi dobře vyvinuty a byly zde těženy až do 50. let 20. století¹. Sedimentární prostředí zde mělo charakter mělkých lagun, „zdrojem železa byly nejspíše lateritické zvětralin y jílovitých hornin a zvětralé bazaltové tufy“ (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992, s. 78). V tektonické kře Rumpálu a Radče dosahuje šarecké souvrství mocnosti 5–10 m, v JV části kry až 15 m. Jižním směrem postupně převládají břidlice. Z ferolitů převažují siderity s příměsí silikátových ooidů a v západní části tektonické kry u Březiny byly také SKOČKEM (1963) nalezeny mocné polohy oolitového hematitu.

Podle HAVLÍČKA (in CHLUPÁČ et al. 1992) V llanvirnu až dobrotivu kulminovala vulkanická činnost, lokálně pak znovu ve svrchním berounu.

V dobrotivu se kvůli prohlubování pánve a zvyšování přilehlých oblastí podstatně zvýšil přínos písčitého materiálu (viz HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1957a), díky čemuž je toto souvrství tvořeno nejen břidlicemi s vložkami ferolitů, ale i křemennými pískovci a křemenci.

MĚSKA a PRANTL (1946) označili křemence jako skalecké a jejich optimální vývoj je zachován např. v izolovaných synklinálách Velízu či Krušné hory, zejména však v tektonických krách Bechlova, Rumpálu a Radče (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992). Křemence jsou bělošedé nebo slabě nažloutlé, často lavicovité, zrnitost se pohybuje mezi 0,1–0,12 mm (KUKAL 1957). Místy je dobrotiv jen v křemencovém vývoji, častěji jsou však různě mocné polohy křemenců, oddělenými od sebe odděleny vrstvami černých jílovitých břidlic².

¹ O těžbě železné rudy více v kap. 3.1.1.

² Viz také příl. 21, 23 a 24. Vliv tohoto jevu na geomorfologii zájmového území je diskutován v kap. 6.2.

„Skalecké křemence u sz. okraje pánve mezi Sklenou Hutí a Krušnou horou zaujímají téměř celý vrstevní sled dobrotivu; od nadložních křemenců řevnických jsou odděleny jen tenkou (8–15 m) polohou černých břidlic“ (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992, s. 85).

Nálezy tzv. skolitů (např. Krušná hora) v křemencích ukazují na velmi mělkovodní společenstvo a KUKAL (1957) hovoří dokonce o deltové sedimentaci, ovlivněné činností vln v mělkých částech pánve.

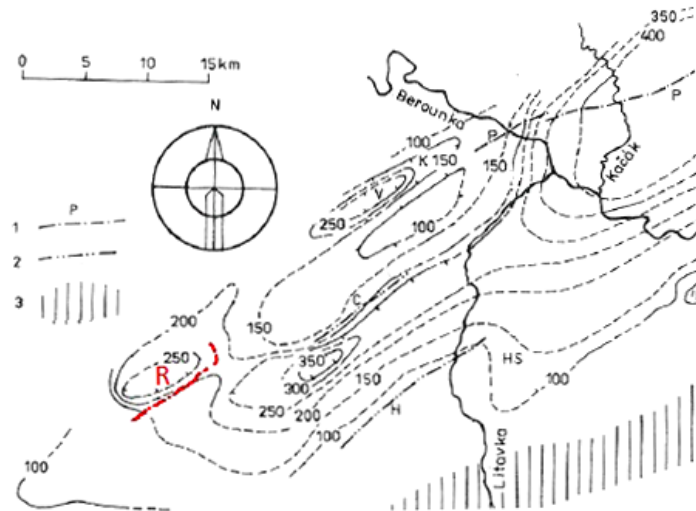
Černé břidlice tvoří další facii dobrotivského souvrství a např. v okolí Mýta zastupují dle HAVLÍČKA (in CHLUPÁČ et al. 1992) celou jeho mocnost. V těchto vrstvách jsou časté nálezy trilobitů a další fauny.

I v dobrotivu se vyskytují ferolity.

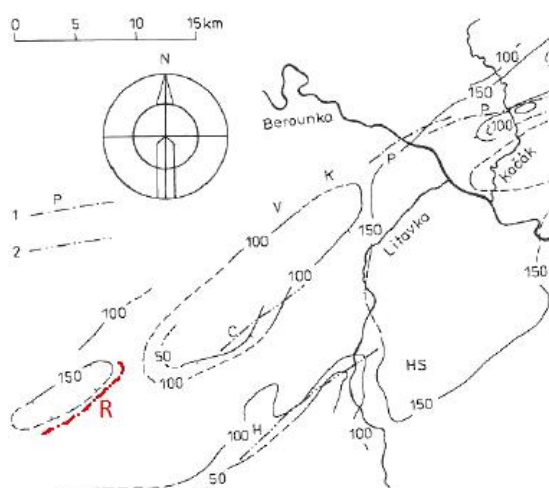
Jak v tektonické kře Bechlova, tak i ve kře Rumpálu a Radče jsou ložiska železných rud poměrně významná. Oproti hlubším geologickým vrstvám pod masivem Radče, kde leží mocné polohy oolitických, hematitových rud, však mladší vrstvy prostupují pouze menší čocky chamositových a pelosideritových rud, jež se vyvinuly na výrazných litologických rozhraních

mezi křemenci a břidlicemi. Tam, kde došlo ke zvětrání primární rudy, se setkáváme krevlem a v povrchových zónách převážně s limonitem neboli hnědelem, vzniklým větráním v oxidačních pásmech, který zde místy obsahuje až 30% Fe (volně podle KRAFTA 1933, PLEINERA 1958, HOFMANNA 1981, PLEINERA et al. 1984 a MERGLA 2005, o těžbě železnorudných ložisek na Radči pojednává následující podkapitola).

Nejvyšší partie Radče, tedy i skalní výchozy a kamenná moře, jsou tvořeny tzv. řevnickými křemenci, které se usazovaly před cca 455 mil.



Obrázek 10: Západní část pražské pánve v dobrotivu; mocnosti dobrotivského souvrství. 1 – zlomová pásma (R – zlomové pásmo omezující tektonickou kru Rumpálu a Radče; P – pražský zlom); 2 – význačné flexury; 3 – předpokládaná pevnina; (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992, upraveno)



Obrázek 11: Západní část pražské pánve ve spodním berounu; mocnosti libeňského souvrství. 1 – zlomová pásma (R – tektonická kra Rumpálu a Radče; P – pražský zlom); 2 – význačné flexury (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992, upraveno)

lety již ve stratigrafickém stupni jménem beroun, který je tedy v zájmové lokalitě zastoupen pouze nejstarším, libeňským souvrstvím. Toto souvrství poprvé definovali ŠUF a PRANTL (1946) jako libeňské břidlice a litofaciální vývoj později revidoval HAVLÍČEK (1960). Stratotypovou lokalitou je stráň nad Vltavou v Praze-Libni. Kromě křemenců zahrnuje souvrství také facie jílovitých břidlic a pyroklastik.

Křemence, označené HAVLÍČEKEM (1961, 1967, atd.) jako řevnické, jsou petrograficky téměř shodné se staršími křemenci skaleckými, avšak jejich plošné rozšíření je odlišné. Řevnické křemence jsou vcelku jemnozrnnější než skalecké o průměrné velikosti zrna pod 0,1 mm. KUKAL (1957) je považuje za sedimenty široce rozplavovaných delt. Některé lokality v těchto vrstvách (např. Rumpál, Mýtský vrch, aj.¹) mají značný paleontologický význam. Většinou se nacházejí úlomky ramenonožců a trilobitů, méně mlžů a další fauny.

Křemence (též kvarcity) jsou podle PETRÁNKA (1993) výsledkem litifikace křemenných pískovců, které jsou téměř výhradně tvořeny SiO₂ (obsahují jen malý podíl jílové nebo siltové frakce) a vznikají zejména rozpadem hornin bohatých křemenem a dlouhodobým opracováním a tříděním zrn, proto se s nimi setkáváme hlavně tam, kde se dlouhodobě uplatňovala abraze zrn a jejich třídění (např. u plážových sedimentů). K stmelení křemenných zrn docházelo vlivem vysokého tlaku ve značných hloubkách pod zemským povrchem, kde byly starší vrstvy usazenin pohřbeny pod nánosem mladších sedimentů, příp. i během metamorfózy. Tlakem se postupně měnila textura horniny, až nakonec vznikl tvrdý, odolný křemenec. Tyto horniny díky své odlučnosti typicky vytvářejí stupně mocných lavic, což se projevuje i v reliéfu Radče (viz kap. 5.1 a 6.2).

Přímo na hřbetu Radče byly vyšší vrstvy denudovány, avšak některé části tektonické kry Rumpálu a Radče poklesly (viz dále) a proto se zde zachovaly i mladší souvrství berounu. JV od Radče se vyskytují droby a písčité břidlice letenského souvrství, překryté jílovitými břidlicemi souvrství vinického.

Mezi 488 a 444 Ma (konec ordoviku) se postupně ochlazovalo klima (např. TROTTER et al. 2008). LENTON et al. (2012) se domnívají, že za tímto jevem může stát kolonizace pevniny prvními primitivními rostlinami, které měly urychlit chemické zvětrávání a snížit hladinu CO₂ v atmosféře, což způsobilo rozšíření zalednění, kvůli němuž došlo následně i k regresi mořské hladiny. Velké změny klimatu na konci ordoviku jsou obvykle vysvětlovány právě glacieustatickou regresí a transgresí (např. CHLUPÁČ & KUKAL 1988) a mají za následek jedno z největších vymírání v historii Země.

¹ více např. VOKÁČ & GRYGAR 1991 či MERGL & BUDIL 2011

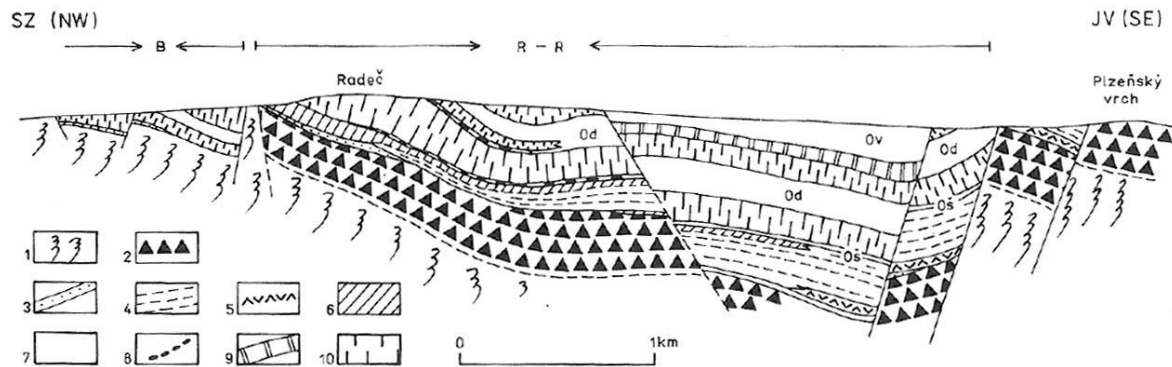


Obrázek 12: Tektonická mapa SZ části Barrandienu. 1 – hranice útvarů a horninových komplexů; 2 – synsedimentární zlomy spodnokambrického stáří s výrazným poklesovým charakterem; 3 – synsedimentární zlomy aktivní v určitém časovém úseku staršího paleozoika; 4 – flexury (strmé až překocené vrstvy); 5 – elevační zóny; 6 – zlomové pásmo komárovského vulkanického komplexu (CHLUPÁČ et al. 1992, upraveno)

Sedimentárně-tektonický vývoj v této oblasti završuje variské vrásnění (zde kolize bohemika a moldanubika cca 390 Ma), konkrétně jeho fáze nazývaná HAVLÍČEKEM (in CHLUPÁČ et al. 1992) jako pogivetské tektonické porušení, po kterém zde nastal postupný přechod k platformnímu režimu. Pogivetskou a předvestfálskou fází popsal HAVLÍČEK (1963) jako krátká období deformací, způsobená tangenciálním tlakem. Mezi oběma fázemi je dlouhá etapa, ve které svou konečnou podobu dostávaly hlavní zlomy, z nichž některé jsou starší než sedimenty karbonských pánví (např. na S svahu Radče leží bez známek porušení relikv vestfálu nad výrazným zlomem, omezujícím tektonickou kru Bechlava), další zlomy jsou většinou mladší (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992, s. 250).

Podle HAVLÍČKA (in CHLUPÁČ et al. 1992) se oblasti, které dříve při vytváření pánve klesaly, nyní mění v hlavní synklinální struktury (např. Velíz, Krušná hora, aj.) nebo v hluboce zakleslé kry, jako v případě tektonické kry Rumpálu a Radče. Ta je proti svému okolí hluboce ponořena (místy přes 1 km) a její tektonické omezení je podélným poklesem prvního řádu, avšak

zalamuje se v pravých až ostrých úhlech a přechází tak do význačných příčných směrů (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992, s. 253).



Obrázek 13: Geologický řez ordovikem v sz. křídle pražské pánve – litologický vývoj ordoviku v tektonické kře Bechlova (B) a kře Rumpálu a Radče (R-R)

1 – svrchní proterozoikum; 2 – ryolity a jejich pyroklastika; 3 – třebenické souvrství (arkózoité pískovce, místy s pyroklastiky); 4 – klabavské souvrství (převážně zelené břidlice); 5 – bazaltová pyroklastika; 6 – přepravené tufy a tufity (místy i vápence) ve svrchní části klabavského souvrství; 7 – černé jílovité břidlice (souvrství Oš – šárecké, Od – dobrotivské, Ov – vinické); 8 – ferolity; 9 – letenské souvrství (droby, písčité břidlice); 10 – křemence skalecké a řevnické (HAVLÍČEK in CHLUPÁČ et al. 1992)

Z hlediska tektoniky je geologické podloží v zájmovém území stabilní pravděpodobně již od svrchního devonu, na rozdíl např. od Brd, kde v terciéru došlo k oživení variských zlomových pásem a vyzdvižení původní “paroviny“ o cca 300 m (viz HAVLÍČEK 1967).

Chaotické uspořádání zlomů a mozaika drobných tektonických ker jsou podle HAVLÍČKA (in CHLUPÁČ et al. 1992) typické fenomény Z části Barrandienu a dnešní geotektonická podoba oblasti je výsledkem období intenzivní zlomové tektoniky, které následovalo po zvrásnění vrstev.

Na konci Variského vrásnění se celé širší okolí zájmového území definitivně stává souší a je dále snižováno účinky eroze a denudace, díky čemuž dnes vystupují na povrch jen izolované zbytky dřívějších pohoří (nejsou zachovány sedimenty siluru ani devonu), oddělované pokryvy mladších uloženin (viz MERGL 1996). Výše zmíněný relikv vestfálu na S úbočí Radče je vázán na Radnickou karbonskou pánev, která má zhruba kulatý tvar se středem východně od Radnic a poloměrem cca 5 km, představující podle MERGLA (in MERGL & VOHRADSKÝ 2000) společně s dalšími dílčími pánevemi v okolí Plzně tektonicky nebo erozně omezené denudační zbytky původní velké a souvislé jezerní pánve. Limnické sedimenty pánve jsou dle CHLUPÁČE et al. (1992) uloženy subhorizontálně a leží tudíž diskordantně na zvrásněných ordovických vrstvách. V okolí Radče se kromě radnické pánve sedimenty mladšího paleozoika vyskytují i v malé holoubkovské pánvičce.

Od konce středního devonu až do současnosti je zájmové území denudační oblastí. Kvartérní hlinito-kamenité usazeniny se v různých mocnostech vyskytují v okolí Radče, kde často pokrývají pedimenty, vzniklé podle MENTLÍKA (2004) pravděpodobně v pliocénu fluviální erozí. Také kamenná moře na Radči lze považovat za svahové usazeniny kvartérního stáří. Tato nová geologická tělesa vznikají transportem a akumulací zvětralin gravitací (o kvartérních kamenných akumulacích v kap. 3.2 a 3.3).

Krajinu a začlenění člověka do ní pochopíme jen tehdy, známe-li dobře její minulost včetně přírodních zákonů, které ji řídily a spolu s lidskou společností ji formují i v přítomnosti. V období holocénu podle CZUDKA (2005) reliéf modelují zejména svahové (viz kap. 3.3) a fluviální procesy, méně pak procesy eolické a regelační (kap. 3.2), v neposlední řadě pak člověk. K prvnímu výskytu rodu *Homo* dochází v období kvartéru (před cca 2,5 mil. let – CAMPBELL & REECE 2006), jeho vliv na přírodní prostředí postupně sílí a v období neolitu už nabývá na obrovském významu. V holocénu nebyly dosud nikdy změny geosystémů tak zásadní a intenzita geomorfologických procesů tak výrazná jako v době od začátku průmyslové revoluce, kdy impakt lidské činnosti nabývá nebývalých rozměrů (více viz např. IVAN 1990 a CZUDEK 2005).

3.1.1 Antropogenní změny reliéfu

Lidský vliv na reliéf Země a krajinu celkově se projevuje různě. Vznikají tak určité funkční typy krajiny jako např. území intenzivní těžby nerostných surovin, městské aglomerace, území s intenzivním zemědělstvím nebo lesním hospodářstvím, atd. (více IVAN & KIRCHNER 1988 a IVAN 1990). Oblast Radečské vrchoviny byla podle BREJCHY (2013) v minulosti vyhledávána pro svůj surovinový potenciál, představovaný v první řadě ložisky železných rud.

Cílem této práce sice není interpretace využívání krajiny člověkem v minulosti, avšak v případě, kdy lidské aktivity měly přímý vliv na georeliéf, nelze je při geomorfologické analýze opominout. BREJCHA (2013) pokládá region Radečska za charakteristického představitele osobité střeoevropské varianty typu krajiny zvaného utmark.

Skandinávský koncept utmark chápe environmentální prostředí, jako jsou odlehlejší lesy, mokřiny, horské a pobřežní oblasti a jejich sociálně-kulturní aspekty jako součásti hospodářského systému, jako komplementární komponenty sídelních areálů, přičemž akcentuje význam využívání surovinových zdrojů vyskytujících se v těchto marginálních

oblastech, zároveň však zpochybňuje tuto marginalitu a ukazuje, že ve středověku právě ony byly oblastmi inovace a změny, neboť se v nich koncentrovaly klíčové industriální aktivity typu hornictví, železářství, uhlířství, dehtářství apod. (ØYE 2005, s. 9–11).

Geologická stavba Radečské vrchoviny, respektive její surovinové zdroje, byly podle BREJCHY (2013) hlavním determinantem a rozhodujícím činitelem pro osidlování tohoto zemědělsky nevhodného a pro život nelehkými podmínkami vyznačujícího se mikroregionu, který vykazuje mnoho shodných rysů např. se Strašickem (vyšší nadmořská výška, souvislé zalesnění, kontinuálně řídké osídlení). V obou oblastech se vyskytují relativně bohatá ložiska železných rud. Na Radči bylo průzkumem zjištěno 3 131 tun oolitických železných rud s průměrným obsahem 27 % Fe (HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1956a). V tektonických krátech Bechlova a Rumpálu a Radče dohromady byly vypočteny zásoby sedimentárních Fe-rud ordovického stáří (zejm. pelosiderity a siderity) na 71 413 000 tis. t suroviny (HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1958).

Na Rokycansku těžili železnou rudu možná již Keltové, prokazatelně zde těžba probíhala již ve středověku, kdy pracovala huť např. v Klabavě. Ložiska na Radči a u Březiny zásobovala železnou rudou huť v Radnicích, jež byla uvedena do provozu zřejmě ve 14. století, později v Oseku, Darové a nakonec v Břasech (viz PLEINER et al. 1984).

Nejintenzivnější exploatace nerostných surovin na Radči spadá do období vrcholného středověku (počínaje 14. stoletím) a raného novověku, kdy toto území fungovalo především jako zásobárna železné rudy a také dřevěného uhlí pro výše zmíněné hutě (PLEINER et al. 1984, s. 272) a tvořilo tak podle BREJCHY (2013) relativně stabilní a intenzivně využívaný utmark (viz výše).

Ze 14. století ostatně pocházejí i první písemné zmínky o vsi Těškov, ležící na jižním úpatí Radče. V té době se název obce psal v podobě Těžkow a byl možná odvozen od slova těžiti, což by ukazovalo na význam těžby železné rudy v blízkosti obce. Ves byla v majetku Oldřicha z Mitervaldu a snad i kvůli tomu byl Hrad na Radči považován za sídlo tohoto šlechtice (volně podle OBEC TĚŠKOV 2017).

Archeologický výzkum Romana BREJCHY (2013), jakožto součást projektu „Potenciál archeologického výzkumu krajiny v ČR prostřednictvím dálkového laserového 3-D snímkování“, je ve shodě s jeho filozofií zaměřen na testování možností leteckého laserového snímkování v podmínkách naší krajiny a na zhodnocení jeho vypovídacích schopností v oblasti



Obrázek 14: Znak obce Holoubkov zobrazující mlátek, želízko (nástroje středověkých horníků) a hutnické kleště (OBEC HOLOUBKOV 2013)

identifikace, evidence, mapování a dokumentace území s archeologickými nálezy (GOJDA, JOHN & STARKOVÁ 2011, s. 680).

Detekcí potenciálních archeologických struktur na DMR a jejich následnou verifikací formou rekognoskace antropogenních tvarů reliéfu chůzí v terénu identifikoval BREJCHA (2013) v zájmovém polygonu¹ celkem 202 těžebních objektů, z nichž převážnou část spojuje s prospekci nebo těžbou železnorudných ložisek (zbytek představují kamenolomy).

Ve střední a jižní části přírodního parku Radeč provedl povrchový průzkum také KASL (2013). Mezi jím zjištěnými objekty (celkem 190 záznamů) převažují milíře, avšak těžební objekty (včetně prospekčních jam) jsou též zastoupeny v hojně míře. Milířiště patří k nejčastějším antropogenním objektům identifikovaným též BREJCHOU (2013), který v zájmovém polygonu identifikoval celkem 322 reliktů platform pro výrobu dřevěného uhlí, čili jejich průměrná hustota činí 25 milířišť na 1 km², přičemž převážná část z nich se koncentruje ve východní polovině polygonu po obou stranách masívu Radče (BREJCHA 2013, s. 209). Milířiště oválného až kruhového tvaru o průměru nejčastěji mezi 6 – 12 m (výjimečně téměř 20 m) jsou typicky lokalizovány jak ve více či méně relativní rovině, tak velmi často ve svahu, kde polovina objektu je do něj zahloubena a druhá umístěna na zarovnaném odvalu (KONŠEL 1935, DRAGOUN & MATOUŠEK 2004, BREJCHA 2013).

Další povrchový archeometalurgický průzkum v oblasti proběhl v roce 2009 za pomoci studentů bakalářského studia na Katedře archeologie FF ZČU. Hlavní část výzkumu se sice soustředila na vrch Bukov mezi Lhotou p. Radčem a Zbirohem, nicméně i v okolí zaniklých středověkých vsí Rovensko a Cetkov SV od Radče bylo lokalizováno deset areálů bývalé těžby železných rud, přičemž osm z nich je středověkého stáří (viz BAUMANOVÁ 2011).

Antropogenní tvary reliéfu jsou na Radči koncentrovány především podél centrální části hřbetu v prostoru mezi nejvyšším bodem masívu na západě a východní „ostrožnou“ s bývalým hradem, tedy zájmovou lokalitou této práce.

První menší skupina objektů bývalé těžby se nachází cca 300 m západním směrem od starého hradu. Kromě nepříliš hlubokých kutacích jam s odvaly, signalizujících prospekci, jsou zde i rozměrnější a hlubší jámovité objekty s odvaly pŕlměsícovitě vysypanými po obvodu těžní jámy (u kterých nelze vyloučit, že by se mohlo jednat o propadlé obvaly), které zřejmě představují počátek vlastní povrchové těžby (BREJCHA 2013, s. 206). Tato skupina je

¹ BREJCHA (2013) zkoumal oblast o rozloze 13 km², rozprostírající se mezi obcemi Březina, Sklená Huť, Lhota pod Radčem a Těškov, která tedy kromě Radče zahrnuje i vrchy Rumpál a Hradiště u Březiny.

orientována ve směru SV–JZ a asi po 180 m délky na ni plynule JZ směrem navazují čtyři, místy přerušené, podélné příkopy s členitým dnem o délce 25, 85, 25 a 100 m a málo kolísající šířce v rozmezí 5–8 m, které vytvářejí téměř souvislý tah o hloubce 1,5–2,5 m (BREJCHA op. cit.) (viz obr. 15 na následující straně).

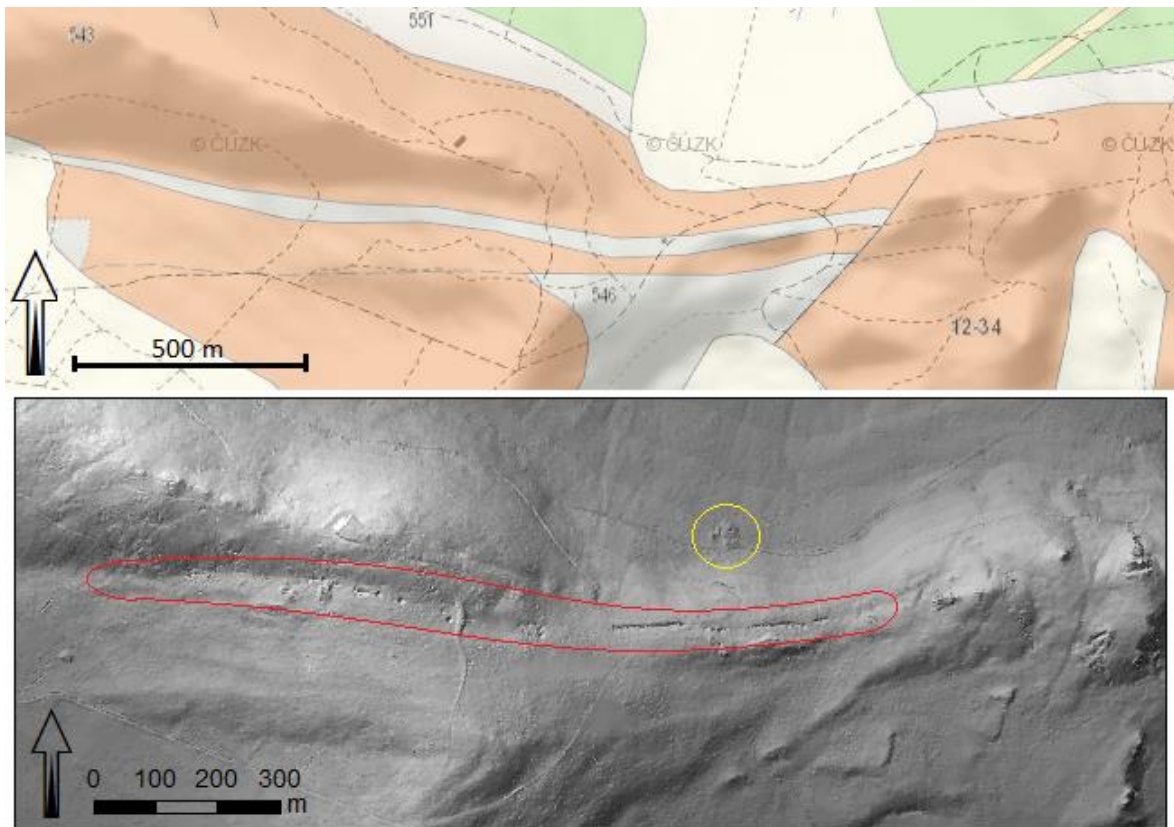
BREJCHA (2013) hovoří o dvojí možné interpretaci těchto objektů. Buď se jedná o relikty povrchové dobývky liniového typu sledující průběh žilného ložiska (na první pohled však zarazí úplná absence odvalů vytěžené hlušiny po jedné či druhé straně u všech objektů), anebo o propadlinu horizontálního báňského díla, tedy transformovaný relikty hlubinné těžby.

Druhou hypotézu podporují staré báňské mapy (viz příl. 14 a 15), na kterých průběh těžebních štol nápadně koreluje s rozložením antropogenních tvarů reliéfu v terénu (cf. DMR). Například velká halda na S úbočí hřbetu (v obr. 15 vyznačena žlutým kolečkem), kde byly autorem nalezeny úlomky hornin s přítomností ferolitů¹, by odpovídala výsypce u vstupu do hlavní těžební štoly. Dalším důkazem hlubinné těžby je zpráva M. V. LIPOLDA (1863), který Radeč navštívil v době intenzivní těžby v 19. století, probíhající pod dohledem knížecího rodu Fürstenberků. LIPOLD (1863) popisuje 144 m dlouhou knížecí, otvírkovou štolu, která byla ražena od jihu na severní svah hřbetu, kde vedla podložím rudného lože. Ruda zde mohla být hlubinným způsobem dolována i dříve. Podle MENCLA et al. (1988) koupil důl Filipa Jakuba pod Radčem v roce 1827 Antonín Mayer, hutní ředitel Fürstenberských železáren, který ještě předtím výrazně zvýšil těžbu na Krušné hoře, kde nechal razit nové hlubinné štoly.

Bývalé těžební objekty pokračují téměř 1 km dlouhým obvalovým tahem či obvalovým pruhem (viz BREJCHA 2013), který kopíruje jižní úpatí masivu Radče. Nejvyšší hustota objektů je pod vysílačem Brno, dále pak směrem na západ počet jam klesá, až se zcela vytrácí zhruba pod nejvyšším bodem hřbetu. Tento těžební tah v celé své délce přesně kopíruje úzký pruh, v němž k povrchu vystupuje tenká vrstva černých jílovitých břidlic dobrotivského souvrství, ve kterých se s nejvyšší pravděpodobností vyskytují sedimentární železné rudy.

Celková délka těžebního tahu včetně prospekčních objektů na okrajích činí přibližně 1,7 km (viz obr. 15 a příl. 13).

¹ Podle MENTLIKA 2017 se navíc patrně jedná o hematit, který by se zde měl vyskytovat spíše v geologicky hlubších vrstvách – viz kap. 3.1.



Obrázek 15: Geologická mapa hřbetu Radče (upravený výřez na základě ČGS 2017) a stínovaný DMR 5G (ČÚZK 2015) s vyznačením hlavního těžebního tahu (červeně). Žlutá kružnice označuje velkou haldu na severním úbočí – předpokládanou výsypku.

Na Rokycansku jsou stopy těžby železné rudy poměrně hojné a v některých oblastech prokázaly výzkumy jejich vazbu k pozdně středověkému vesnickému osídlení. V okolí Radče se podařilo lokalizovat několik zaniklých středověkých obcí, jejichž komplexní výzkum provedli až VAŘEKA et al. (2011). Z hlediska středověké těžby železné rudy byl zásadním terénní archeologický výzkum zaniklé vsi Sloupek, při němž byly zkoumány též výrobní objekty vázané na usedlosti a těžební areál v extravilánu vsi. Na základě sběrů a sondáží spojují VAŘEKA et al. (2011) aktivity obyvatel této pozdně středověké vsi právě s těžbou a zpracováním železných rud.

Po vrcholu v 19. století těžba železa slábne a dochází k postupnému úpadku hornictví a železářství nejen v této oblasti. V bližším okolí Radče došlo k obnově těžby ještě v polovině 20. století, kdy byl otevřen velkolom u Ejpovic. Zde se v letech 1956 až 1966 povrchovým způsobem těžily oolitické železné rudy s průměrným obsahem Fe 26,56 %, z nichž se železo získávalo technologií tzv. hrudkování (více KONVIČKA 2005). Dnes je lom zatopený a vytváří umělé jezero.

Kromě exploatace železných rud probíhala v blízkém okolí zájmového území také těžba nerudných surovin. Na vytvořené mapě (obr. 28) jsou vyznačeny dva bývalé, velmi malé kamenolomy, které lze snad považovat za pouhé lokální zdroje kameniva pro místní obyvatele.

Rozsah těžby je nesrovnatelný se západní částí Radče a zejména vrchem Rumpál, kde byl křemenný pískovec nepochybně těžen za účelem výroby skla v místní huti. Název obce Sklená Huť (něm. Glashütte, později Glashütten) je přímo odvozen od sklárny vybudované zde okolo roku 1655, kde s přestávkami probíhala výroba skla přibližně 80 let (viz ROŽMBERSKÝ 2009).

V okruhu do 800 m od vsi, ležící na západním úpatí Radče, jsou ve svazích kopců vějířovitě umístěny čtyři větší kamenolomy a více než tucet podobných jámovitých útvarů menších rozměrů s podobnou morfologií, které BREJCHA (2013) s velkou mírou jistoty spojuje právě s novověkou těžbou nerudných surovin pro potřeby nedaleké sklárny.

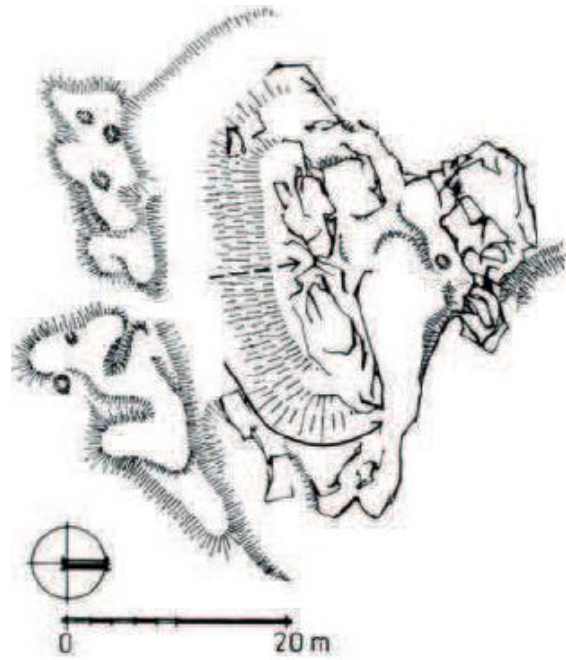
Jeden z větších lomů se nachází přímo pod pravěkým hradištěm nazývaným Bílá skála, jehož datování není dodnes uspokojivě vyřešeno. Rozprostírá se na oválné ostrožně na ploše 2 ha (podle DMR 2,75 ha) a na jedné straně je jeho areál vymezen přímým úsekovým valem probíhajícím ve směru JV–SZ, dlouhým 43 m, širokým 4 m a vysokým přes 1 m (BENEŠ 1978, ČTVERÁK et al. 2003, BREJCHA 2013). Kompletní půdorys hradiště, včetně příčného valu, je velmi dobře patrný z DMR.

V terénu i na DMR je také možné rozeznat několik zaniklých cest. Na obr. 28 je vyznačen pozůstatek úvozové cesty klesající z rozsedliny mezi „Hradem“ a Čihátkem. V centrální části hřbetu se pak vyskytují i úseky starých kamenných naspů dnes již nepoužívaných cest.

V této kapitole nemůže samozřejmě chybět zmínka o bývalém hradu na Radči, jehož zbytky se nacházejí přímo v zájmovém území. Dostupné historické informace byly sice již prezentovány v BP (KRŇÁK 2014, kap. 3.2.1), nově však bylo zjištěno, že obecně přijímané spojení zříceniny hrádku na Radči s hradem Mitrvald (Mitterwald) bylo v minulosti vyvráceno (ANDERLE & ŠVÁBEK 1989, s. 119–121), podle některých teorií stával hrad tohoto jména přímo na území dnešní Plzně. BĚLOHLÁVEK et al. (1985) lokalizují malou tvrz nazývanou Mitrvald zhruba do míst, kde dnes stojí kostel svatého Mikuláše.

Záznamy v písemných pramenech tedy není možné spojovat s Hrádkem na Radči a tím se jedinou zmínkou o této fortifikaci stává zpráva v urbáři Zbirožského panství z roku 1652, kde se mluví o „lečích při Těžkově pod starým hradem“ (SEDLÁČEK, A. 1889, s. 262).

Archeologické nálezy datují existenci sídla do průběhu 14. století (PEŘINA in BREJCHA 2013). Kromě keramiky byly na lokalitě v 19. století nalezeny při dobývání pařezů rozpadající se stříbrné penízky, snad halíře z doby Lucemburské, rovněž pak sekera, dvě podkovy a prý také železné dveře a pod hradem starý meč (SEDLÁČEK, A. 1889, s. 261–262). Skromný stav dochování sídla a řídké písemné i archeologické prameny přiměly Ivana PEŘINU (in BREJCHA 2013) k úvaze o skutečné podobě a účelu tohoto nevelkého, středověkého sídla. Hrad, využívaný zřejmě jen několik desetiletí, zaujímal exponovanou polohu uprostřed dosud neosídlených, rozsáhlých hvozdů (VAŘEKA et al. 2011).



Obrázek 16: Plán hradu na Radči (ANDERLE & ŠVÁBEK 1989, s. 119).

Již dříve bylo sídlo spojováno se stopami hornických a hutnických aktivit souvisejících s prospekci, těžbou a zpracováním železné rudy (např. ANDERLE & ŠVÁBEK 1989, DURDÍK 1999). Hrad na Radči měl tak především vojensky zabezpečit a kontrolovat okolní těžbu (PEŘINA in BREJCHA 2013, s. 216). Tato skutečnost je poslední dobou doložena pro řadu lokalit, kdy v blízkosti hornických sídlišť nebo přímo v jejich areálu se nachází hrad či jiné menší opevnění typu motte, které s důlní činností přímo souvisí (SCHWABENICKY 2007, s. 147). Již A. SEDLÁČEK (1889, s. 261) vyslovil pochybnosti o podobě sídla – ústní tradice uvádí, že vlastní hrad stával před příkopem a za ním stávala na skále jen věž plnící funkci hlásky za skalním hřbetem, který byl nazýván baštou.

U paty severního svahu také skalní bloky vytvářejí nevelký, částečně krytý prostor, u něhož je podle PEŘINY (in BREJCHA 2013) uváděno pojmenování kovárna, které by mohlo souviset s existencí dílny, kde se opravovalo a brousilo hornické nářadí (PEŘINA in BREJCHA 2013, s. 216). Opevnění, využívající skálu nad srázem doplněnou příkopem, s nízkou obvodovou hradbou se zástavbou spíše dřevěné konstrukce v rozsedlině mezi skalními bloky ukazuje podle PEŘINY (in BREJCHA 2013) spíše než na šlechtický hrad na sídlo typu motte, jež sloužilo přímo hutníkům a horníkům, kteří zde nacházeli potřebné útočiště a rovněž i úložiště natěžené suroviny. Bezpečí pozice vysoko na skále s dalekým rozhledem, lehkým opevněním a

nepříliš jasně definovaným vstupem lehké konstrukce odpovídá např. i zjištěným prospektorským sídlům v Českém Švýcarsku (LISSEK 2003, GABRIEL 2004). Ostatně i v případě nedostavěného hradu na Babské skále, o němž také písemné prameny mlčí, se usuzuje (např. DURDÍK 1999), že byl jakýmsi refugiem – dočasným opevněným sídlem, založeným ve snaze ochránit blízká naleziště železné rudy ve 14. století.

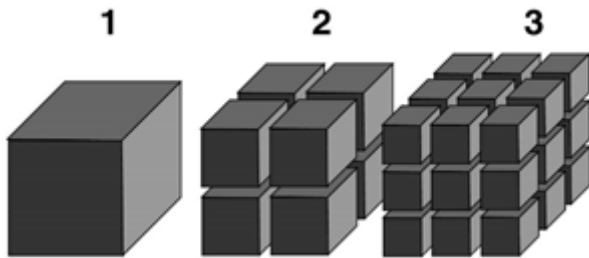
3.2 Mrazové zvětrávání

Základní teoretická východiska o zvětrávání hornin byla již sepsána pro účely předchozího výzkumu (KRŇÁK 2014, kap. 3.2.3) a krátce zde bylo zmíněno i mrazové tříštění. Vzhledem k významnému vlivu tohoto procesu na geomorfologii kamenných moří v zájmové lokalitě je v této kapitole o mrazovém zvětrávání pojednáno podrobněji a šířeji.

Mrazové zvětrávání vede, stejně jako další typy fyzikálního zvětrávání, ke snížení soudržnosti hornin beze změny jejich minerálního a chemického složení. Projevuje se postupným rozšiřováním existujících trhlin v materiálu či tvorbou nových poruch. To posléze vede k fragmentaci horniny a oddělení různě velkých úlomků, které buď zůstanou *in situ*, nebo jsou přemístěny různými morfogenetickými procesy (více např. MIGOŇ 2006).

V učebnicích a populárně-naučných knihách nezřídka za účelem zjednodušení dochází k redukci vysvětlení principu mrazového zvětrávání pouze na popis mechanismu rozšiřování puklin v horninách vlivem zvětšení objemu vody při tuhnutí – tj. mrazové tříštění (viz dále). Tento proces je však mnohem složitější, jelikož mrazovým zvětráváním dochází k dezintegraci a rozpadu půdy nebo horniny kombinací mrazového tříštění a dalších typů zvětrávání (WHITE 1976a, WASHBURN 1979, HARRIS et al. 1988) a přesný mechanismus celého procesu se podle SUMMERFIELDA (1991) dosud nepodařilo plně objasnit. CZUDEK (2005) popisuje mrazové (též kryogenní) zvětrávání jako fyzikálně-chemický proces rozpadu hornin v podmínkách studeného podnebí, jehož převládající mechanická komponenta je vyvolána nízkými teplotami při zamrzání vody v puklinách a pórech horniny a během kolísání teploty okolo bodu mrazu. Mechanické a fyzikální způsoby, kterými jsou horniny rozrušovány, zahrnují podle DEMKA (1988) tepelné změny, odlehčení (vede k odlučování horninových slupek – exfoliace, někdy onion weathering), růst krystalů a jejich objemové změny, a také mechanické působení kořenů rostlin. Chemické změny nelze opominout, neboť oba typy zvětrávání se nezřídka vzájemně urychlují a ostatně i podle známého diagramu (PELTIER 1950) prezentujícího

vliv podnebí na převládající typ zvětrávání by se v zájmovém území mělo projevovat mírné chemické zvětrávání se slabým působením mrazu. Chemické zvětrávání zvyšuje poréznost hornin, které jsou pak křehčí a tedy i náchylnější na změny fyzikálními silami. Stejně tak více rozpučené horniny jsou náchylnější k chemickému zvětrávání. Materiály složené z menších částic jsou chemickou cestou zvětrávány rychleji, kvůli větší povrchové ploše, která je vystavena chemickému zvětrávání (viz obr. 17).



Obrázek 17: Diagram ukazující zvětšení plochy částic daného materiálu při dezintegraci mechanickými procesy (STIMAC 2004, upraveno)

Voda hraje rozhodující roli při modelaci materiálu na svazích a má též vliv na jeho stabilitu. Kromě fluktuací v saturaci a naopak vysoušení hornin jsou pak zásadní fázové změny vody. Tyto změny ve výsledku vedou k dezintegraci horninového materiálu, přičemž zde současně probíhá

fyzikální i chemické zvětrávání (viz MIŠČEVIČ & VLASTELICA 2014). Povrchová vrstva je vystavena vnějším vlivům, včetně chemických látek ve vodě, která proniká stále hlouběji do skalního podkladu. Chemické reakce oslabují vazby mezi částicemi v látce a tak mohou urychlit působení mechanického zvětrávání. Mezi oběma typy tedy existuje pozitivní zpětná vazba, jejíž studii se z hlediska inženýrské geologie zabývali např. ve Španělsku MARTINEZ-BOFILL et al. (2004) nebo v Turecku YAVUZ et al. (2006).

Mrazové tříštění řadí DEMEK (1988) do podskupiny fyzikálního zvětrávání způsobeného objemovými změnami vlivem růstu krystalů, které vyvolávají tlaky v horninách a tím vedou k jejich rozrušení. Mrazové tříštění je však nutné odlišit od termického pukání a mrazového trhání, což jsou dle DEMKA (1988) zvětrávací pochody vyvolané silným nahřátím, potažmo ochlazením horniny, při kterých voda nehraje roli. Pro mrazové tříštění je naopak přítomnost vody zásadní, jelikož je vyvoláno zvětšením objemu mrznoucí vody při vzniku ledových krystalů o 9,08 % (DEMEK 1988, s. 180). Na analýzu mechanismu pukání hornin kvůli nárůstu objemu vody při fázovém přechodu se zaměřily četné studie (např. BLAND & ROLLS 1998, HALL 1999 či HALL et al. 2002). MATSUOKA (1991, 2001) provedl výzkumy za účelem zjištění teploty, při které voda mrzne uvnitř horniny, a zjistil, že se to děje při teplotách lehce pod bodem mrazu (0 až -5 °C), přičemž je zde závislost na poréznosti hornin (v méně porézních až při -4 °C). Tento jev se také někdy nazývá jako gelivace a rozlišují se její dva subtypy, a to makrogelivace, tříštící horninu na bloky a ostrohranné úlomky, a mikrogelivace, kdy se

oddělují jednotlivá zrna horniny (DEMEK 1988, s. 180). Obecně se předpokládá, že mikrogelivace probíhá ve vodou nasycených, porézních horninách (MATSUOKA & MURTON 2008) a pevné a odolné, leč rozpukané horniny nízké poréznosti jsou naopak náchylné k objemovému nárůstu ledu uvnitř puklin, jenž vytváří nebo rozšiřuje praskliny a vede k rozpadu horninové masy na větší kamenné bloky, tj. makrogelivaci (viz MATSUOKA 2001).

BATTLE (1960) vypočítal, že ve skalní puklině hluboké 10 cm a široké 1 mm vyvine led tlak 70 kg/cm^2 při teplotě $-0,3 \text{ }^\circ\text{C}$ za 24 hodin. Při teplotě $-22 \text{ }^\circ\text{C}$ může tlak způsobený objemovým nárůstem vody přesáhnout i 2000 kg/cm^2 (BRIDGMAN 1912, FRENCH 1976). Zajímavé je, že tato teplota je kritická. Při nižších hodnotách už se tlak opět snižuje (POTTS 1970). Podle WASHBURN (1973) nedosahují tlaky v přírodě tak extrémních hodnot, přesto se však jedná o obrovské síly, schopné rozrušit horniny a vytvořit v krajině specifické formy reliéfu (např. kamenná moře).

V souvislosti s mrazovým tříštěním je možné se v zahraniční literatuře setkat s mnoha pojmy, jejichž terminologie i definice je značně nejednotná.

Místo gelivace se často používá *frost action*, což je proces střídavého tuhnutí a tání vlhké půdy, horniny, nebo jiného materiálu, a výsledný efekt na struktury či materiály na/v zemi (HENNION 1955, WASHBURN 1979, JOHNSTON 1981, HARRIS et al. 1988). Někdy se pojem *frost action* (např. POLLARD in NUTTALL 2005 nebo STRAHLER 2003) používá jako shrnující název označující všechny procesy, které jsou výsledkem tuhnutí a tání, tedy samotného mechanismu změny skupenství vody z kapaliny na led a zpět, při němž se její objem mění o cca 9 %. *Frost action* přispívá k mechanickému zvětrávání hornin jednak kryoturbací, jednak právě mrazovým tříštěním (*frost wedging* - HENNION 1955, WASHBURN 1979, JOHNSTON 1981, HARRIS et al. 1988), k němuž tedy dochází všude tam, kde teploty klesají pod bod mrazu.

*Frost wedging*¹ definují WASHBURN (1979) a HARRIS et al. (1988) jako mechanickou dezintegraci, štěpení nebo rozpad hornin působením tlaku mrznoucí vody v trhlinách, puklinách, prasklinách, pórech nebo mezi sedimentačními vrstvami. *Frost wedging* je tedy typem mechanického zvětrávání a je způsobeno opakujícími se cykly tuhnutí a tání vody v puklinách uvnitř hornin, proto se také velmi často nazývá jako *freeze-thaw weathering*².

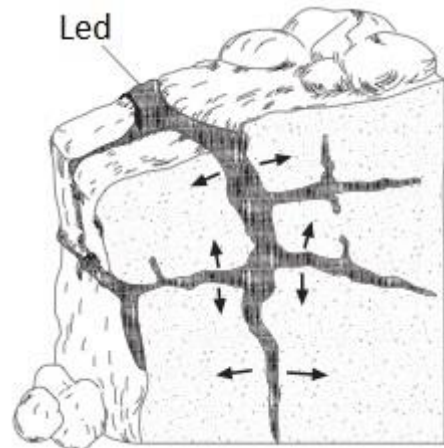
¹ *Wedge* znamená anglicky klín. Mrazové tříštění odpovídá angl. *frost shattering*. Dále se užívá např. gelifrakce i kongelifrakce, v angl. také *frost bursting*, *fr. prying*, *fr. riving*, *fr. splitting*, *fr. cracking*, *rock shattering*, *ice wedging* nebo *joint-block separation*.

² *freeze* = zmrznout, *thaw* = tát, *weathering* = zvětrávání

Pukliny se naplní vodou během srážkové činnosti nebo při tání sněhu. Dojde-li poté k poklesu teploty pod bod mrazu (typicky v noci), voda se změní v led a zvětší tedy svůj objem, což působí tlak v okolí pukliny (viz výše). Puklina se postupně rozšiřuje a po mnohých cyklech tuhnutí a tání (regelace – viz dále) pak může dojít k odlomení kusu horniny od zbytku masy (viz obr. 18).

Na geomorfologii zkoumaných kamenných moří se podílí i mrazové tříštění hornin vlivem regelacních cyklů (viz KRŇÁK 2014, kap. 7.1). Regelace je proces střídavého zamrzání a tání nejsvrchnější části litosféry, včetně povrchu skalních výchozů nebo úlomků hornin (CZUDEK 2005, s. 173). K cyklům zamrzání a tání (*freeze-thaw cycles, freeze-thaw frequencies*) dochází při přechodu teploty přes bod mrazu. Při kryogenních procesech (zejména mrazovém zvětrávání) je podle CZUDKA (2005) důležitá amplituda, rychlost zamrzání a hlavně počet regelacních cyklů (cyklů zamrzání a tání) během roku. V zájmovém území dochází průměrně k cca 80 přechodům teploty přes bod mrazu (viz kap. 2.2.1). Regelace je dle CZUDKA (2005) velmi důležitým morfogenetickým procesem v současných periglaciálních oblastech, v klimatických podmínkách středních zeměpisných šířek je však pro vývoj povrchových tvarů krajiny málo významná a také proto jí nejspíš nebyla v současných geomorfologických výzkumech, až na výjimky (PROSOVÁ 1961), věnována větší pozornost.

Podle dělení PELTIERA (1950) sice zájmové území nespadá do periglaciální klimatomorfogenetické oblasti (prům. roční teplota do $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$), zejména v době jarního tání sněhu a zmrzlé tenké nejsvrchnější části litosféry, kdy podmínky u nás připomínají periglaciální prostředí, má však regelace podle CZUDKA (2005) svůj podíl na vývoji georeliéfu. Regelacní pochody *de facto* udržují pleistocénní periglaciální tvary, a to zejména ve vrchovinách a hornatinách, působí však na celém území, od nížin až po horské polohy. V oblastech se sezónním výskytem mrazu, kde se typicky střídají čtyři roční období, dochází podle POLLARDA in NUTTALL (2005) k mrazovému tříštění zejména na podzim a na jaře. CZUDEK (2005) ovšem říká, že u nás v současné době působí regelace nejintenzivněji v zimě, s menší silou pak koncem podzimu a začátkem jara.



Obrázek 18: Princip mrazového tříštění (frost wedging) – rozšiřování puklin v hornině vlivem nárůstu objemu vody při změně skupenství. Led působí jako klín (wedge) (upraveno podle SAMMARTANO 2015)

Podle PROSOVÉ (1961) je regelace nejúčinnější při malé oblačnosti, průměrných měsíčních teplotách -5 až 5 °C, v místech bez sněhové pokrývky (resp. tam, kde je na ústupu) a v období minimálních srážek. Výrazněji podle CZUDKA (2005) také působí na exponovaných partiích georeliéfu bez vegetačního a půdního pokryvu, tedy na skalních výchozech apod.

V zájmovém území lze během chladných period pleistocénu předpokládat výskyt permafrostu (viz CZUDEK et al. 1985, CZUDEK 1986, RŮŽIČKOVÁ & ZEMAN 1992, VANDENBERGHE 2001) a v těchto obdobích docházelo pravděpodobně také k hlubokým sezónním promrzáním hornin a intenzivnímu kryogennímu zvětrávání. CZUDEK (2005) hovoří o mrazovém rozvolnění pevných hornin podél puklin až do hloubky 40-60 m pod povrch terénu.

Přestože mrazové zvětrávání hornin, jakožto projev regelace, probíhá nyní pomaleji než v pleistocénu, nelze je podle CZUDKA (2005) považovat za zcela bezvýznamné. Právě na jaře je obvykle možno vidět čerstvé známky uvolňování různě velkých balvanů podél puklin a jejich odpadávání ze skalních stěn (viz ŠPALEK 1935, FENCL & SVATOŠ 1962, CZUDEK 1980 in CZUDEK 2005). Tyto úkazy, které byly pozorovány i v zájmovém území této práce, dokládají časově omezené doznívání periglaciálních podmínek na příhodných lokalitách a pozvolné dotváření skalních výchozů a kamenných moří i v současnosti. Otázkou je případná reakce těchto procesů na v současnosti se měnící (převážně oteplující se) klima.

Některá ze suťových polí jsou navíc charakteristická unikátním mikroklimatem se specifickou cirkulací vzduchu v prostorách mezi kamennými úlomky. V hlubokých škvírách mezi kameny může vydržet sníh a led i do pozdního léta – tzv. „ledové jámy“¹. V některých částech svahů pokrytých sutí se tedy i dnes mohou vytvořit klimatické podmínky podobné periglaciálnímu prostředí. Nejvíce těchto chladných či zmrzlých sutí je doloženo na vulkanitech Českého středohoří, hojně jsou tvořeny i na pískovcích (v Labských pískovcích nebo Ralské pahorkatině), dále byl jejich výskyt popsán v Lužických horách či v Děčínské vrchovině a diskutován na Šumavě, v Brdech i v okolí Prahy (viz KIRCHNER, MÁČKA, CÍLEK 2007).

GUDE et al. (2003) na základě mikroklimatických měření a geofyzikálního průzkumu v sutích uvažují o permanentním výskytu ledu a azonálního permafrostu v některých lokalitách ČR (ze světa zmiňme např. výzkum DELALOYE et al. 2003). KIRCHNER, MÁČKA a CÍLEK (2007) na základě výzkumů na Klíči (Lužické hory) zjistili, že i v hloubce jen cca 0,5 m se může průměrná celoroční teplota pohybovat kolem 0° C a hovoří o možnosti sporadického výskytu

¹ V zimě naopak dochází k mikroexhalaci relativně teplejšího vzduchu z puklin v horní části suťového pole – tzv. ventaroly. Nejznámější i nejvíce prostudovanou lokalitou, kde si tohoto jevu všiml již KREJČÍ (1881) je pravděpodobně vrch Boreč nedaleko Lovosic (více např. KUBÁT 1971 nebo VÁNĚ 1992).

permafrostu nejen v hornatinách, ale i ve vrchovinách České republiky. Na druhou stranu, v kamenném moři na Skalce (Šumava) byla hypotéza o výskytu sporadického permafrostu vyvrácena (BOUDA 2011).

Zvětrávání, jeho typ a intenzita do značné míry závisí na podnebí a klimatický faktor je nejdůležitějším indikátorem toho, zda v dané lokalitě dochází k puklinovému štěpení hornin. Ve většině přirozených situací dochází k mrazovému zvětrávání zejména pomocí růstu množství segregančního ledu (HALLET et al. 1991, MATSUOKA 2001, HALL & ANDRÉ 2003). Tento proces je pravděpodobně nejefektivnější mezi -3° a -6° C (viz MURTON et al. 2006). Podle SUMMERFIELDA (1991) se dosud nepodařilo přesně definovat klimatické podmínky, za kterých je tento proces nejefektivnější. Většina experimentálních studií zdůrazňuje důležitost rychlého ochlazování, teploty alespoň -5° C, frekvence regelačních cyklů a objemu vody v hornině (viz např. REMPEL, MARSHALL & ROERING 2016; WANG et al. 2016; ROBINSON & JERWOOD 1987, TRICART 1960, atd.). SUMMERFIELD (1991) dále říká, že aby došlo k mrazovému třštění (zde *rock shattering*), teploty musí být mezi -5 a -10° C a navíc musí docházet k ochlazování o nejméně $0,1^{\circ}$ C za minutu, přičemž sám dodává, že některé teoretické práce uvádějí jako nejtypičtější teplotní rozpětí pro rozšiřování puklin přibližně -4 až -15° C.

Experimenty dokázaly (POTTS 1970), že počet regelačních cyklů je důležitější než to, jak hluboko pod bod mrazu se dostane teplota. Mimo to, faktory jako vlhkostní podmínky, horninové vlastnosti (odolnost, poréznost, pukliny) a stupeň nasycení vodou (viz DREDGE 1992, PRICK 1997) mají vliv na proces mrazového zvětrávání (MATSUOKA & MURTON 2008) a ovlivňují rychlost produkce kamenných úlomků, jejich velikost i tvar.

Podle charakteru podnebí v jeho působišti se mrazové zvětrávání dělí do dvou kategorií (WIMAN 1963, SMITHSON & BRIGGS 1993, POTTS 1970,...¹).

1. Islandský (oceánský) typ – menší teplotní amplituda (cca od -8 do 7° C), tvoří se slabší vrstva zvětralin;
2. Sibiřský (kontinentální) typ – velké denní teplotní výkyvy (-30° C – 15° C), regelačních cyklů je však oproti prvnímu typu asi 3x méně, intenzivní tvorba mrazové zvětralin, vznik kamenných moří.

Mrazové zvětrávání se tedy nejvíce projevuje jednak ve vysokohorských oblastech, jednak v přímořském prostředí arktického klimatu. V polárních regionech je mrazové zvětrávání sezónní záležitostí a proto nemá tak výrazný efekt jako v periglaciálních oblastech.

¹ Toto rozdělení je uvedeno i ve středoškolské učebnici Zeměpis v kostce (KAŠPAROVSKÝ 1999, s. 51).

Regelační cykly jsou základním mechanismem mechanického zvětrávání, které se dle WORONKO (2016) uplatňuje se v makro- i mikro-měřítku. Jen zřídka se výzkum týká vlivu mrazového zvětrávání na jednotlivá zrna horninového materiálu. Výjimkou je dlouhodobý výzkumný program Varšavské univerzity (na lokalitách v Polsku a v Mongolsku), v současné době vedený geoložkou Barbarou Woronko, který zatím ukázal, že mrazové zvětrávání zahrnuje i mechanické poškození povrchu křemenných zrn, jež jsou pak navíc náchylnější ke zvětrávání chemickému (KOWALKOWSKI & MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO 1985, HALL & LAUTRIDOU 1991, KOWALKOWSKI & KOCOŃ 1991, WORONKO & HOCH 2011, WORONKO 2012, WORONKO & PISARSKA-JAMROŻY 2015). DIETZEL (2005) během série experimentů simulujících regelační cykly objevil proces, při němž se na povrchu křemenných zrn sráží oxid křemičitý.

Podle WORONKO (2016) může v periglaciálním prostředí také dojít ke změnám ve tvaru křemenných zrn, což je však v diskusi o procesu destrukce částic křemene spíše opomíjeno (např. MAHANEY 2002, Vos et al. 2014). Křemen je minerál nižší odolnosti vůči mrazovému zvětrávání, ve srovnání např. s živcem, granátem nebo muskovitem (KONISHCHEV 1982, KONISHCHEV & ROGOV 1993, FRENCH & GUGLIELMIN 2000, WRIGHT 2007), a může tudíž produkovat velké množství puklých zrn a lasturnatých zlomových struktur, přičemž podoba těchto deformací se mezi glaciálním a periglaciálním prostředím příliš neliší (WORONKO 2012).



Obrázek 19: Ilustrační foto vzniku kamenného moře mrazovým tříštěním křemencových hornin a transportem úlomků působením gravitace. Rokle Isokuru, Národní park Pyhä-Luosto, Finsko (RÖNTY 2013)

3.3 Kamenná moře jako svahové sedimenty

Nejvýznamnější exogenní činitele způsobující rozrušování skalního podloží a následný odnos částic (klastů, příp. odplavení v roztoku) zahrnují vítr a vodu, včetně ledu, který se významnou měrou podílel na dnešní podobě krajiny kolem nás. Gravitační sílu lze podle MILLETA (2011) vnímat jako hlavní faktor ovlivňující exogenní činitele, jelikož transportní proces je přímou funkcí kinetické energie materiálu a zvětrávacích sil. V regionech s recentní kryonivální aktivitou vytváří cyklické zamrzání a tání (*freeze-thaw* – viz výše) volné puklinové vody jedinečné uložení. Studium těchto sedimentů má značný význam pro objasnění geneze reliéfu.

PENCK (1924) nazval usazeniny, které vznikají v průběhu vývoje reliéfu a jsou těsně spjaté s jednotlivými tvary, korelátními sedimenty. Svahové sedimenty jsou dle DEMKA (1988) korelátními sedimenty svahových erozně denudačních pochodů. Hlavním činitelem při vzniku svahových sedimentů je gravitace, která způsobuje pohyb zvětráním uvolněného materiálu směrem souhlasným se sklonem svahu (viz LOŽEK 1973). Svahoviny bývají podle LOŽKA (2008) v odborné literatuře opomíjeny a existuje jen málo jejich definic, přičemž většina z nich přímo zmiňuje gravitační sílu jako příčinu vzniku těchto forem. Svahové sedimenty se obvykle člení podle zrnitosti (kamenité, písčité, hlinité,...) a podle geneze (ronové, soliflukční, sesuvné,...) (viz např. GOODIE 2003).

DEMEK (1988) uvádí kamenná (balvanová) moře ve dvou různých kategoriích reliéfních forem. Jednak je řadí mezi kamenité zvětralininy, tedy typ zvětralinových pláští (tj. komplexu v různém stupni rozrušených hornin následkem zvětrání na kontaktu zemské kůry s atmosférou, hydrosférou, kryosférou, pedosférou a biogeosférou – DEMEK 1988, s. 184), jednak mezi kamenité svahové sedimenty, což jsou suťové pláště na svazích tvořených skalními horninami, přičemž suť mohou být různých rozměrů (DEMEK 1988, s. 217). Aby se však v obou případech dalo hovořit o „kamenném moři“, musí být splněna podmínka o pokrytí více než 50 % povrchu kamenitými zvětralinami / úlomky (viz DEMEK 1988). Tato podmínka je splněna v případě obou zkoumaných volně-blokových akumulací v této práci, je tedy oprávněné o nich hovořit jako o kamenných mořích.

V místech, kde dochází k mrazovému tříštění, se podle POTTSE (1970) na relativně plochem povrchu vytvoří kamenné moře, kdežto na strmých svazích s přítomnými skalními výchozy může dojít k tvorbě osypů až rozsáhlých, vytříděných suťových polí.

Termín *block field* (blokové pole, příp. *stone field* – kamenné pole) je definován jako povrchová vrstva hranatých úlomků hornin, vytvořená buď v současných nebo pleistocénních periglaciálních prostředích (FRENCH 1976, WASHBURN 1979; HARRIS et al. 1988). Podle BOELHOUWERSE (2004) jsou horniny i dnes náchylnější k mrazovému zvětrávání v místech, kde v chladných obdobích kvartéru panovaly periglaciální podmínky. Nomenklatura volných kamenných akumulací je velmi nejednotná, v českém prostředí je navíc tato nejistota umocněna hledáním vhodného odpovídajícího slovního spojení. Vzhledem k přímé návaznosti na předchozí výzkumy považují za nutné držet se stejné terminologie jako v BP (KRŇÁK 2014). Označení suťové pole je tedy vnímáno jako rovno pojmům osyp a alochtonní kamenné moře (viz DEMEK 1988, VÍTEK 1997). Se spojením „kamenné moře“ tato práce pracuje podle výše uvedené obecné definice (DEMEK 1988), jež v sobě zahrnuje i suťová pole (alochtonní kamenná moře) a odpovídá univerzálnějšímu termínu volně-bloková akumulace.

Termín kamenné moře je nejspíš inspirován německým *felsenmeer*, což je slovo někdy používané i v anglicky psaných článcích (např. MARQUETTE et al. 2004). GOODFELLOW (2012) považuje zvětralinové pláště (např. PAASCHE et al. 2006) a detritus na vrcholcích hor (např. BALLANTYNE 1998) za synonyma k anglickému *blockfields* (viz výše), což je patrně nejčastěji používaný název těchto forem. Tyto formy byly též nazývány jako *blockmeer* (bloková moře), nebo i *boulder fields*¹ (viz WHITE 1976b). HARRIS et al. (1988) užívání pojmů *boulder field*, *felsenmeer* a *blockmeer* nedoporučují.

Nejen jejich hodnota, ale i vzájemný vztah všech zkoumaných charakteristik v rámci makrogranulometrické analýzy (tedy velikosti, tvaru, orientace a sklonu klastů – kap. 4.3, 5.3) může mnohé napovědět o intenzitě přírodních sil a procesů (např. svahových pochodů) na vzorek působících a tím mít i nemalou vypovídající hodnotu o původu a vývoji celé zkoumané reliéfní formy.

Textura kamenných úlomků v suťovém poli, jehož vznik byl vyvolán mrazovým zvětráváním, je podle SASSE a KRAUTBLATTERA (2007) ovlivňována dvěma externími klimatickými faktory: kvantitou a frekvencí silných letních lijáků a počtem regelačních cyklů. V Norsku se například intenzita mrazem indukovaného skalního řízení zvýšila až sedmkrát během malé doby ledové (McCARROLL, SHAKESBY & MATTHEWS 1998, 2001), díky vyšší frekvenci podmínek, umožňujících cyklické tuhnutí a tání vody. Aktivita mrazového zvětrávání je průkazně vázána na počet efektivních regelačních cyklů (viz např. MATSUOKA 1990, SASS 1998), jejichž frekvence

¹ odpovídá českému balvanová pole – toto označení není vhodné

se snížila i od malé doby ledové (viz HAUER 1950). Četnost prudkých dešťů se naopak zvýšila, podle Německé meteorologické služby (DEUTSCHER WETTERDIENST 2001) více než dvakrát. SASS a KRAUTBLATTER (2007) očekávají, že takové klimatické fluktuace povedou k oscilacím mezi dvěma stavy stabilní rovnováhy¹. Chladnější období, jako malá doba ledová, umožňují zvýšenou aktivitu mrazového zvětrávání, čímž dochází k odštěpu větších kamenných úlomků.

Na mikroklimatické podmínky v dané lokalitě, které značně ovlivňují geomorfologii kamenných moří na svazích, má dle KRAFTA a MENTLÍKA (2004) vliv také orientace svahu vůči světovým stranám. Při analýze georeliéfu a určování geneze konkrétních útvarů ve vztahu k zvětrávání hornin je třeba věnovat pozornost geomorfologické poloze útvaru, například právě orientaci tvaru vůči světovým stranám (KRAFT & MENTLÍK 2004, s. 120). Mikroklimatické podmínky jsou často dávány v souvislost s erozním potenciálem, jenž může být na různých svazích odlišný, což vede k např. k formaci asymetrických údolí (např. THORNBURY 1969, CARSON & KIRBY 1972). Četné studie (viz LEE 1963, DARGIE 1987, OKE 1987, BADANO et al. 2005, aj.) buď explicitně, nebo implicitně říkají, že svahy orientované k rovníku jsou sušší a teplejší, svahy orientované k pólům jsou naopak chladné a vlhké, a poukazují též na vliv vegetace, která se může v závislosti na mikroklimatických podmínkách lišit. Tyto rozdíly jsou podle HOLLANDA a STEYNA (1975) největší ve středních zeměpisných šířkách. Vezmeme-li v úvahu tyto skutečnosti, není překvapující, že se mnozí výzkumníci snažili lépe objasnit vztah mezi orientací svahu vůči světovým stranám a jeho geomorfologií.

Několik studií (např. CARSON & KIRBY 1972 nebo TURKINGTON & PARADISE 2005) říká, že v podmínkách vlhkého klimatu probíhá eroze pomaleji na svazích orientovaných k pólům, což vede k jejich menšímu sklonu. PROSOVÁ a SEKÝRA (1961) rozdělují expozici svahů v Českém masivu na studenou (S, SV) a teplou (J, JZ), přičemž SV svahy jsou chladnější a vlhčí a denní amplituda teploty vzduchu je zde menší než na JZ svazích. Intenzita mrazového zvětrávání je ovlivněna četností regelačních cyklů, proto by se tyto pochody měly hypoteticky výrazněji destruktivně uplatňovat na svazích s teplou orientací (tedy J, JZ), kde dochází k častějším změnám teplot (oslunění přes den a ochlazení vyzařováním tepla v noci), oproti poměrně stálým (i když celkově nižším teplotním poměrům) na svazích s orientací chladnou (S, SV) (KRAFT & MENTLÍK 2004). Sklon svahů s teplou orientací je tak vlivem intenzivnějších svahových pochodů mírnější než u svahů s orientací chladnou (rozdílný sklon svahů vlivem jejich expozice byl například diskutován ve vrcholových partiích Šumavy – MENTLÍK 2001). Na

¹ *steady state*, více viz úvod BP (KRŇÁK 2014), příp. SUMMERFIELD (1991)

silikátových horninách severního Španělska byla pozorována vyšší aktivita na svazích orientovaných k V a SV (DUARTE & MARQUÍNEZ 2002).

Svahy s teplou orientací mají nižší sklon díky tomu, že svahové pochody a mrazové zvětrávání, způsobené četným střídáním teplot, zde probíhaly podstatně intenzivněji než na svazích s chladnou orientací (MENTLÍK 2004). V oblastech s nižší nadmořskou výškou je situace odlišná – na jaře rozmrzal permafrost, převládala geliflukce a svahy mají nižší sklony, ve vyšších nadmořských výškách permafrost naopak nerozmrzal a sklon zůstal zakonzervován nebo byl ještě zvyšován termoabrazí potoků (MENTLÍK 2017). ZEMANOVÁ (2005) ovšem dodává, že při hodnocení vlivu studené expozice svahů na vznik a vývoj kryogenních destrukčních tvarů reliéfu libovolné oblasti je potřeba zohlednit i celkovou konfiguraci terénu v území, zastoupení různě exponovaných svahů a selektivní charakter působení exogenních geomorfologických činitelů v místech narušených puklinovým systémem, při změně litologických podmínek apod. Také převládající směr větru, který přináší srážky, je nutné brát v potaz.

Kamenná moře se hojně vyskytují zejména v arktických a alpinských oblastech celého světa. Podle REA et al. (1996) se typicky jedná o akumulace zvětralé horniny *in situ* – velké bloky na povrchu často kryjí jemnější materiál pod nimi. Předpokládá se, že se autochtonní bloková pole mohou vyvinout relativně rychle, pomocí mrazového zvětrávání skalního podloží, které bylo odhaleno od posledního zalednění, což znamená, že jsou tyto formy maximálně deset tisíc let staré (SVENONIOUS 1909, HÖGBOM 1914, LUNDQVIST 1948, DAHL 1966). Podle MENTLÍKA (2017) však mohly být i nad trimline a některé jsou mnohem starší. Tam, kde se kamenná akumulace vytvořila přinesením materiálu z vyšších poloh, mluvíme o alochtonních kamenných mořích (tedy suťových polích, osypech – viz KRŇÁK 2014, kap. 2).

Suťové osypy jsou většinou tvořeny akumulací kamenných klastů pod skalním výchozem, tedy zejména pomocí rychlých svahových pochodů, jako je skalní řízení nebo opadávání úlomků, k němuž dochází v zájmovém území¹. WASHBURN (1973) je popisuje jako plošné akumulace sesutého horninového materiálu. Ačkoli se suťová pole nacházejí ve všech oblastech, kde dochází k rozpadu skalního výchozu a následné tvorbě kamenné akumulace, tyto reliéfní formy jsou obvyklé spíše pro horská až vysokohorská prostředí, kde panuje nebo v minulosti panovalo periglaciální či přímo glaciální prostředí. Vyšší výskyt těchto forem je zapříčiněn činností ledu (ne však glaciálního), který se zde významně podílel či podílí na

¹ Opadávání úlomků (*debris fall*) = náhlý pohyb úlomků volným pádem, následně válením a posouváním. Rychlostí je srovnatelné se skalním řícením, liší se však od něj proporciálně (DEMEK 1988, DIKAU 1996).

modelaci reliéfu. BALLANTYNE a HARRIS (1994) říkají, že efektivitu makrogelivace a rychlost odnosu bloků do nižších poloh zvýšilo ledovcové přemodelování údolí, díky vyššímu sklonu svahů. Také na strmých karových stěnách se kamenná moře nezřídka vyskytují.

Akumulace sutí na svazích probíhá nejrapidněji v rozmezí nadmořských výšek s nejvyšší frekvencí regelačních cyklů, tzv. *talus window* (viz HALES & ROERING 2005).

Na rozdíl od těch horských, většina kamenných moří v nižších nadmořských výškách v současnosti vykazuje nízké až žádné známky aktivity. Výzkumem sutí ve vrchovinách Velké Británie bylo například stanoveno (BALL 1966, RYDER & McCANN 1971, BALLANTYNE & ECKFORD 1984, BALLANTYNE & KIRKBRIDE 1987, HINCHLIFFE & BALLANTYNE 1999), že se téměř vždy jedná o relikty forem vzniklých v úplném závěru pleistocénu (cca 13–10 ka). Recentní akumulace úlomků je na nich zanedbatelná a jsou částečně nebo úplně zarostlá vegetací.

V blízkosti města Queenstown v Austrálii byly identifikovány reliéfní formy vzniklé mrazovým zvětráváním pouhých 150 m n. m. (SLEE 2015). Přirozeně se jedná o kamenné akumulace velmi malého rozsahu, které jsou aktivní pouze v krátkém období tvorby tenké vrstvy ledu. Naopak ve výškách nad 1000 m n. m. existují v Australských horách viditelně aktivní kamenná moře (*ibid.*). Na několika lokalitách s nízkou nadmořskou výškou v SV Tasmánii identifikovali kamenné akumulace gravitačně vytříděných hranáčů SHARPLES (1994) a MCINTOSH et al. (2009, 2012), přičemž jejich textura a morfologie je podobná sedimentům jinde popisovaným jako grézes litées (např. STEIJN et al. 1984, HANVEY & LEWIS 1991, GARDNER et al. 1991, BERTRAN & TEXIER 1999, EATON et al. 2003). SHARPLES (1995) zdokumentoval tory a lavicovitá suťová pole na Tasmánských horách, u nichž popsal výraznou asymetrii se strmými, stinnými JV svahy s vyšším počtem regelačních cyklů.

4 Metodika zpracování

4.1 Analýza reliéfu

Zhodnocení reliéfu v zájmovém území a v jeho okolí bylo v první řadě provedeno s pomocí digitálního modelu reliéfu 5. generace (DMR 5G), který byl vytvořen z dat pořízených Zeměměřickým úřadem metodou leteckého laserového skenování. Jedná se o tzv. LiDAR¹, což je aktivní metoda dálkového průzkumu Země (DPZ), kterou od metod pasivních odlišuje aktivní princip získávání dat vysíláním a přijímáním odražených laserových paprsků, díky němuž vytváří zařízení (typicky na palubě letadla) síť trojrozměrných bodů na Zemském povrchu.

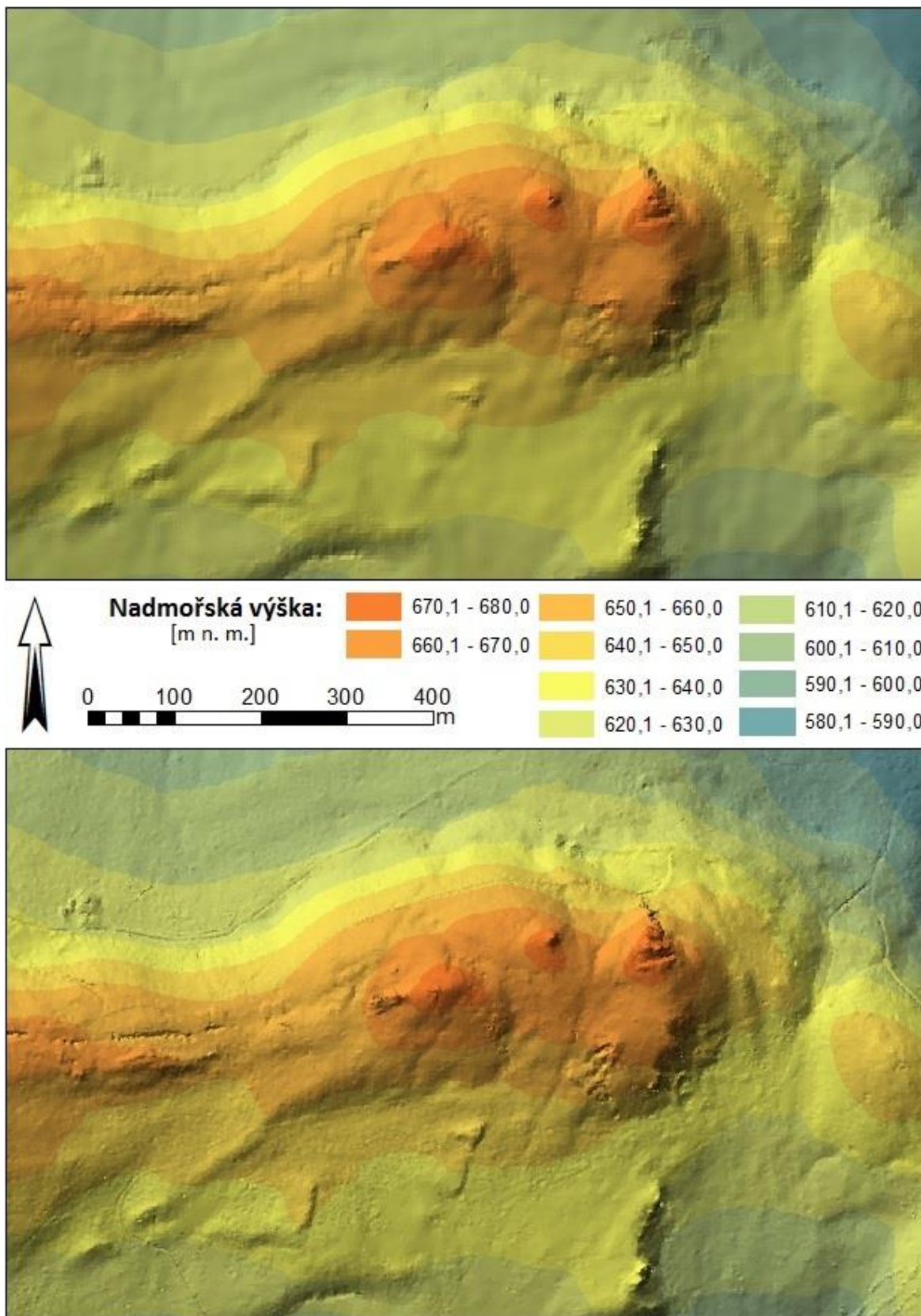
Pro letecké laserové snímkování není lesní kryt překážkou, je totiž možné odlišit laserové pulsy odražené od objektů na Zemském povrchu (vrcholky stromů, střechy, el. vedení, atd.), od posledního pulsu, který je obvykle odražen od povrchu terénu (viz DONEUS & BRIESE 2006). Podle BREJCHY (2013) nemusí na druhou stranu být posledním objektem, od něhož se paprsek odrazí, vlastní zemský povrch, nýbrž např. kmen stromu, hustý podrost, příp. i lesní zvěř.

V DMR lze často rozlišit zajímavé formy reliéfu snadněji než v terénu a podle DONEUSE a BRIESEHO (2011) je jeho výhodou především získání extenzivního záznamu o reliéfu za krátkou dobu a přijatelné náklady, který slouží jako podklad pro systematický průzkum zacílený na vyhledávání různých reliéfních struktur (nejen) v zalesněném terénu.

V souladu s rozvojem nových metod pro výzkum reliéfu byl DMR využit již v přechodném výzkumu (KRŇÁK 2014). LiDARová data byla v BP přínosem pro poznání širšího okolí zájmového území, pomohla při lokalizaci forem reliéfu v oblasti a poskytla také základ pro morfometrickou charakteristiku (viz KRŇÁK 2014). Využit byl však DMR starší, tedy 4. generace, který zobrazuje reliéf v nižším rozlišení. DMR 4G představuje zobrazení zemského povrchu ve formě výšek diskrétních bodů v pravidelné síti (5 x 5 m) bodů o souřadnicích X, Y, H (kde H je nadmořská výška), s úplnou střední chybou výšky 0,3 m v odkrytém terénu a 1 m v zalesněném terénu (ČÚZK 2013b). V případě DMR 5G se úplná střední chyba výšky pohybuje od 0,18 m v odkrytém terénu do 0,3 m v zalesněném terénu a zemský povrch je v tomto modelu navíc zobrazen body v nepravidelné trojúhelníkové síti – TIN² (ČÚZK 2016). Rozdílná kvalita DMR 4. a 5. generace je dobře patrná z obrázku na následující straně (obr. 20).

¹ Akronym pro *Light Detection And Ranging*.

² *Triangulated Irregular Network* – viz KRŇÁK 2014, kap. 5.3 (více např. VOŽENÍLEK 2001).



Obrázek 20: Srovnání DMR 4G (nahore) a DMR 5G (dole) východní části hřbetu Radče (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2013a a 2015)

Stejně jako v případě BP byla i pro účely této práce data získána přímo od Českého úřadu zeměměřičského a katastrálního, který umožňuje zapůjčení vybraných dat studentům vysokých škol pro účely vyhotovení kvalifikační práce za poplatek 500 Kč za objednávku. Analýza reliéfu je v této práci prováděna s pomocí čtyř datových listů DMR 5G (ČÚZK 2015).

Zpracování dat probíhalo v programu ArcGIS 10.4.1 od firmy ESRI. Přirozeným prostředím pro ukládání výstupů geomorfologického výzkumu je podle MINÁRA a KUSANDOVÉ (1995) tzv. geomorfologický informační systém (GmIS)¹.

Podle JEDLIČKY (2009) spočívá základní funkčnost GmIS v podpoře sběru, ukládání a správy dat v geomorfologické databázi. GmIS může sloužit jako běžný GIS pro sběr a ukládání dat, avšak umožňuje i provádění dalších operací, vycházejících z prostorových vlastností daných forem široce využitelných ve fyzikogeografických výzkumech (MINÁR 2001, MINÁR et al. 2005). V případě geomorfologie se jedná zejména o geomorfologickou analýzu (MENTLÍK et al. 2006), JEDLIČKA (2009) zmiňuje např. nástroje pro podporu terénního mapování a jeho zpracování, výpočty morfometrických charakteristik či tvorbu digitálního modelu reliéfu.

Při zpracovávání této práce byly reliéfní formy analyzovány v počítačovém prostředí a zároveň důkladně lokalizovány a vymezeny v terénu (této verifikaci se někdy říká „*ground-thruthing*“) použitím GPS přijímače (Garmin Dakota 10), do jehož paměti byly nahrávány souřadnice zájmových tvarů reliéfu. Souběžně byla také prováděna fotodokumentace a záznam dalších údajů, případně předběžných poznámek či zjištěných skutečností.

Výsledným produktem zde popisované metodiky je jednoduchý GmIS pro zájmové území, který je prezentován v analytické části práce (kap. 5.1). Kromě přehledné geomorfologické mapy a podrobných plánů zkoumaných území obsahuje i výstupy práce s vybranými morfometrickými charakteristikami (mapy sklonu svahů a jejich orientace vůči světovým stranám)² a další digitální, prostorové vizualizace reliéfu. Vytvořený GmIS integruje také grafické zobrazení průběhu profilů pro další výzkumné metody, jimiž byly analyzovány konkrétní formy reliéfu (viz dále).

V okolí hřbetu Radče byly navíc díky DMR vytipovány lokality geomorfologického zájmu, které po vyexportování do formátu *.gpx a nahrání do GPS přijímače následně během pochůzek v terénu skutečně umožnily objev dalších zajímavých forem reliéfu (příl. 19 a 20).

¹ Teorii tvorby GmIS a geomorfologického mapování se věnuje kap. 5.2 v BP (KRŇÁK 2014). Více viz MINÁR (1996), MINÁR et al. (2005), MENTLÍK (2002, 2003, 2006), MENTLÍK et al. (2006), MINÁR & EVANS (2006), aj.

² Postup tvorby morfometrických map je obdobný jako v BP (KRŇÁK 2014), pro jeho popis viz např. CIMPELOVÁ (2009, 2011), STACKE (2008) nebo KAPROVÁ (2013)

4.2 Geofyzikální metody

Geofyzikální metody průzkumu tvoří velmi rozsáhlý komplex různých metod a jejich modifikací (DURAS et al. 2005). Smysl geofyzikálních metod spočívá ve zjištění podpovrchových charakteristik horninového prostředí pomocí měření prováděných na povrchu (ZUMR et al. 2006, 2009). Geofyzika jako multidisciplinární věda využívá měření fyzikálních vlastností a matematické modelování. MACHÁČEK (2002) dělí geofyzikální metody do skupin podle fyzikální podstaty průzkumných polí, přičemž nejrozsáhlejší skupinu tvoří metody geoelektrické, které jsou postaveny na teoretických základech chování elektrického pole v různém prostředí (viz MACHÁČEK 2002). Jednotlivé techniky geofyzikálního průzkumu jsou aplikovány v širokém spektru oborů nejen ve vědách o Zemi. Tato práce využívá 2D profil, který byl vytvořen pomocí dále popisované geoelektrické metody.

4.2.1 ERT profilování

Zadání této práce počítá s lepší interpretací stávajícího ERT profilu, vytvořeného pro účely BP (KRŇÁK 2014). Tento profil byl tedy nově popsán, přičemž interpretace je inspirována kvalifikačními pracemi příbuzné tematiky (BOUDA 2011, CIMPELOVÁ 2011, MENTLÍK 2011, SEDLÁČEK P. 2015), s nimiž jsou také následně srovnány naměřené hodnoty. Metodika průzkumu užitím elektrické odporové tomografie¹ byla popsána v BP (KRŇÁK 2014, kap. 5.4.1), včetně průběhu ERT profilu, který byl veden tak, aby co nejlépe postihl kamenné moře na severním svahu (lokalita A). Linie profilu je vyznačena na mapách v GmIS (obr. 28 a 29). Elektrody byly uspořádány metodou „Wenner-Schlumberger“ (celková délka profilu 252 metrů, 64 elektrod v rozestupu 4 metrů), měření bylo konfigurováno systémem ARES.²

Během zpracování byla též s vedoucím práce diskutována možnost provedení dvou dalších ERT profilů na lokalitě B, jejichž průběh byl autorem dokonce připraven a vyznačen i v terénu na stromech modrými značkami sprejem, zapůjčeným od zaměstnance LČR. Nicméně, od dalších výzkumů touto metodou bylo nakonec v této práci upuštěno. V souladu se stanovenými cíli pracuje studie se stávajícím profilem, navíc je pak představen návrh průběhu dalších profilů na „jižním“ svahu, který je přiložen (viz příl. 17 a 18 – cf. obr. 28 a 29) pro možnost dalších návazných výzkumů.

¹ Zkratka ERT z angl. *electrical resistance (resistivity) tomography*.

² Pro podrobnější popis viz např. DUBEC 2014, příp. zde odkazované publikace.

4.3 Granulometrie

Kamenná akumulace složená z úlomků (oblázků, hranáčů, štěrku či písku), ale třeba i půda nebo jílovité horniny se skládají z minerálních a organických částic různých velikostí. Právě tyto „úločky“ jsou předmětem této metody, jelikož mají měřitelné morfometrické charakteristiky, které mají vztah k jejich vzniku a následným procesům.

V obecné rovině je granulometrie definována jako měření velikosti zrn (ALLABY & ALLABY 1999), proto se lze setkat i s pojmem „zrnitostní analýza“. Z geologického hlediska se pak jedná o měření velikosti částic kamenného sedimentu (PARKER 2003). Již RUKHIN (1947) popisuje granulometrii (či granulometrickou, případně mechanickou analýzu) jako soubor postupů pro stanovení granulometrického složení sypkých hornin, půd a umělých materiálů.

Základní vlastností každého sedimentu je jeho velikost, která nám může poskytnout informace o jeho původu a druhu transportu (PYE & BLOTT 2004). Při granulometrii dochází ke sledování strukturních znaků jednotlivých částic (BEZVODOVÁ et al. 1985).

Různé techniky granulometrie¹ lze rozdělit na nepřímé (prosévání) a přímé (manuální nebo optická). Prosévání je jednoduchá nepřímá metoda, která se běžně používá v inženýrské geologii (stavebnictví), ale také fluviální geomorfologii. Tato technika je v podstatě založena na separaci různě velkých zrn v materiálu prováděné pomocí „třídičů“ – zpravidla sady sít. Prosévat lze pouze malé částice (písek, štěrk) a to buď za sucha, nebo za mokra, obvykle použitím třesačky s několika sít. Tato metoda neměří žádný konkrétní rozměr částice (délka os – viz dále) a její výsledky jsou vysoce závislé na tvaru částic (FERNLUND et al. 2007).

Velikost klastů je možné kromě prosévání měřit i ručně. Různé použité vybavení však může v obou případech značně ovlivnit výsledky. Během prosévání se obvykle používají síta s čtvercovými dírami, ačkoli některé laboratoře používají síta s dírami kulatými. Pro manuální měření velikosti částic se tradičně používají pravítka či jiná měřidla (viz dále).

4.3.1 Makrogranulometrická analýza

K interpretaci geomorfologických procesů a také k určování transportní vzdálenosti částic v nezpevněném sedimentu (např. till, fluviální či marinní sediment, nebo koluvium) se často používají dva základní ukazatele – velikost a tvar klastů. Obě tyto vlastnosti kamenných úlomků mají například také vliv na propustnost a tření uvnitř celé reliéfní formy, což jsou

¹ složenina latinského *granulum* = zrno a řeckého *-metria* = měření

důležité faktory pro stanovení stability či aktivity materiálu na svahu. V této souvislosti není bez zajímavosti, že analýza velikosti a tvaru částic je mimo jiné důležitým faktorem při výběru vhodného kameniva do asfaltových a betonových konstrukcí.

Makrogranulometrie¹ se týká analýzy větších úlomků, přičemž podle BUNTEHO a ABTA (2001) může být zkoumána pouze povrchová vrstva klastů o mocnosti jedné částice. V terénním výzkumu se podle této obecně platné metodiky obvykle měří částice větší než 2 mm. Z hlediska reprezentativnosti je poté nutné měřit nejméně 50 klastů v daném profilu (HUBBARD & GLASSER 2005), lze ovšem konstatovat, že počet vzorků analyzovaných přímou metodou bývá malý (obvykle do cca 100 vzorků).

Metodu dobře popsal již WOLMAN (1954) a s menšími zdokonaleními byla použita již pro účely bakalářské práce (KRŇÁK 2014), na níž tato práce úzce navazuje.

Použitá metodika tedy odpovídá jednak předchozímu výzkumu (KRŇÁK 2014), jednak metodice užití Pavlem SEDLÁČEKEM (2015), jehož bakalářská práce popisuje metodiku při makrogranulometrickém výzkumu.

Z různých postupů bylo opět zvoleno a použito tzv. měření v linii². Stěžejním předpokladem pro získání relevantních dat je stanovení intervalu, v němž jsou vzorky vybírány.

U každého vzorku byla flexibilním měřidlem (průhledným pravítkem, příp. krejčovským metrem) změřena velikost ve třech základních osách, dále pak orientace a sklon (viz dále). Chyba měření by neměla přesáhnout jednotky milimetrů. Pro srovnání v práci SEDLÁČKA (2015) byly například jednotlivé klasty měřeny pomocí rolovacího metru s přesností na jeden centimetr (vzorky jsou ovšem mnohem větších rozměrů – kap. 6.2).

Manuální postupy, například za použití měřidla, jsou bohužel (oproti např. prosévání) časově náročné a náchylné k chybám lidského faktoru. V kamenném moři je bezpodmínečně nutné se pohybovat s maximální obezřetností, a proto je praktická práce v terénu dosti namáhavá. Například SEDLÁČEK (2015) uvádí, že vytvoření jednoho přes 300 metrů dlouhého profilu je v těchto podmínkách pro jednoho člověka poměrně vyčerpávající záležitostí, která vyžaduje minimálně tři dny strávené v terénu.

Metoda výběru vzorků pro makrogranulometrickou analýzu včetně výčtu možných rizik byla již podrobně popsána v bakalářské práci (KRŇÁK 2014, kap. 5.5) a proto považuji za nutné

¹ Složenina řeckého *makros* = dlouhý, velký + granulometrie (viz výše).

² Více viz KRŇÁK 2014, příp. ŠKARPICH et al. 2010.

zde akcentovat snad jen riziko subjektivního ovlivnění výběru vzorků samotným výzkumníkem, které by mohlo způsobit nespolehlivé výsledky.

SEDLÁČEK (2015) uvádí, že při samotném měření v suťovém poli nezřídka docházelo k situacím (zvláště u několikametrových bloků), ve kterých byl člověk sváděn k tomu, aby změnil jednoduše určitelný pravidelný klast nacházející se poblíž, než aby složitě identifikoval klast neurčité velikosti a orientace přímo v dráze profilu. Pro dosažení relevantních výsledků je však nutné co nejvíce eliminovat pochybení na základě tohoto „lidského faktoru“ a striktně se držet plánované metodiky.

S ohledem na výše zmíněné byly tedy vybírány ty klasy, přes které bylo měřící pásmo bezprostředně napnuté. Tento přístup použil i SEDLÁČEK (2015) a odpovídá metodice tak, jak ji popisuje WOLMAN (1954).

Ačkoliv dříve analyzovaný podélný profil zkoumané akumulace na severním svahu Radče ukazuje na gravitační vytřídění úlomků zkoumaných makrogranulometrickou analýzou (viz graf 2 na s. 52 – KRŇÁK 2014), nebylo pomocí jediného profilu možné řádně otestovat danou hypotézu. Pokud by se např. čerstvé úlomky hromadily v prvních třech metrech, zjištěná data toto nemohla podchytit.

Před samotným vzorkováním byla v terénu nejprve vybrána vhodná místa měřených profilů. Linie byly uloženy do GPS a následovalo položení pásma, které slouží k odměřování přesných, pravidelných intervalů.

Kromě stávajícího podélného profilu (viz kap. 6.4 v BP – KRŇÁK 2014), který byl pro účely této práce označen jako A0, byla makrogranulometrická analýza kamenného moře na severním svahu doplněna o dva profily příčné (A1, A2), které byly vedeny vždy přibližně po konkrétní vrstevnici (667 a 659 m n. m.) kolmo na spádnici, aby postihly celou šíři zkoumané formy. Délka obou těchto profilů byla stanovena na 12,5 m. Vzhledem k tomu, že jsou profily kratší než A0, bylo nutné zvolit i menší interval vzorkování. Aby byla splněna podmínka minimálně 50 vzorků, interval byl shodně pro oba profily A1 i A2 zvolen 25 cm. S ohledem na velikost klastů byl jako další vzorek často vybírán takřka (nebo doslova) sousední „kámen“ a pokud by byl interval zvolen ještě kratší, měření by ztratilo smysl. Ve výjimečných případech bylo dokonce nutné vzorkovat druhý nejbližší klast hodnotě na pásmu, jelikož ten nejbližší byl již měřen jakožto vzorek předchozí (k tomu došlo jednou na profilu A2 a dvakrát na profilu B2). Proto musí být počet jednapadesáti vzorků v jednom profilu považován za dostatečný, byť je na hranici reprezentativnosti.

Na „jižním“ svahu (lokalita B) byl pro vzorkování taktéž stanoven jeden profil podélný (B0) a dva příčné (B1 a B2). Vertikální profil B0 měří 40 m. Horizontální profil B1 má délku 20 m a B2 rovněž. Vedeny jsou po vrstevnici 658, respektive 645 m n. m. V profilu B0 byly klasty vzorkovány v intervalu 80 cm, v profilech B1 i B2 pak shodně 40 cm (linie profilů jsou přehledně zakresleny ve vytvořených plánech lokalit – obr. 29).

Profil	Délka [m]	Interval [cm]	Počet vzorků	Nadmořská výška [m n. m.]	Orientace (azimut)
A0 (Krňák 2014)	35	70	51	671 – 650	330°
A1	12,5	25	51	667	-
A2	12,5	25	51	658	-
B0	40	80	51	662 - 641	99°
B1	20	40	51	660	-
B2	20	40	51	646	-

Tabulka 1: Přehled profilů pro makrogranulometrickou analýzu

Celkem tedy bylo na všech šesti profilech změřeno 306 klastů. Jednotlivé hodnoty pro každý vzorek byly zapisovány do tabulky a následně pak zpracovávány výpočetní technikou.

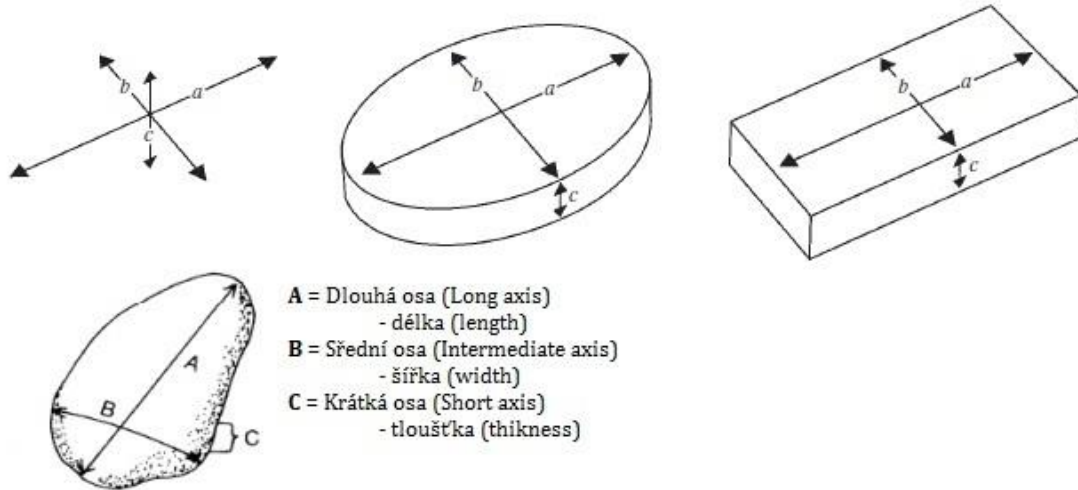
Velikosti úlomků a jejich tvary se v různých nekonsolidovaných sedimentech výrazně liší a to v závislosti na původu, minerálním složení, způsobu transportu a uložení. Velikost a tvar částice není snadné určit a proto existuje několik definic na základě různých metod měření.

U kulového objektu lze velikost jednoznačně kvantifikovat pomocí jeho průměru. Také jiné rovnoměrně tvarované předměty, jako jsou kostky či jiné pravidelné mnohostěny mohou být popsány pouze jedním rozměrem. V případě, že by částice v neztvrdnutém sedimentu byly všechny pravidelného tvaru, nevznikly by žádné problémy při určování jejich velikosti (PETTIJOHN 1984). Kamenné úlomky však bývají v sedimentech přirozeně velmi nepravidelné.

BUNTE a ABT (2001) uvádějí, že pro některé účely může být příhodnější použít jen jednu charakteristiku pro vyjádření velikosti klastu jako je např. délka střední osy (b). HUBBARD a GLASSER (2005) však uvádějí, že mnohem přesnější metodu pro zjištění tvaru a velikosti klastů představuje právě měření tří kolmých (ortogonálních) os.

Velikost částice je tedy často reprezentována třemi osami (délka, šířka a tloušťka), avšak tyto osy jsou definovány a měřeny různými způsoby. I jejich pojmenování je nejednotné.

Nejpoužívanější popis je patrně a, b a c (ZINGG 1935, KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938, WOLMAN 1954 a z mladších např. HUBBARD & GLASSER 2005, atd.) nebo L, I a S (*Long* = dlouhá, *Intermediate* = střední, *Short* = krátká - SNEED & FOLK 1958).



Obrázek 21: Schéma jednotlivých měřených os klastu.
Převzato z BP (KRŇÁK 2014 - upraveno dle WOLMAN 1954 a HUBBARD & GLASSER 2005)

Podmínka dodržení délek os by měla být dodržena spolu s podmínkou jejich vzájemné kolmosti, což lze však dodržet jen u částic, jejichž tvar je spíše eliptický. Naopak spíše rombické (kosočtverečné) částice nemohou splňovat obě tyto podmínky a výzkumník tak mnohdy může zůstat zmaten, zda klast identifikovat na základě absolutních délek os nebo na základě jejich vzájemné kolmosti. Tato nesrovnalost nejčastěji vzniká u určení os a nebo b, jelikož pozice a délka osy c bývá ve většině případů zřejmá (BUNTE & ABT 2001).

Kdykoliv se ve výzkumné lokalitě nacházejí kamenné bloky, je možné měřit jejich ortogonální osy a z těchto čísel pak počítat různé indexy zahrnující mimo jiné i poměry os (c:a, b:a) ukazující na zploštělost či protáhlost částice¹, příp. index „zploštělosti-protáhlosti“² či index kulatosti³. Některé studie pracují též s tzv. indexem tvaru klastu⁴, pro účely této práce se však jeví jako dostačující zobrazení tvarů klastů (včetně poměrů os) graficky (viz dále). Z hlediska relevance byl vybrán index velikosti klastu – *Dn* (*nominal diameter*), jehož výpočet vychází ze vztahu $Dn = (a \cdot b \cdot c)^{1/3}$, kde *a*, *b*, *c* jsou jednotlivé osy klastů (BUNTE & ABT 2001).

Tento index byl již použit pro předchozí výzkum a výsledné hodnoty tohoto ukazatele naznačují správnost hypotézy o recentnosti svahových pochodů, jelikož již na profilu A0 je

¹ *flatness and elongation ratios* (viz LUTTIG 1962)

² *Oblate Prolate index – OPI* (viz DOBKINS & FOLK 1970)

³ *maximum projection sphericity index - MPSI* (viz SNEED & FOLK 1958)

⁴ viz WADELL (1932), KRUMBEIN (1941), PYE & PYE (1943), SEDLÁČEK, P. (2015)

patrná zvyšující se tendence Dn (viz KRŇÁK 2014, kap. 6.4). Data byla opět převedena do spojnicových grafů, z nichž si lze vytvořit obraz o změnách velikosti úlomků s měnící se vzdáleností od horního okraje kamenné akumulace (v případě profilů A0 a B0) či o rozložení velikosti klastů v horizontální linii (profily A1, A2, B1 a B2). Grafy jsou prezentovány v analytické části práce (viz kap. 5.3).

S indexem velikosti klastu pracuje také SEDLÁČEK (2015). Porovnání zjištěných dat z obou blízkých lokalit s jiným geomorfologickým vývojem a také odlišnými horninami by mohlo přinést zajímavé výsledky (viz kap. 6.2).

Přestože neexistuje úmluva v názvosloví, tvar klastů může být popsán pomocí tří hlavních termínů (EVANS & BENN 2004). Podoba usazených částic souvisí s jejich tvarem (relativní délkou tří os), zaoblením (kulatostí či hranatostí) a texturou (BENN & BALLANTYNE 1993). Tyto charakteristiky jsou prostředkem pro rozlišování facií, jelikož poskytují vodítka o transportní historii sedimentu a charakteru sedimentačních prostředí.

Tvar částice je běžně vnímán bez ohledu na zaoblení a povrch vzorku. Odráží tedy hrubou morfologii částic (GOMEZ et al. 1988, EVANS & BENN 2004). Ta záleží na relativním rozměru klastu ve třech osách, a může být proto vyjádřena různými vztahy axiálních poměrů, podle nichž mohou být částice rozděleny do různých tříd.

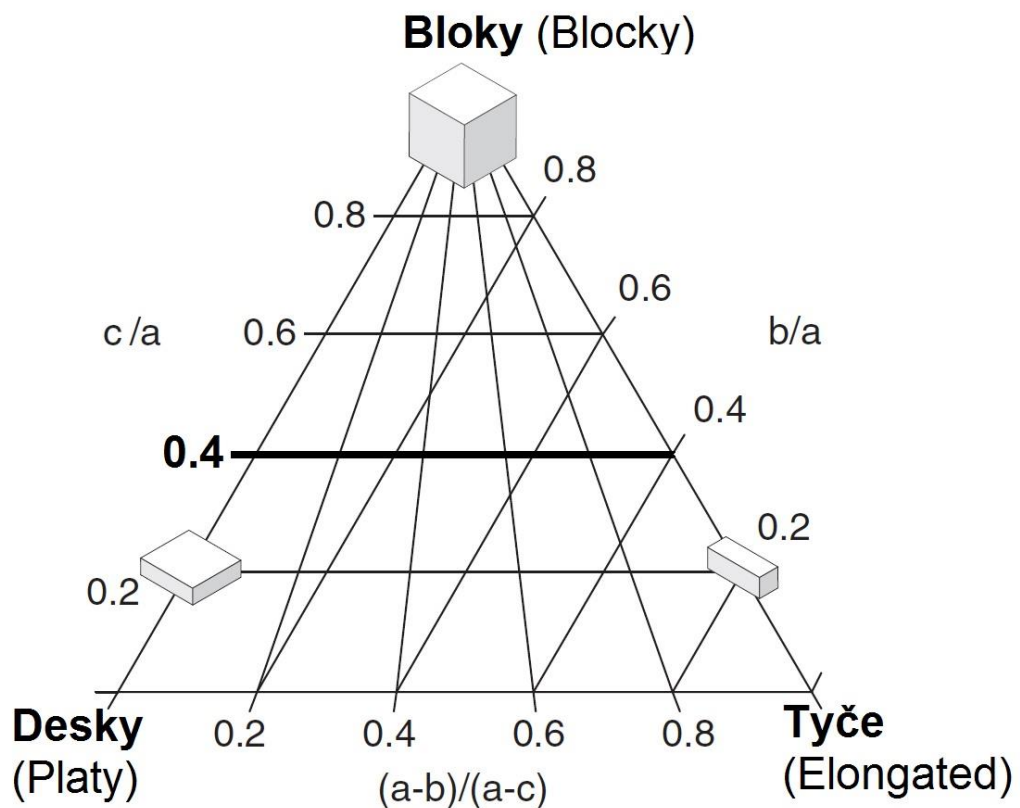
Terminologie těchto tříd taktéž není jednotná, a proto byla vytvořena přehledná tabulka s názvoslovím použitým ve vybraných studiích (tab. 2).

Poměr os	Zingg (1935)	Krumbein and Pettijohn (1938)	Sneed and Folk (1958)	Brewer (1964)	Bunte and Abt (2001)	Lukas et al. (2013)	Vlastní název (tato práce)
$a \approx b \approx c$	spherical	spherical	compact	equant	equant	blocky	bloky
$a \approx b > c$	flat	disk shaped	platy	oblate	-	platy	desky
$a > b \approx c$	columnar	rod-like	elongated	prolate	elongated	elongated	tyče
$a > b > c$	flat and columnar	bladed	bladed	bladed	bladed	-	čepele

Tabulka 2: Klasifikace tvarů částice a názvosloví dle různých autorů (vlastní zpracování na základě zdrojů uvedených v tabulce)

Pro výstižné zobrazení tvaru klastů jsou naměřená data nově také prezentována pomocí tzv. SNEED & FOLK (1958) diagramů, jejichž absence je jedním z nedostatků předcházejícího

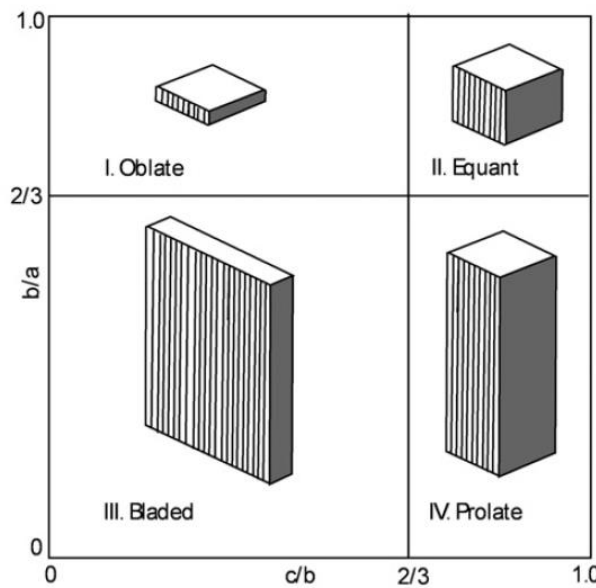
výzkumu. SNEED & FOLK (1958) diagram je způsob prezentace tvaru částic pomocí trojúhelníkového grafu, do kterého se zanesou poměry tří ortogonálních os částice (graf 1).



**Graf 1: Schématický SNEED & FOLK (1958) diagram
(upraveno dle LUKAS et al. 2013 - původní označení v závorkách)**

Tato metoda byla nejprve navržena SNEEDEM a FOLKEM (1958) a geometricky ekvivalentní diagramy byly poté prezentovány HOCKEYEM (1970) a BALLANTYNEM (1982). Oproti staršímu ZINGGOVU diagramu (1935), který je sice vhodnější pro rozlišování mezi určitými typy sedimentačního prostředí (HOWARD 1992), je SNEED & FOLK diagram jednodušší, přehlednější a také flexibilní a tudíž použitelný k analýze všech druhů klastů (HOCKEY 1970).

Zinggův diagram pracuje pouze s dvěma proměnnými (poměry os $c:a$ a $b:a$) a body představující jednotlivé klasty jsou v něm tedy znázorněny do obdélníkového prostoru mezi dvěma na sebe kolmými osami (viz graf 2), naproti tomu ve Sneed & Folk diagramu se každá částice promítne jako bod ležící v prostoru (kontinuu) mezi třemi vrcholy, které představují extrémní tvary klastů (viz graf 3).



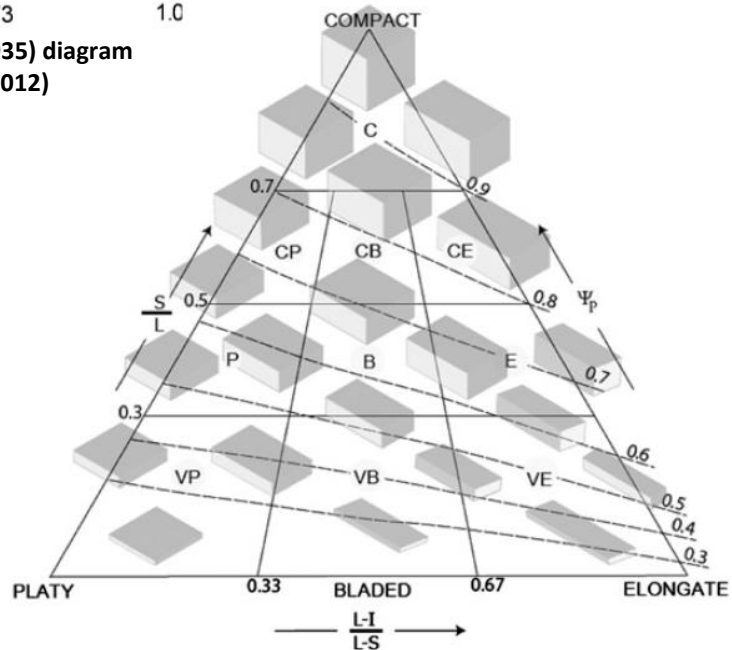
Graf 2: Zjednodušený ZINGGŮV (1935) diagram (převzato z TAFESSE et al. 2012)

Pokud by teoreticky byl poměr mezi třemi základními osami 1:1:1, jednalo by se v podstatě o kouli nebo krychli (v grafu 1 a tab. 2 „bloky“). V této třídě jsou klasty, jejichž všechny osy jsou přibližně stejně dlouhé. Druhou krajní variantou je hypotetický poměr os 1:1:0, který ale přirozeně v reálné situaci nemůže nastat. Blíží-li se velikost osy c nule, klast má zploštělý („placatý“) tvar - „desky“ (takto

v grafu 1 a tab. 2) či „pláty“. V této třídě jsou tedy velmi „tenké“ částice. Třetí vrchol pak představuje teoretický extrém 1:0:0, kdy délka hlavní osy výrazně převyšuje osy b a c. V této oblasti budou podlouhlé neboli protáhlé a úzké částice („tyče“).

Tento velmi přehledný graf si našel již mnoho příznivců mezi výzkumnými pracovníky, v první řadě

s glaciology (např. HART 1995, BENNETT et al. 1997, aj. – viz také kap. 6.2), kteří dokázali jeho užitečnost při rozlišování mezi sedimentem transportovaným pasivně a aktivně (došlo k jeho opracování). Diagramy našly použití v celé řadě dalších oborů (např. BERTRAN et al. 1997, VERRECCHIA et al. 1997, HIGGITT & ALLISON 1999,...), jelikož mají řadu výhod oproti alternativám. Nejvýraznější je ta, že poměry os se mění lineárně, což vede k rovnoměrnému rozložení bodů v celém diagramu, aniž by došlo k narušení tvaru grafu. Tyto grafy také vynikají srozumitelností a snadností konstrukce.



Graf 3: Původní SNEED & FOLK (1958) diagram pro klasifikaci tvaru klastů (L = length, I = intermediate axis (breadth), S = shortest axis (thickness), C = compact, CP = compact-platy, CB = compact-bladed, CE = compact-elongated, P = platy, B = bladed, E = elongated, VP = very platy, VB = very bladed, VE = very elongated)

Mnohé počítačové softwary (geologické i jiné) jsou schopné jednoduše vytvářet trojúhelníkové diagramy. Nicméně, osy v Sneed & Folk diagramu jsou uspořádány rozdílně od konvenčního trojúhelníkového diagramu, poněvadž použití poměrů pro jednotlivé strany trojúhelníků má za následek to, že součet proměnných (stran) se nerovná 1.

Z této skutečnosti vyplývá, že tyto diagramy nemohou být v počítačovém prostředí vytvořeny s použitím běžného softwaru. Za účelem konstrukce trojúhelníkového diagramu bylo (po vzoru SEDLÁČKA 2015) v této práci užito speciální rozšíření TRI-PLOT 1.4.2 (GRAHAM & MIDGLEY 2003), pro aplikaci Microsoft Excel vyvinuté GRAHAMEM a MIDGLEYM (2000), kteří jej poskytli k volnému užití pro akademické účely.¹ Program TRI-PLOT také umožňuje zobrazení linie, kde poměr c:a os je roven 0,4. Známary C40 index je velmi vhodným a často i klíčovým parametrem při rozlišování různých facií (BENN & BALLANTYNE 1994). C40 index je definován jako procento klastů s poměrem c:a $\leq 0,4$.

Tato linie je zvýrazněna kromě schématického Sneed & Folk diagramu (graf 1) také ve všech grafech prezentujících naměřená data z makrogranulometrických profilů (viz kap. 5.3). Vyznačený C40 index pak v diagramech umožňuje vhodně vizuálně interpretovat výsledky přímo z trojúhelníkového grafu. BENN a BALLANTYNE (1993, 1994) prokázali, že tento ukazatel je mocným nástrojem pro rozlišení „bloků“ od „desek“ nebo „tyčí“ (viz graf 1 a tab. 2).

Na hodnotu C40 indexu má vliv intenzita „opracování“ vzorků, tedy jejich transportní historie. Například pro morény je typický vysoký podíl pravidelných klastů nacházejících se v grafu nad C40 linií (viz např. GRAHAM & MIDGLEY 2000). Naopak body reprezentující vzorky s kratší transportní vzdáleností nebo vzniklé *in situ* by vzhledem ke své nepravidelnosti měly být zhruba rovnoměrně rozprostřeny po celé ploše grafu, tedy i pod C40 linií.

Trojúhelníkových SNEED & FOLK (1958) diagramů včetně vyznačené C40 linie bylo v této práci užito pro zobrazení tvaru klastů jako standardní metody (BENN & BALLANTYNE 1993, BENN 2004) a pro možnost srovnání s výsledky na Žďáru (SEDLÁČEK 2015).

Kromě měření tří ortogonálních os za účelem analýzy velikosti a tvaru částic byly u všech vzorkovaných křemencových úlomků měřeny také další dvě důležité veličiny, v souladu s předchozím výzkumem (KRŇÁK 2014) a prací SEDLÁČKA (2015). Pro studium vnitřního uspořádání zkoumaných akumulací byla tedy u každého klastu naměřena také jeho orientace (azimut v nejdelší ose, směr sklonu) a sklon (úhel mezi osou a rovinou zemského povrchu). Jiné směry (osy b a c) jsou závislé na směru a-osy a jsou zřídka měřeny (BERTRAN et al. 1997).

¹ I další programy pro vytváření Sneed & Folk diagramů jsou snadno dostupné. Např. TEEPLOTT – program pracující v prostředí Microsoft QuickBASIC od SWENSONA a WAAGA (1991).

Konečný výsledek uspořádání a-osy klastů do značné míry závisí na jejich velikosti a tvaru (DRAKE 1974, KJÆR & KRÜGER 1998, BERTRAN & LENOBLE 2002), přičemž určitou preferenci orientace lze vysledovat až u úlomků větších než cca 1,6 cm (LENOBLE & BERTRAN 2004) – 2 cm (KJÆR & KRÜGER 1998).

Pro určení orientace a sklonu částice musí být tedy bezpodmínečně nejdříve definována a-osa, která je následně měřena kompasem a sklonoměrem. Hodnoty byly stejně jako u prvního profilu (KRŇÁK 2014) naneseny na růžicové diagramy (směr, azimut) a také zobrazeny pomocí stereografické projekce (azimut a sklon – úhel „ponoru“).

Samotné měření orientace (směru) a sklonu (horizontální *gradient*, *plunge*) pomocí geologického kompasu¹ i následná grafická prezentace probíhaly pomocí téže metodologie jako při analýze profilu A0 (KRŇÁK 2014), kterou použil ve své práci také SEDLÁČEK (2015). Pracovní postup byl tedy již popsán pro účely předchozího výzkumu (KRŇÁK 2014, kap. 5.5.1) a proto zde nebude znovu podrobně rozváděn.

Pro nových pět makrogranulometrických profilů byly tedy také vytvořeny 2D a 3D grafy. Vytváření růžicových diagramů (*rose diagram*) se opět řídilo metodikou podle FIRPA, GUGLIELMINA a QUEIROLA (2006). Jedná se o efektivní kruhové histogramy rozdělené do intervalů po 10°, které mohou ukázat případnou preferenci v orientaci (azimutu) klastů.

Pro účinnou prezentaci orientace i sklonu vzorků byl použit trojrozměrný graf, *stereonet*, který užívá stereografickou projekci, kde se body zobrazí na polokouli (dolní hemisféru). Hodnota orientace a-osy (0-360°) je zanesena po směru hodinových ručiček na okraji diagramu. Sklon je zde vyjádřen vzdáleností bodu od okraje směrem ke středu grafu tak, že klasty se sklonem 0° jsou na hraně kružnice. Částice o sklonu 90° jsou naopak zaneseny do středu grafu (HUBBARD & GLASSER 2005).

Ke konstrukci obou diagramů (směrových růžic a stereonetů) byl nově zvolen program Visible Geology BETA (COCKETT 2016). Jednak z důvodu dostupnosti této aplikace, jednak po vzoru použití tohoto softwaru SEDLÁČEKEM (2015). Tento jednoduchý webový program byl v roce 2011 vyvinut studentem univerzity v Calgary jménem Rowan Cockett. Aplikace funguje přímo v internetovém prohlížeči a její největší výhodou je jednoznačně snadná ovladatelnost. Kromě například stereonetů umožňuje program vytváření i mnoha dalších prostorových grafů ve velmi interaktivním, trojrozměrném, virtuálním prostředí.

Výsledné grafy pro všechny profily jsou prezentovány a popsány v analytické části práce (viz kap. 5.3).

¹ Vybavení pro terénní výzkum zapůjčilo oddělení geověd.

4.4 Lichenometrie

Jednou z možných metod pro datování a výzkum stability suťových osypů je sledování růstu lišejníků a měření průměru jejich stélek. Lichenometrie je založena na znalosti vztahu mezi velikostí stélky lišejníku a jeho stářím. Jakmile je tento vztah stanoven, lze díky změřené velikosti stélky určit i dobu, před níž byl obnažen kamenný povrch. Lichenometrie je použitelná pro datování kamenných povrchů obnažených během posledních 500 let (INNES 1985, 1990), přičemž jiné, častěji užívané metody nemusí být pro tuto časovou periodu vhodné.

Metodologie v drtivé většině výzkumů stále vychází z původního BESCHELOVA (1950) přístupu. Tento přístup byl vybrán již pro předchozí výzkumy a je tudíž detailně popsán, společně s dalšími základními informacemi a využitými metodickými postupy v BP (KRŇÁK 2014, kap. 5.6.1).

BESCHEL (1950, 1957a, 1957b, 1961) jako první využil lišejníků ke studiu znečištění ovzduší a také k dataci ledovcových morén ve švýcarských a italských Alpách a jako první vyslovil hypotézu (na základě pozorování kamenných náhrobků a morénových balvanů známého stáří), že velikost stélky lišejníku indikuje dobu, kdy byl dotýčný kamenný povrch vystaven ovzduší. Od těch dob se vyvinulo několik technik lichenometrického výzkumu, lišících se zejména ve výběru druhu lišejníku pro datování, metod měření stélek a počtu vzorků. INNES (1990) vytvořil seznam druhů, které jsou díky svému nízkému tempu růstu vhodné pro lichenometrický výzkum. Zdaleka nejpoužívanějším rodem je však jednoznačně *Rhizocarpon*, česky též mapovník či prostě lišejník, který je charakteristický typickou zelenožlutou barvou a roste nejčastěji na silikátových horninách (na vápnitých horninách se hojně používá např. oranžově zbarvená *Xanthoria*). INNES (1990) také popsal různé techniky samotného měření velikosti stélek lišejníků a doporučil použít délku nejdélší osy (průměr) jako indikátor velikosti. Badatelé v oboru dnes nejčastěji používají právě tuto techniku.

Pro účely BP (KRŇÁK 2014) byl změřen a zaznamenán průměr 24 stélek ve výzkumné lokalitě A na kamenných úlomcích, větších blocích i skalních výchozech. Původním záměrem bylo vytvořit růstovou křivku pro mapovník zeměpisný¹ a následně ji aplikovat ve zkoumané lokalitě. Hřbitov u vesnice Těškov, cca 2,5 km od lokality výzkumu, se nabízel k získání dat pro tvorbu kalibrační lichenometrické křivky (viz kap. 4.4.1). V únoru 2014 zde byl změřen

¹ o použitých druzích lišejníků níže

průměr stélek 29 lišejníků. Hodnoty byly zaneseny do grafu, ve kterém byl průměr stélky vztažen k času. Data o vzorcích známé velikosti i věku se v grafu promítly jako body a těmi byla proložena regresní křivka (viz kap. 5.4.1). Později bylo zjištěno, že měřené lišejníky na Hřbitově náleží k druhu *misnička zední* a vymodelovanou křivku nebylo a není možno využít ke kalibraci tempa růstu druhu *mapovník zeměpisný*, k němuž náleží vzorky měřené v zájmovém území, a to ve výzkumných lokalitách A i B, kde byla lichenometrická analýza prováděna pro účely této práce.

Měření byly průměry největších stélek lišejníků na kamenných úlomcích, které byly vybrány jako vzorky pro makrogranulometrickou analýzu (kap. 4.3.1). Obě techniky byly tedy aplikovány současně a to tak, že byl-li kamenný klast porostlý lišejníky druhu *Rhizocarpon geographicum*, u nejstaršího jedince byl změřen průměr stélky stejným způsobem jako při předchozím výzkumu, aby výsledky bylo možné spolehlivě srovnat. V lokalitě B byl zaznamenán průměr 29 stélek lišejníků, většina z nich na vzorcích pro podélný profil makrogranulometrického měření (B0 – viz kap. 4.3.1, příp. obr. 29).

Druh měřených lišejníků s jistotou určil lichenolog Jan Vondrák¹ a nezávisle na něm později potvrdil také Ondřej Peksa².

Ani později nebyla nalezena žádná relevantní studie spolehlivě srovnávající rychlost růstu obou druhů, tudíž bylo nutno stanovit růstové tempo jinak.

Po uvážení všech informací uvedených v následující podkapitole byla diametrální rychlost růstu (DRR, viz dále) pro *mapovník zeměpisný* v zájmové lokalitě stanovena na **0,4** mm za rok (RRR 0,2 mm/rok, příp. nárůst průměru stélky lišejníku o 40 mm za 100 let – více v kap. 4.4.1). Díky této hodnotě je možné poměrně přesně stanovit stáří jednotlivých lišejníků, tedy i dobu, před níž došlo k obnažení kamenného povrchu, a to s maximální možnou odchylkou +/- 3 roky (zdůvodnění dále). Zjištěná data jsou prezentována v analytické části (kap. 5.4).

¹ Doc. Mgr. Jan Vondrák, Ph.D. vystudoval Přírodovědeckou fakultu Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích. Nyní je zaměstnán jako lichenolog v Botanickém ústavu AV ČR a na Fakultě životního prostředí ČZU v Praze. Zabývá se studiem evoluce, speciace a druhového konceptu u lišejníků.

² Mgr. Ondřej Peksa, Ph.D. vystudoval Přírodovědeckou fakultu Univerzity Karlovy. V dizertační práci se zaměřil na fotobionty. Nyní je zaměstnán jako kurátor sbírky lišejníků, mechorostů a hub Botanického oddělení Západočeského muzea v Plzni.



Obrázek 22: Misnička zední (hřbitov Těškov, duben 2015)

Misnička zední (*Lecanora muralis*¹) je saxikolním (epilitickým) druhem lišejníku z rodu *Lecanora*, čeledi *Lecanoraceae* (mísničkovité), řádu *Lecanorales* (mísničkotvaré), třídy *Lecanoromycetes*, což je největší třída lišejníkových hub, do níž se řadí i řád *Rhizocarpales* se dvěma čeleděmi: *Catillariaceae* (terčovitkovité) a *Rhizocarpaceae*

(mapovníkovité), kam patří i rod *Rhizocarpon* (mapovník).

V tomto početném rodu je známo přes 80 druhů. Mapovník zeměpisný (též lišejník zeměpisný, *Rhizocarpon geographicum*²) je druhem nejčastěji používaným v lichenometrii. Roste spíše v horských oblastech s čistým vzduchem. Misnička zední je naopak velmi četným lišejníkem i v nížinách mírného klimatu, kde roste jak na přirozených skalních výchozech, tak i na kamenném povrchu zdí a jiných lidských staveb. Fotobiontem jsou různé zelené řasy. Misničky i mapovníky patří do skupiny lišejníků s korovitou stélkou (*thallus*, více viz KRŇÁK 2014, kap. 5.6.1). Tento typ stélky je velmi plochý, což právě tyto rody, mezi jinými faktory, činí vhodné k lichenometrickému měření. Rozrůstají se totiž v podstatě jen v dvojrozměrném prostoru. (volně podle DOBSON 1979, ERIKSSON & WINKA 1997, ZICHA 2005 a LÜTTGE 2013).



Obrázek 23: Mapovník zeměpisný (Radeč - KRŇÁK 2014)

¹ Podle taxonomické klasifikace J. C. D. von Schrebera. Mezi další vědecká synonyma patří např. *L. diffracta*, *L. saxicola*, *Lichen versicolor* nebo *Lobaria muralis*. Existuje také několik poddruhů a variet.

² Podle taxonomické klasifikace C. Linného. Mezi další vědecká synonyma patří např. *R. frigidum*, *R. diabasicum*, *Lichen geographicus*, *Leproncus geographicus* nebo *Lecidea geographica*.

Kolonie žlutozelených lišejníků s tmavým pásem výtrusů na okraji vytvářejí dojem mapy – odtud název.

4.4.1 Růstové tempo lišejníků

Kvantifikace vztahu mezi litologií a klimatickými podmínkami na jedné straně a druhem lišejníku a jeho tempem růstu na straně druhé je základním principem lichenometrie.

Relativní stáří kamenných povrchů lze stanovit na základě rozsahu lišejníkového pokryvu. Pro určení absolutního stáří je nutné znát či vymodelovat kalibrační lichenometrickou křivku, která představuje grafické vyjádření funkčního vztahu mezi maximálním průměrem stélky lišejníku a jeho věkem, přičemž obě hodnoty se nanesou na vzájemně kolmé osy.

Vytvoření kalibrační křivky pro mapovník zeměpisný v zájmové lokalitě bylo vyhodnoceno jako neproveditelné, protože na objektech známého stáří v blízkém okolí se tento druh nevyskytuje natolik hojně, aby mohla být růstová křivka spolehlivě vymodelována pomocí dostatečného množství dat, tak jako tomu bylo v případě tvorby růstové křivky pro misničku zední (viz výše).

Není však nutné kalibrovat růstové tempo pro každou jednu výzkumnou lokalitu, a pokud již bylo stanoveno v nějaké geograficky blízké oblasti se srovnatelnými klimatickými podmínkami, je možné na základě kritického zhodnocení těchto výzkumů tempo růstu na vlastní lokalitě odhadnout s přijatelnou přesností.

V mnoha člancích geomorfologického zaměření z celého světa lze nalézt údaje o rychlosti růstu lišejníků (většinou v milimetrech za 100 let), mnohdy včetně růstových křivek. INNES (1990) a LOCKE et al. (1979) studovali růstové tempo více než 50 druhů lišejníků v různých klimatických podmínkách. Pro lichenometrické studie se někdy využívají druhy rostoucí pouze v určitých oblastech, většinou se však vědci spoléhají na osvědčené, hojně se vyskytující druhy s prakticky celosvětovým areálem rozšíření.

V Evropě byla rychlost růstu stélek zkoumána zejména v chladnějších oblastech, ať už z hlediska zeměpisné šířky či nadmořské výšky. V horách mírného pásma (Skandy, Alpy) se údaje pohybují zhruba mezi 20 – 50 mm / 100 let. S tím kontrastují podstatně nižší hodnoty v horách Sierra Nevada v Kalifornii, kde rychlost růstu dosahuje pouhých 10 mm / 100 let (viz tab. 3)¹.

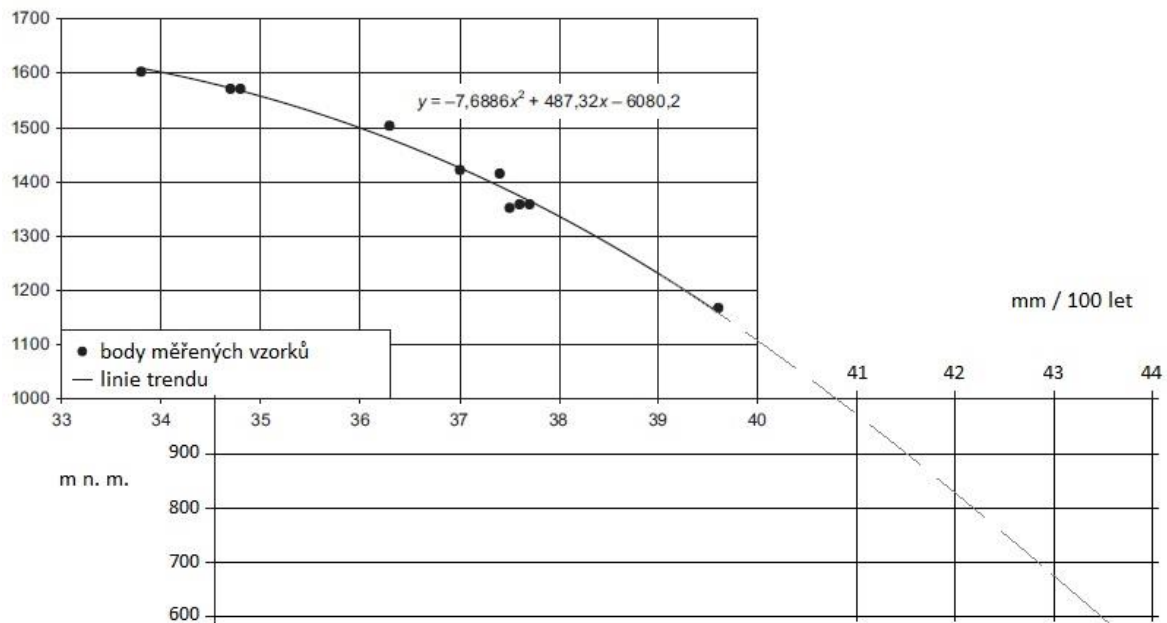
¹ ARMSTRONG & BRADWELL (2010) doporučují srovnávat tempo růstu pomocí radiální rychlosti růstu (RRR, v orig. RGR – *radial growth rate*). Zvětší-li se tedy průměr stélky o 40 mm za 100 let, RRR je 0,2.

Lokalita	Autor / autoři	Rok	Rod (druh) lišejníku	Radiální rychlost růstu (RRR) [mm/rok]	Poznámka (DDR = diam. rychlost růstu)
Aljaška	HAWORTH et al.	1986	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0 – 0,18	Opraveno z DDR
Špicberky	ROOF & WERNER	2011	<i>Rhizocarpon</i>	0,025 – 0,15	
Wales	ARMSTRONG	2006	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,03 – 0,94	
USA – Zlom San Andreas	BULL	1996	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,0475	Fáze stejnoměr. růstu, staré vzorky
Kanada - Labrador	ROGERSON et al.	1986	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,05 – 0,29	Opraveno z DDR
USA - Colorado	BENEDICT	1967	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,07	Opraveno z DDR
Grónsko	BESCHEL	1961	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,05 – 0,1	
Švýcarsko	PROCTOR	1983	<i>Rhizocarpon</i>	0,05 – 0,15	Opraveno z DDR
Peru - Andy	SOLOMINA et al.	2007	<i>Rhizocarpon</i>	0,075	
Baffinův ostrov	MILLER & ANDREWS	1972	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,075	Opraveno z DDR
Nový Zéland	LOWELL et al.	2005	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,075 – 0,1	Opraveno z DDR
Nový Zéland	BULL & BRANDON	1998	<i>Rhizocarpon</i>	0,083	
Island	BRADWELL & ARMSTRONG	2007	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,09 – 0,37 (0,32)	Podle fáze, opraveno z DDR
Skotsko	TOPHAM	1976	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,09 – 0,5	
Jižní Orkneje	HOOKER	1980	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,1	
USA – Kaskádové pohoří	ARMSTRONG	2005	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,1	
USA – Kaskádové pohoří	PORTER	1981	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,1 – 0,15	Opraveno z DDR
Grónsko	TEN BRINK	1973	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,1 – 0,2	
USA - Idaho	LEONARD & ROSENRETER	1994	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,1 – 0,21	
USA - Colorado	CARRARA & ANDREWS	1973	<i>Rhizocarpon (geographicum)</i>	0,15	Prvních 100 let růstu, opr. z DDR
Krkonoše (Polsko)	KĘDZIA	2011	<i>Rhizocarpon</i>	0,17 – 0,2	Cca – viz graf 4
Kanada - Britská Kolumbie	LAROCQUE & SMITH	2004	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,2	Opraveno z DDR
Grónsko	HANSEN	2008	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,2	
Indie	JOSHI, UPRETI, DAS, NAYAKA	2012	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,2	
USA - New Hampshire	HAUSMAN	1948	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,2 (0,4?)	Nejasné zda RRR či DDR
Tatry (Polsko)	KĘDZIA	2013	<i>Rhizocarpon</i>	0,15 – 0,21	Cca, podle nadm. výš., opr. z DDR
Tatry (Polsko)	KOTARBA	1988	<i>Rhizocarpon</i>	0,1625 - 0,1905	Podle nadm. výš., opraveno z DDR
Norsko	MATTHEWS & TRENBIRTH	2011	<i>Rhizocarpon</i>	0,2 0,5	Prům. vel. 84 mm Prům. vel. 30 mm
Karpaty – Slezské Beskydy (Polsko)	BAJGIER-KOWALSKA	1992, 2002	<i>Rhizocarpon</i>	0,198 – 0,214	Podle nadm. výš., opraveno z DDR
Antarktida - pobřeží	SANCHO & PINTADO	2004	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,25	Opraveno z DDR
Island	EVANS, D. J. A. et al.	1999	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,25 – 0,4	Dle množství srážek, opr. z DDR
Švédsko	DENTON & KARLÉN	1973	<i>Rhizocarpon</i>	0,29	
Ohňová země	SANCHO et al.	2011	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,315	Opraveno z DDR
Norsko	MATTHEWS	1994	<i>Rhizocarpon</i>	0,33	Opraveno z DDR

Norsko	TRENBIRTH & MATTHEWS	2010	<i>Rhizocarpon</i>	0,215 – 0,435	
Kanada – Britská Kolumbie	MCCARTHY	2003	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,26 – 0,41	
Čína	ZHU et al.	2013	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,625	Opr. z DRR, rychlá fáze (50-350 let)
Wales	WINCHESTER & CHAUJAR	2002	<i>Rhizocarpon (geo.)</i>	0,735 (0,67 – 0,81)	Opr. z DRR, 18 let do kolonizace
Wales	HAWKSWORTH & CHATER	1979	<i>Rhizocarpon (reductum)</i>	0 – 0,2	
Wales	ARMSTRONG	2005	<i>Rhizocarpon (reductum)</i>	0,31 - 2	
USA - Colorado	BENEDICT	2008	<i>Rhizocarpon (superficiale)</i>	0,006	
Anglie (Surrey)	BRIGHTMAN	1959	<i>Lecanora (muralis)</i>	1,1	
Anglie (Midlands)	SOWTER	1950	<i>Lecanora (muralis)</i>	1,25	
Finsko	HAKULINEN	1966	<i>Lecanora (muralis)</i>	1,3	
Anglie	WINCHESTER	1984	<i>Lecanora (muralis)</i>	2,14	
Anglie (Leeds)	SEAWARD	1976	<i>Lecanora (muralis)</i>	2,84 – 6,05	
Švýcarsko (kant. Graubünden)	FREY	1959	<i>Lecanora (alphoplaca)</i>	0,67 – 1,4	
Wales	HAWKSWORTH & CHATER	1979	<i>Lecanora (gangaleoides)</i>	0,1 – 0,7	
USA – Zlom San Andreas	BULL	1996	<i>Lecanora (sierrae)</i>	0,0945	
USA - Colorado	CARRARA & ANDREWS	1973	<i>Lecanora (thomsonii)</i>	0,73	Opraveno z DRR

Tabulka 3: Srovnání ročního radiálního nárůstu stélek mapovníků a misniček z vybraných studií. Seřazeno podle druhu a sekundárně podle přibližné rychlosti růstu.

Nejrelevantnější data pro tuto práci poskytly výsledky polských badatelů. V Polsku bylo tempo růstu stanoveno na 38,1 mm / 100 let pro velmi chladný pás (1550-1850 m n. m.) a 32,5 mm / 100 let pro mírně chladný pás (1850-2200 m n. m.) v Tatrách (KOTARBA 1988, 1989) a 42,8 mm / 100 let pro chladný pás (980-1390 m n. m.) a 39,6 mm / 100 let pro velmi chladný pás (1390-1650 m n. m.) ve Flyšových Karpatech, přesněji Slezských Beskydech (BAJGIER 1992) a Żywieckých Beskydech (BAJGIER-KOWALSKA 2002). Nejbližší lokalita, kde bylo stanoveno a publikováno tempo růstu pro *Rhizocarpon geographicum*, je v polské části Krkonoš, kde působí Stanisław KĘDZIA (2011, 2013a, 2013b). Extrapolujeme-li závislost nadmořské výšky a rychlosti růstu, dostaneme hodnotu 0,43, představující předpokládaný průměrný roční nárůst stélky lišejníku ve stejných nadmořských výškách jako leží zájmové území na Radči (viz graf 4). S tímto číslem je však nutné dále pracovat s ohledem na odlišné klimatické podmínky (viz níže).



Graf 4: Rychlost růstu *Rhizocarpon geographicum* na polské straně Krkonoš v závislosti na nadmořské výšce (upraveno podle KĚDZIA 2011 a 2013).

Z grafu a výše uvedených skutečností je patrný jednak obecně známý fakt, že s nižší teplotou klesá i fotosyntetická aktivita lišejníků a tím také produkce látek nezbytných pro růst a rozvoj organismu, ale hlavně skutečnost, že i při rozdílu nadmořské výšky v řádu stovek m se rychlost růstu liší o jednotky milimetrů za 100 let (při použití jednotky RRR se jedná o rozdíly v desítkách mikrometrů za rok). Tak malé hodnoty nehrají pro výzkum v rámci této práce roli a vzhledem k doplňující roli lichenometrického měření je určitá míra nepřesnosti přijatelná. Při rozdílu dvou milimetrů za sto let se nepřesnost v odhadu stáří lišejníku pohybuje kolem tří let pro větší lišejníky v zájmové lokalitě, pro mladší stélky je potenciální odchylka ještě menší.

Výše bylo uvedeno, že tempo růstu stélek mapovníků ve Slezských Beskydech (v pásmu nadm. výšek mezi 980 a 1390 m n. m.) je 42,8 mm za 100 let (BAJGIER-KOWALSKA 2008). Průměrné roční teploty se v této oblasti pohybují mezi 2 a 4°C, ročně zde průměrně spadne 1590 mm srážek a sněhová pokrývka zde leží kolem 180 dní v roce (HESS 1965).

Oproti Slezským Beskydám panuje na Radči o něco teplejší a sušší klima. Roční teploty jsou v průměru o cca 3°C vyšší, hodnoty ročních srážek jsou zhruba poloviční. Sněhová pokrývka se tedy přirozeně vyskytuje podstatně kratší dobu a s mnohem menší mocností (viz kap. 2.2.1). Z uvedených rozdílů má na růst lišejníků jistě největší vliv přísun vláhy, jelikož data z celého světa ukazují evidentní korelaci mezi humiditou a tempem růstu, které je podstatně vyšší v oblastech s dostatkem srážek než v lokalitách s aridním klimatem (cf. tab. 3). Nižší dostupnost vláhy bude mít pravděpodobně za následek i o něco pomalejší tempo růstu

(viz dále), než výše zmíněných 0,43 mm za rok stanovených prodloužením kalibrační křivky v Krkonoších nebo cca 0,43 – 0,44 mm odpovídajících trendu ve Slezských Beskydech, rozdíl ovšem nebude výrazný a stanovený odhad diametrální rychlosti růstu byl proto zaokrouhlen na 0,4 mm za rok.

CALKIN a ELLIS (1980) vypočítali tempo růstu pro pět lokalit ležících poblíž severního polárního kruhu, z nichž zdaleka nejvyšších hodnot dosahují lišejníky ve Švédsku, což podává jasný důkaz o klíčové roli srážek vzhledem k rychlosti růstu lišejníků. Ta je však obecně ovlivněna orientací svahu, nadmořskou výškou, znečištěním ovzduší, stabilitou podloží, vegetačním pokryvem, rychlostí větru, intenzitou dopadajícího světla (příp. zastíněním), délkou vegetační periody, průměrnými teplotami, vlhkostí, bohatostí dostupných živin a také konkurenčními organismy (HALE 1973, NOLLER & LOCKE 2000). Tyto mikroklimatické podmínky, které určují tempo růstu, mohou být omezeny na malou lokalitu, nebo mohou být široce rozšířeny po velkých oblastech (viz JOSHI, UPRETI, DAS & NAYAKA 2012).

Zdá se, že růst lišejníků je méně závislý na množství srážek přibližně od hodnoty 450 mm/rok (SANCHO, GREEN & PINTADO 2007), avšak dosavadní databáze výzkumů této problematiky není ani zdaleka dostačující pro potvrzení této domněnky.

Důležitost dostupnosti vody pro růst lišejníků je patrná při porovnání různých rychlostí růstu v odlišných oblastech světa. Mapovník zeměpisný roste velmi rychle v mírném oceánském klimatu severní polokoule (McCARTHY 2003, ZHU et al. 2013), zejména na pobřeží Atlantského oceánu (EVANS, D. J. A et al. 1999, DENTON & KARLÉN 1973, TRENBIRTH & MATTHEWS 2010, WINCHESTER & CHAUJAR 2002). Vysokého růstového tempa však také dosahuje například na Antarktickém poloostrově (SANCHO & PINTADO 2004) a v Ohňové zemi (SANCHO et al. 2011).

Je pozoruhodné že, i pro relativně malou oblast jako je Island, byl prokázán silný vliv množství srážek na růstové tempo *Rhizocarpon geographicum* (EVANS, D. J. A. et al. 1999). LONGTON (1988) při výzkumu v polárních oblastech potvrdil negativní vliv kontinentality klimatu na růst lišejníků. Také studie fotosyntézy lišejníků prokázaly zásadní důležitost dostupnosti tekuté vody pro jejich růst (PANNEWITZ et al. 2003), i když bylo dokázáno, že lišejníky se dokáží hydratovat i při teplotách pod bodem mrazu, dokonce i ze sněhu (SCHROETER & SCHEIDEGGER 1995).

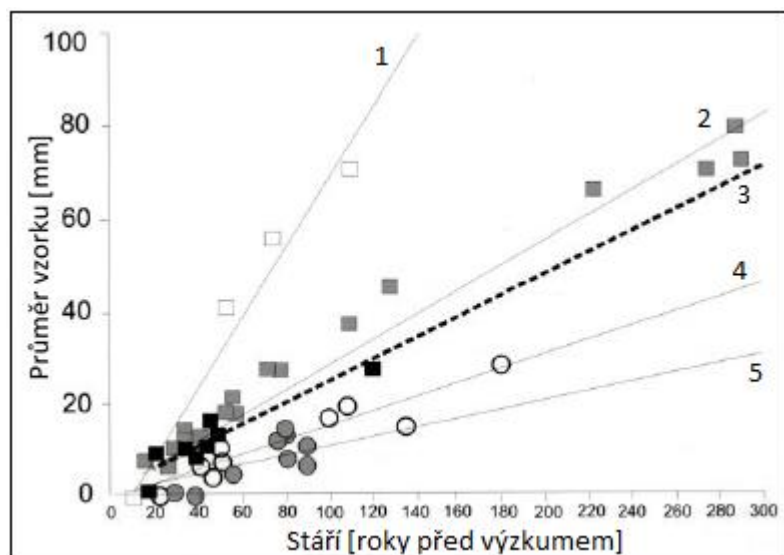
Diachronní měření lišejníků rodu *Rhizocarpon*, rostoucích na moréně v jižním Islandu (BRADWELL & ARMSTRON 2007) ukázalo, že existuje závislost mezi velikostí stélky a tempem růstu, které na této lokalitě rapidně roste u mladých lišejníků do 10 mm průměru stélky,

poté zůstává vysoké (cca 0,8 mm/rok) až do průměru 50 mm, načež se postupně zpomaluje. Růstová křivka vytvořená pro uvedený výzkum je podobná křivce vytvořené ARMSTRONGEM (1983) ve Walesu a připomíná parabolu. BRADWELL a ARMSTRONG (2007) vyslovili pochybnosti ohledně lichenometrických výzkumů, které pracují s konstantní rychlostí růstu.

BESCHEL (1950) identifikoval tři stádia vývoje lišejníku: mladé období, následované krátkou periodou rapidního růstu, pokračující až do období zralosti lišejníků, které je charakteristické pomalým růstem (tzv. „uniformní“ fáze – BULL 1996) a stárnutím organismu. Beschel však nevyločil ani možnost lineárního tempa růstu, při kterém není možné výše zmíněné fáze rozlišit.

I jiné studie, zejména ty, které pracovaly s velice starými lišejníky, až stovky let, potvrzují hypotézu o zpomalování tempa růstu, které se u některých autorů snižuje postupně s věkem organismu (např. DENTON & KARLÉN 1973), u jiných jsou naopak patrné dvě fáze růstu, přičemž pozvolný přechod mezi nimi je po zhruba 40 až 70 letech (LAROCQUE & SMITH 2004) nebo mnohem později, přibližně po 200 až 300 letech (CALKIN & ELLIS 1980). Poměrně dosti výzkumů pracuje s hypotézou první fázi zrychlujícího se tempa růstu, následovanou pomalým a lineárním růstem ve stáří lišejníků (BESCHEL 1973, WEBBER & ANDREWS 1973, ZHU 1996, O'NEAL & SCHOENENBERGER 2003, JOMELLI et al. 2008, GARIBOTTI & VILLALBA 2009).

V novějších výzkumech pracují vědci většinou s neměnným tempem růstu (v grafu 5 jsou všechny kalibrační křivky rovné linie), také proto, že jimi zkoumané lišejníky nedosahují často vyššího stáří než několika desítek let. Podoba této grafické reprezentace vztahu mezi velikostí lišejníku a časem se však může lišit podle výše zmíněných přístupů k růstovému tempu. Kromě polopřímky, značící přímou úměru,

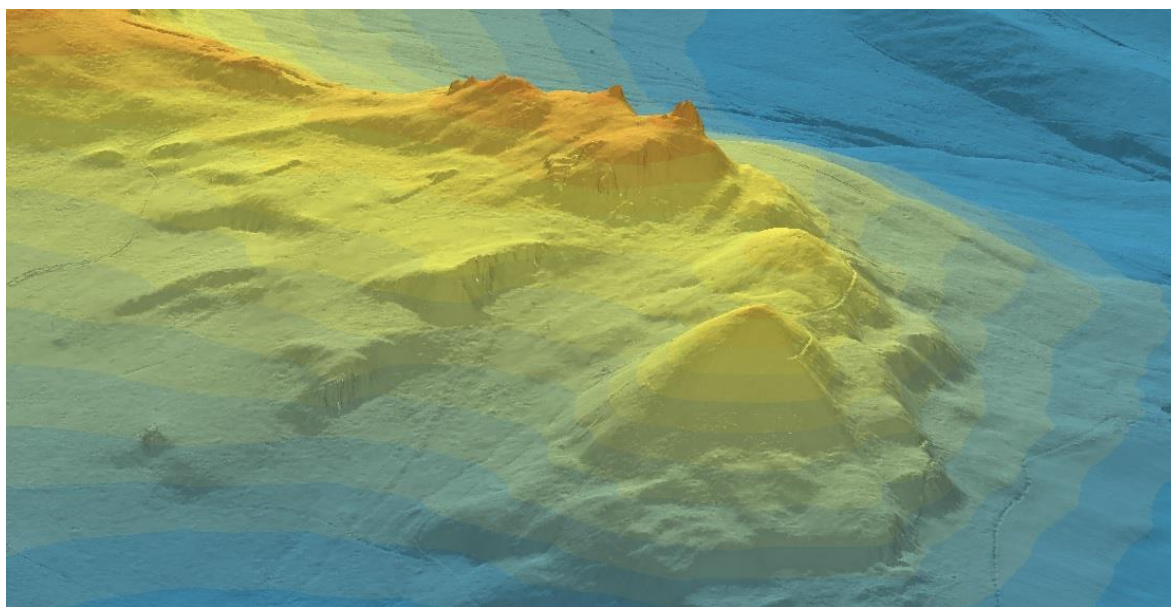


Graf 5: Růstové křivky stélek lišejníků rodu *Rhizocarpon* pro různé subpolární oblasti (upraveno podle SOLOMINA, IVANOV & BRADWELL 2010 a TRENIRTH 2010).
1 (bílé čtverce) = jižní Norsko (BICKERTON & MATTHEWS 1992)
2 (šedé čtverce) = severní Švédsko (KARLÉN & DENTON 1975)
3 (černé čtverce) = polární Ural (SOLOMINA et al. 2010)
4 (bílé kruhy) = jižní Aljaška (DENTON & KARLÉN 1973)
5 (šedé kruhy) = Špicberky (WERNER 1990)

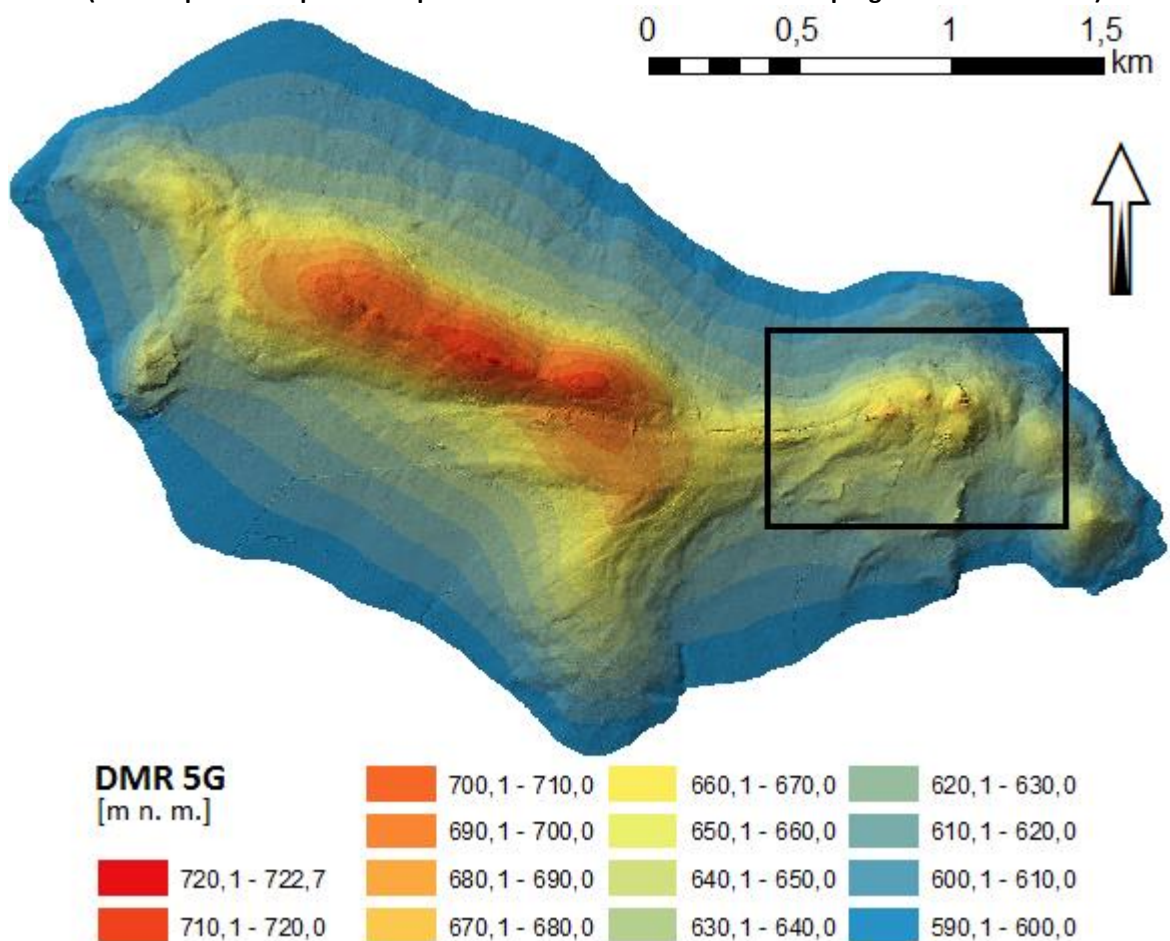
se můžeme setkat i s grafem podobným logaritmické funkci, případně mnoha dalšími křivkami. Ty jsou samozřejmě vždy vymodelovány jako křivky regresní, což znamená, že pomocí odhadu ukazují určitý trend vztahu mezi oběma veličinami. Za povšimnutí v grafu 5 možná ještě stojí okem patrný trend pozvolného zpomalování růstového tempa u několika starších vzorků výzkumu KARLÉNA a DENTONA (1975), který jako jediný oproti ostatním studiím v grafu zahrnul do měření starší lišejníky. Dříve vymodelovaná křivka na téže lokalitě (DENTON & KARLÉN 1973) navíc skutečně není rovná a připomíná spíše jakousi kuželosečku. Přechod do pomalejší fáze růstu po 200 až 300 letech koreluje se srovnávací lichenometrickou studií CALKINA a ELLISE (1980). O dalších faktorech, jež mohou přechodně zrychlit či zpomalit tempo růstu, je pojednáno v popisu vymodelované růstové křivky (kap. 5.4.1), případně jsou diskutovány v závěru výzkumné části práce (kap. 6.2).

5 Analytická část

5.1 GmIS



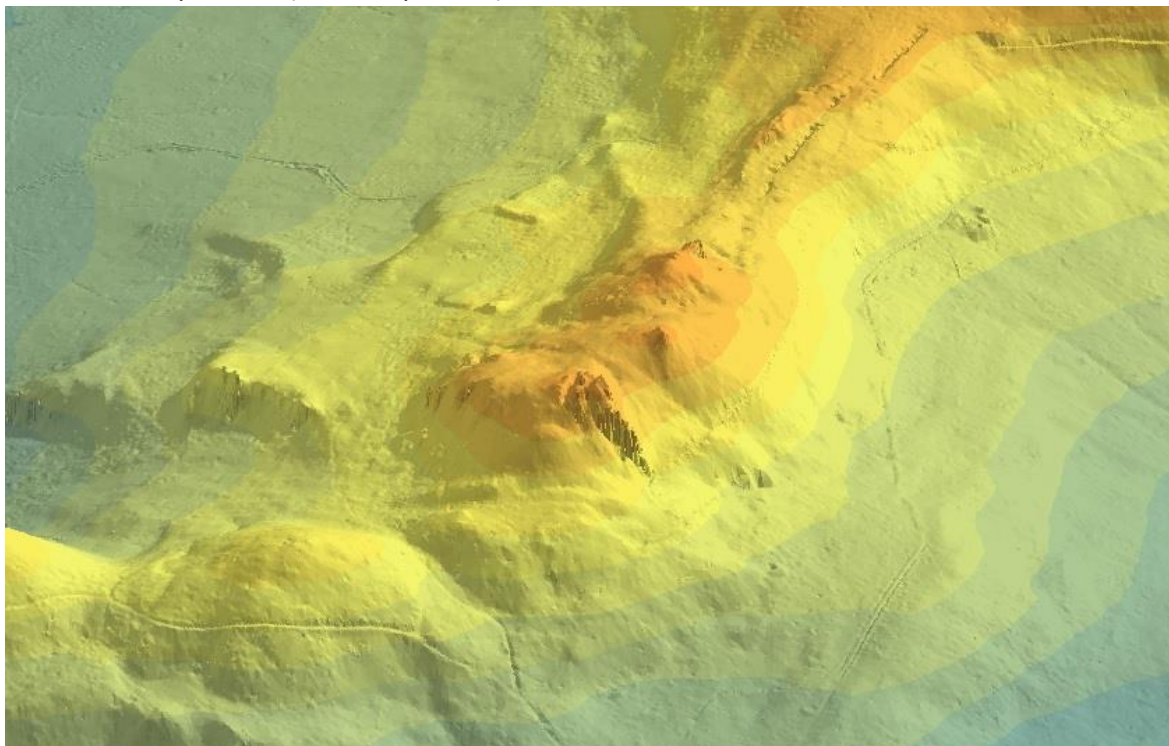
Obrázek 24: Pohled od JV na 3D model reliéfu východní části hřbetu Radče - převýšeno 2,5x (vlastní zpracování použitím aplikace ArcScene a dat z ČÚZK 2015 v programu ArcGIS 10.4.1)



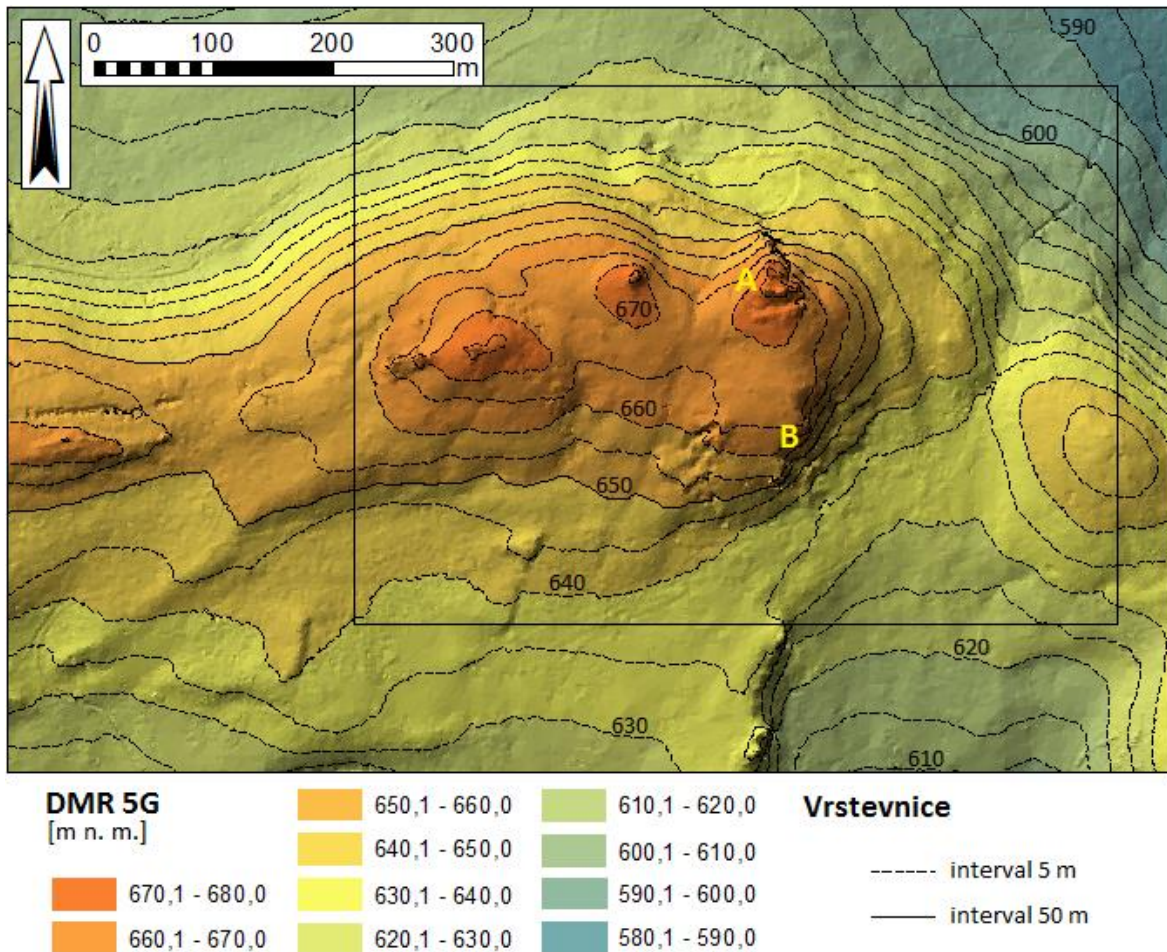
Obrázek 25: Celkový model reliéfu hřbetu Radče. Nadmořské výšky zobrazeny pomocí barevné hypsometrie. Území vymezeno vrstevnicí 590 m. Výřez - obr. 27. (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2015)

Geomorfologie hřbetu Radče je z celkového modelu reliéfu (obr. 25), vytvořeného z LiDARových snímků (viz kap. 4.1), mnohem lépe patrná než při přímém pozorování v terénu. Rozpoznání někdy nevýrazných forem reliéfu navíc často brání vegetace a nedostatečný odstup. Na digitálním modelu reliéfu jsou naopak dobře patrné základní rysy reliéfu Radče i některé zajímavé podrobnosti. Jižní svahy Radče jsou obecně mírnější a ve východní části jsou typické poměrně ostré přechody ve sklonu reliéfu. Tyto „schody“ či „stupně“ jsou s nejvyšší pravděpodobností podmíněny strukturně (viz kap. 3.1 a 6.2). Na DMR celého hřbetu (obr. 25) dále navazují podrobnější mapy stále větších měřítek sekvenčně seřazené tak, jako bychom přibližovali či „zoomovali“ na zájmové území (obr. 27-29).

Ačkoliv jsou pro tuto práci jen méně podstatné, stojí za to zde upozornit na některé zajímavé aspekty hřbetu. Na DMR je dobře vidět „páteř“ Radče, tedy centrální část hlavního hřbetu s vrcholem „Brno“ (kde stojí vysílač – viz kap. 2.1) na východě a nejvyšším bodem celého masivu zhruba uprostřed, o celkové délce cca 1 km. V těchto partiích převyšuje povrch nadmořskou výšku 700 m n. m. Právě centrální část hřbetu je nejostřeji oddělena od okolního, mírně ukloněného až rovinatého terénu. Tuto hranici, kde dochází k náhlé změně sklonu svahu z cca 20–30° na téměř rovinu, lze i v terénu pozorovat skoro všude kolem celého hřbetu. Linie této reliéfní změny vesměs koreluje s hranicemi mezi geologickými podložími. Příkré svahy jsou tvořeny odolnými křemenci, okolní oblasti naopak měkčími horninami (cf. obr. 6). Za povšimnutí stojí ještě překvapivě souměrný, kuželovitý vrch Čihátko (v obr. 25 zcela vpravo) a Bílá skála (JZ výběžek hřbetu) s dobře patrnými tvary hradiště i bývalých kamenolomů pod ním (více v kap. 3.1.1).



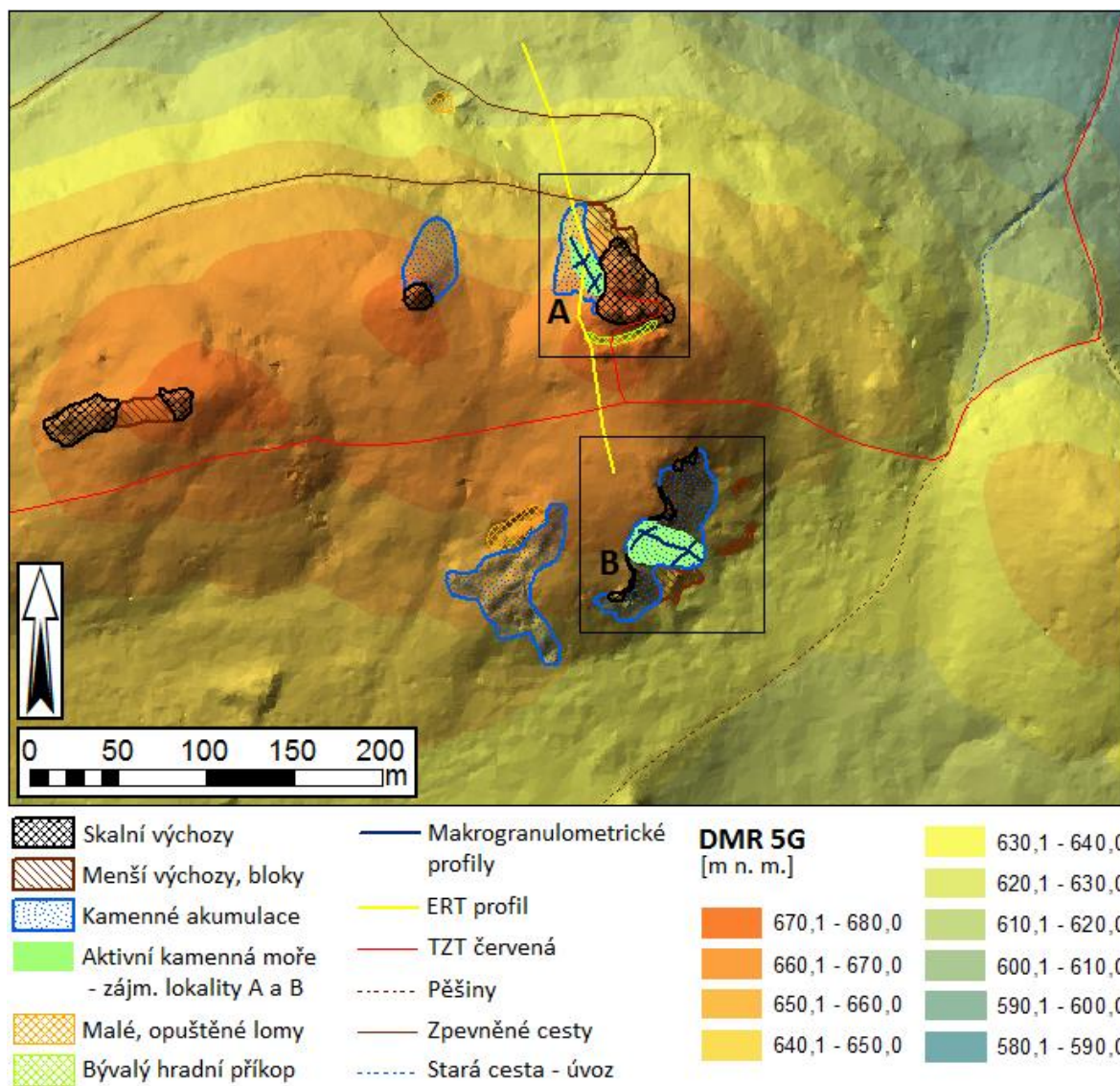
Obrázek 26: Pohled od VSV na 3D model reliéfu východní části hřbetu Radče - převýšeno 2,5x (vlastní zpracování použitím aplikace ArcScene a dat z ČÚZK 2015 v programu ArcGIS 10.4.1)



Obrázek 27: Nadmořské výšky v okolí zájmového území s vyznačenou polohou konkrétních výzkumných lokalit: A = severní svah, B = jižní svah. Výřez – obr. 28 (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2015)

Podíváme-li se na průběh a nahuštění vrstevnic v okolí zájmového území, opět spatřujeme některé výše uvedené skutečnosti, tedy zejména mírnější, ale stupňovitě spadající jižní svahy a na severním úbočí naopak poměrně výrazný přechod ve sklonu reliéfu.

Při tomto měřítku jsou dále dobře patrné prohlubně liniového uspořádání, představující relikty po historickém dobývání železných rud (kap. 3.1.1). Největší jámy jsou rozmístěny podélně uprostřed šíje spojující hlavní hřbet s jeho východní částí, kterou lze považovat za jakousi ostrožnu (viz kap. 2.1). Východní konec hlavního těžebního tahu je poblíž nejnižšího místa rozsedliny. Zmiňme zde ještě další výrazné formy reliéfu. V popisované mapě (obr. 27) vystupuje skalní podloží k povrchu jednak jižně od zájmového území, kde strmé křemencové skalní stěny vytvářejí další reliéfní stupeň (viz výše), jednak západně, kde taktéž poměrně výrazné skalní formace jsou uskupeny do linie jižně podél těžebních jam. Poněkud hůře jsou pak patrné formy podmíněné geologickými zlomy (cf. obr. 6) nebo zpevněné cesty.



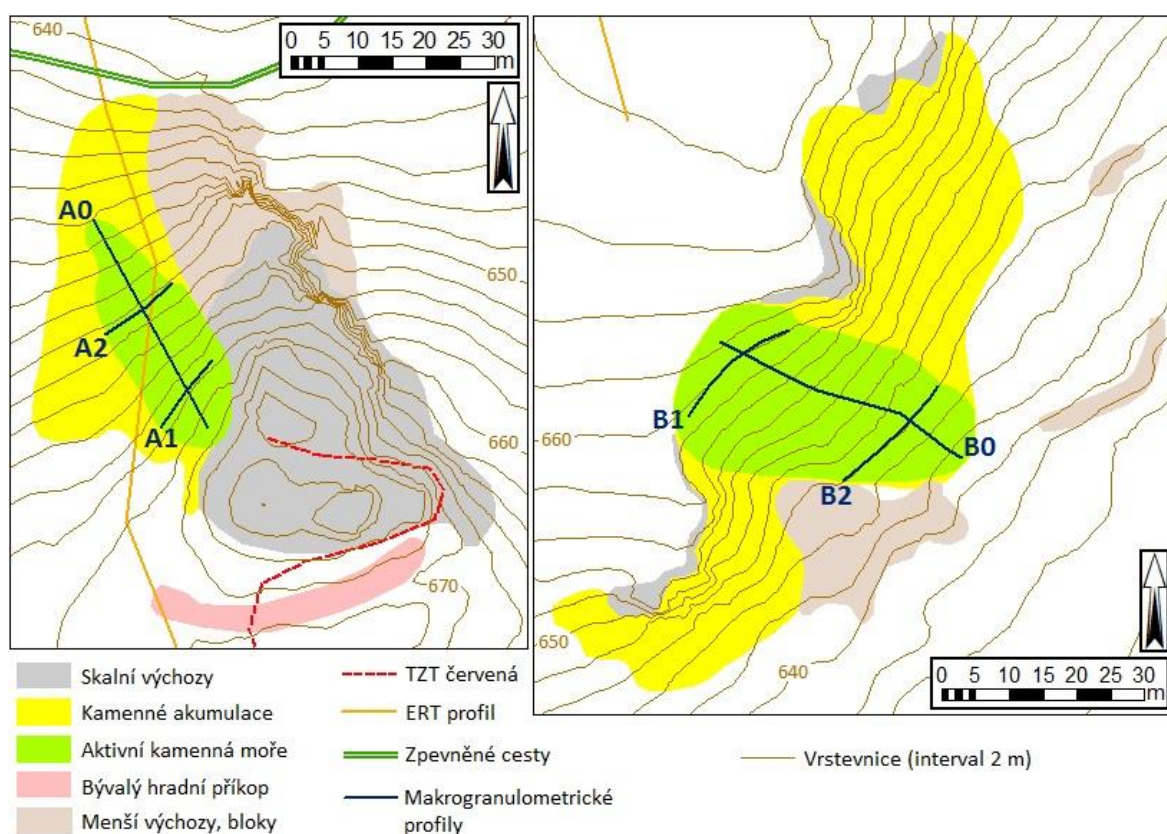
Obrázek 28: Geomorfologická mapa východní části hřbetu Radče s vyznačenými důležitými formami reliéfu. Výřezy – obr. 29 (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2015)

V mapě zájmového území (obr. 28) a v podrobných plánech pro konkrétní výzkumné lokality (obr. 29) jsou plošně vyznačeny důležité formy reliéfu, a to jak původu přírodního (kamenná moře, skalní výchozy), tak i antropogenní (malé lomy, zbytky příkopu). V případě ploch označených jako „Menší výchozy, bloky“ se jedná o území, kde převládají skalní či kamenné útvary značně pokryté vegetací, u nichž není možné určit, zda se jedná o výchozy skalního podloží menšího rozsahu či dávno přemístěné větší kamenné bloky, případně kombinaci obojího.

Liniovými značkami je vyznačen zejména průběh profilů pro makrogranulometrické (viz kap. 4.3, 5.3) a ERT (kap. 4.2, 5.2) měření a také současné (červená turisticky značená trasa, lesní cesty a další pěšiny) a v jednom případě i zaniklá cesta (úvoz – viz obr. 28).

Mimo vyznačené polygony není reliéf vesměs tvořen výraznějšími formami. Převážná většina území je pokryta vrstvou půdy, v níž rostou stromy a další rostliny. K zobrazení DMR 5G se zvolené měřítko mapy jeví jako hraniční a při větším přiblížení by vypovídající hodnota již klesala. Už tak jsou místy patrné zdánlivé nerovnosti v terénu, které jsou však způsobeny chybným záznamem jednoho či více bodů při LiDARovém snímkování (viz kap. 4.1).

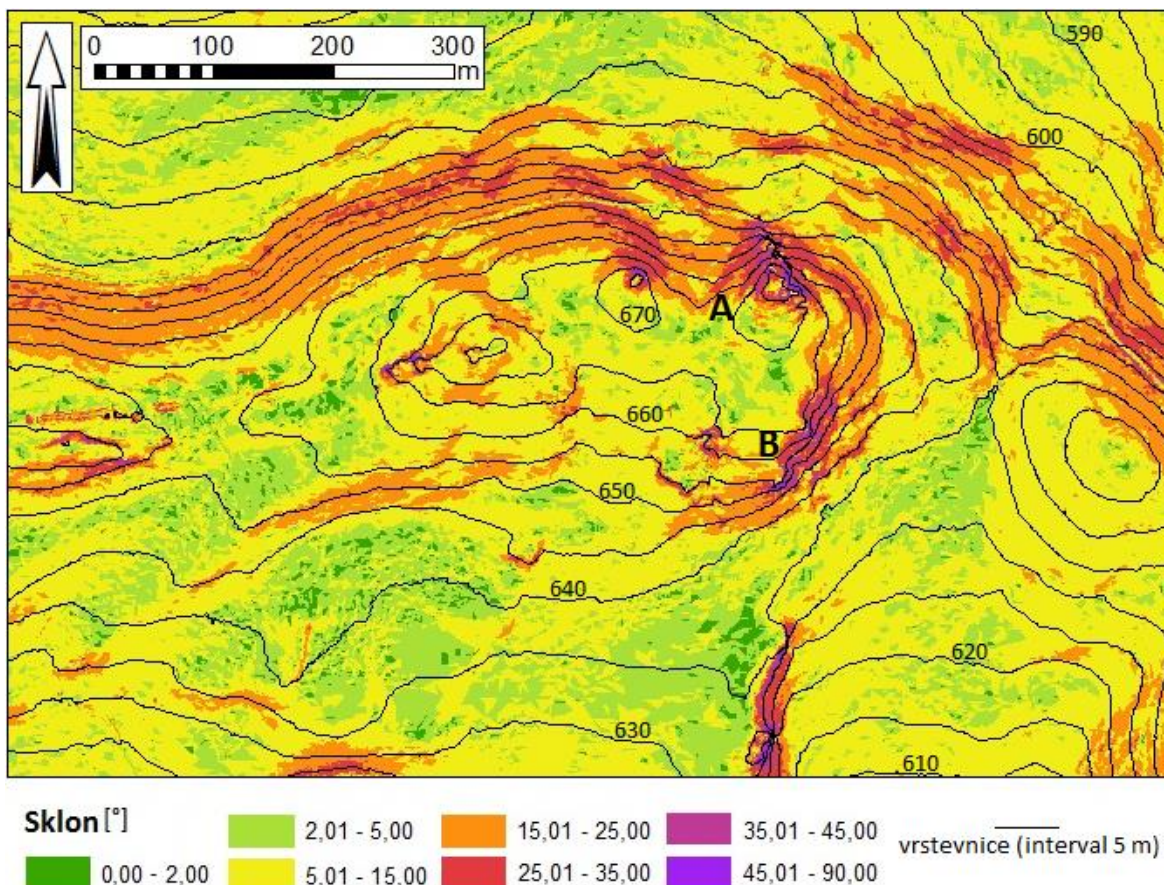
Nadmořskou výšku 670 m n. m. převyšují tři vrcholky, vystupující nevýrazně z poměrně rovinaté vrcholové plošiny (viz dále). Nejzápadnější z těchto bodů představuje nejvyšší bod poměrně dobře patrné hřbetní linie v této části Radče (viz též obr. 24 a 26). Nejvyšší bod prostředního vrcholku leží na skalním výchozu, stejně jako v případě samotného „Hradu“, kde východní část hřbetu Radče dosahuje nejvyšší nadmořské výšky 679,6 m n. m. (viz kap. 2.1).



**Obrázek 29: Podrobné plány výzkumných lokalit
(vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2015)**

Na průběhu vrstevnic a jejich nahuštění v podrobných plánech zájmových lokalit (obr. 29) jsou také vidět příkře spadající SV svahy při lokalitě A, kde se nachází poměrně nepřehledná změť menších skalních formací či dávno odpadlých velkých kamenných bloků. Jsou zde dokonce i skalní převisy, jinde jsou však většinou v těchto místech kamenné povrchy značně zarostlé. Těžko definovatelný je také prostor jižně od kamenného moře v lokalitě B, kde jsou

kamenné formace rovněž většinou pokryté slabou vrstvou půdy, případně mechy a další vegetací, včetně několika stromů. V tomto případě se však spíše jedná o zazemněné větší kamenné bloky.



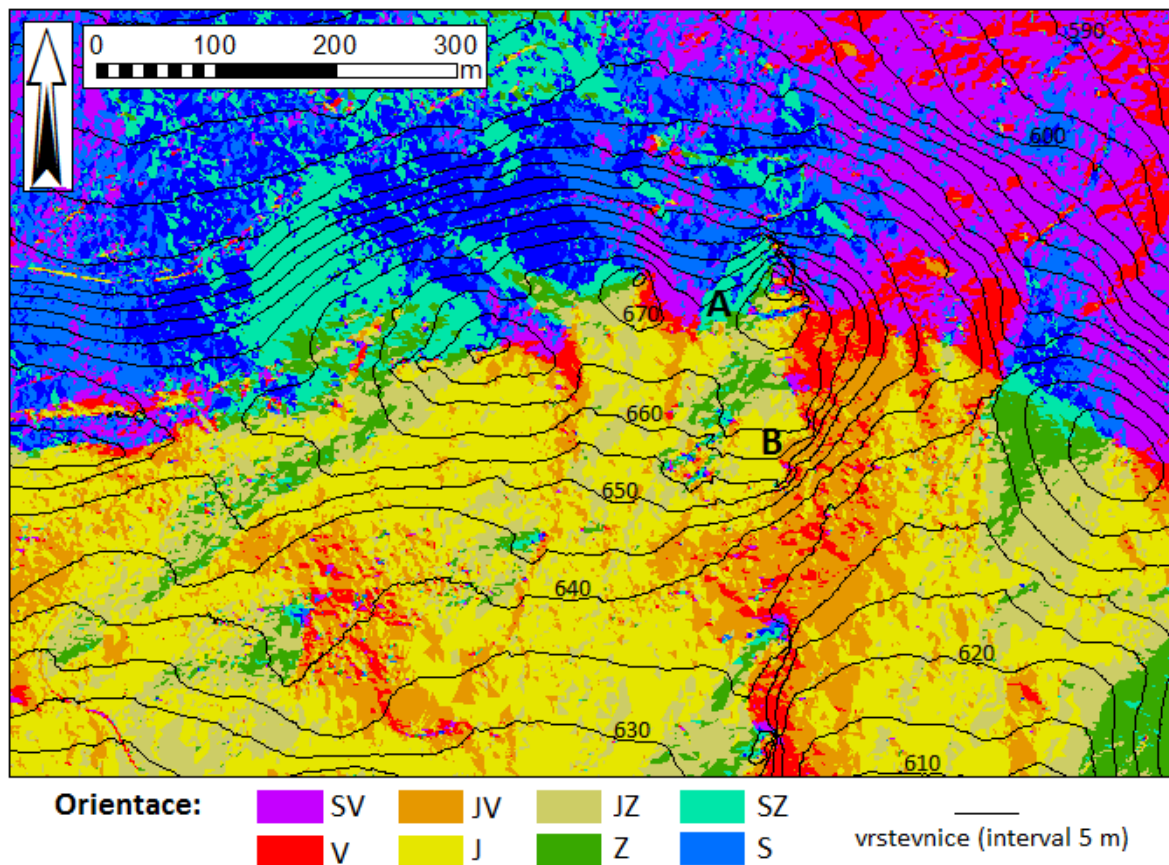
Obrázek 30: Mapa sklonu svahů ve východní části hřbetu Radče s vyznačenou polohou konkrétních výzkumných lokalit: A = severní svah, B = jižní svah (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2015)

Intervaly pro sklony svahů byly v mapě (obr. 30), zobrazující tuto morfometrickou charakteristiku, zvoleny tak, aby byl patrný kontrast rovinných (zelená barva) a mírně či středně skloněných ploch (žlutá barva) oproti příkře (oranžová) či velmi příkře (červená) skloněným plochám. Srázy a stěny (fialová) nejsou četné a vyskytují se téměř výhradně v místech skalních výchozů. Již dříve bylo zjištěno, že obecně na Radči a jeho okolí převládají svahy o sklonu do 15° (viz KRŇÁK 2014, kap. 6.1). Zkoumané svahy s kamennými akumulacemi mají v nejpříkřejší části sklon cca 30°, což je zhruba hodnota, kolem níž se pohybují nejstrmější svahy v oblasti.

V této mapě (obr. 30) je také velice dobře patrný stupňovitý charakter reliéfu, a to nejen na jižních svazích (viz výše), a také pás příkřeho svahu na severním úbočí, který se táhne podél celého hřbetu Radče. Patrný je jeho přechod do vrcholové plošiny a hlavně ostrá změna

sklonu na hranici s rovinatým reliéfem severněji (viz výše). V tomto místě tento podlouhlý pás končí a obkružuje ostrožnu z V a JV.

Zmiňme také ještě ostré mikroformy reliéfu, které byly vytvořeny uměle. Jedná se jednak o linii těžebních jam na šíji mezi hlavní a touto částí Radče, jednak o malý lůmek západně od lok. B (viz též obr. 24 a 26).



Obrázek 31: Mapa orientace svahů vůči světovým stranám ve východní části hřbetu Radče s vyznačenou polohou konkrétních výzkumných lokalit: A = severní svah, B = jižní svah (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2015)

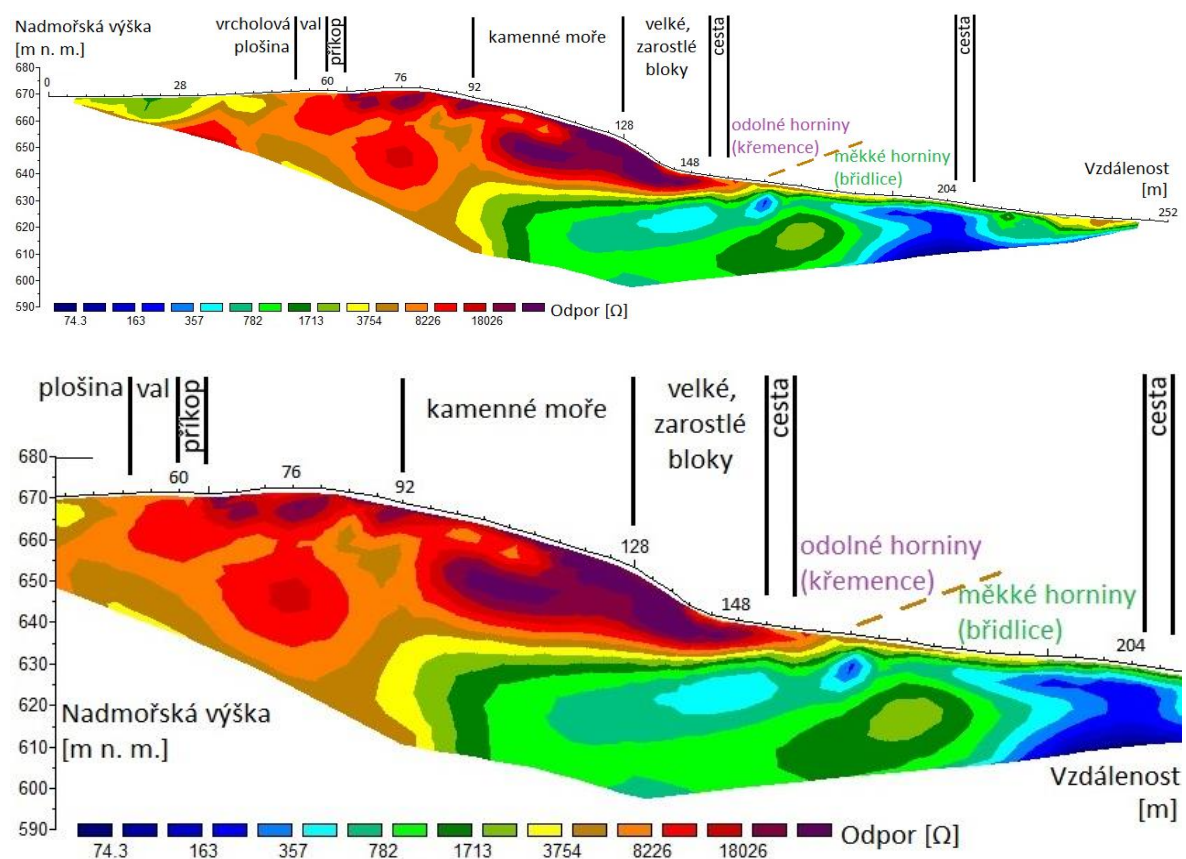
Srovnáním expozice svahů (obr. 30 a 31) zjistíme, že vrcholovou plošinu lze z určitého úhlu nahlížet jako součást jižního svahu, neboť je mírně skloněná k jihu. Z mapy orientace svahů (obr. 31) je dobře patrný průběh hřbetnice¹, a to v levé a návazně v pravé části území. Poměrně rovný průběh této linie je přerušen v místě zakončení ostrožny (viz výše), kde je také díky tomu největší zastoupení východně orientovaných ploch, kterých je jinak na Radči velmi málo (převažují S a SV svahy, dále též J a JZ, což je dáno pozicí a tvarem hřbetu – viz KRŇÁK 2014, kap. 6.1). Oba vrcholky se skalními výchozy (lok. A – „Hrad“ a skalka západně) tedy

¹ Jedná se současně o rozvodnici jen velmi lokálního charakteru. Na severních svazích Radče pramení potok Koželužka (přítok Zbirožského potoka), do které se vlévá i Lhotský potok s prameništěm mezi Těškovem a zájmovým územím. Na jižních svazích pramení též Voldušský potok, který teče na západ a ústí do Klabavy.

ze hřbetu vystupují směrem k severu (viz též obr. 24 a 26). Viditelné jsou také výše popsané, výrazné povrchové útvary (skalní stěny, člověkem změněný reliéf) a při vizualizaci této morfometrické charakteristiky také nejlépe vynikne průběh geologického zlomu (cf. obr. 6). V mapě má zhruba diagonální průběh, patrná je linie od západního ze tří vrcholů cca JZ směrem. Terénní útvar podmíněný tímto zlomem „obchází“ a protíná červená TZT. U tohoto místa prýští ze země pramen vody, upravený do podoby lesní studánky. Souvislost vývěru podzemní vody s geologickou stavbou je tedy pravděpodobná.

Svahy se zkoumanými kamennými akumulacemi, tedy výzkumné lokality A a B, jsou orientovány k SZ až SZZ, resp. k V až VJV (viz kap. 2.1.1).

5.2 ERT profilování



Obrázek 32: ERT profil severního svahu – lokalita A, dole: detail (KRŇÁK 2014, upraveno)

V řezu „severního“ svahu (obr. 32), který byl vytvořen z dat získaných pomocí dříve provedeného ERT profilu¹ (KRŇÁK 2014), lze rozlišit poměrně ostrou hranici mezi dvěma prostředími s různým odporem. Tato situace odráží geologickou strukturu hřbetu (viz dále).

Nejvyšší hodnoty odporu (cca 20 k Ω) lze pozorovat kolem vzdálenosti 130 m od nulového bodu profilu, což je dáno výskytem větších kamenných bloků, nacházejících se v nižších částech studovaného svahu, bezprostředně pod analyzovaným kamenným mořem (KRŇÁK 2014, kap. 6.3). Vysoká rezistivita je zde zřejmě zapříčiněna velkými prostory mezi kamennými bloky, neboť jsou vyplněny vzduchem, který má vysoký odpor (viz GRIFFITHS & BARKER 1993).

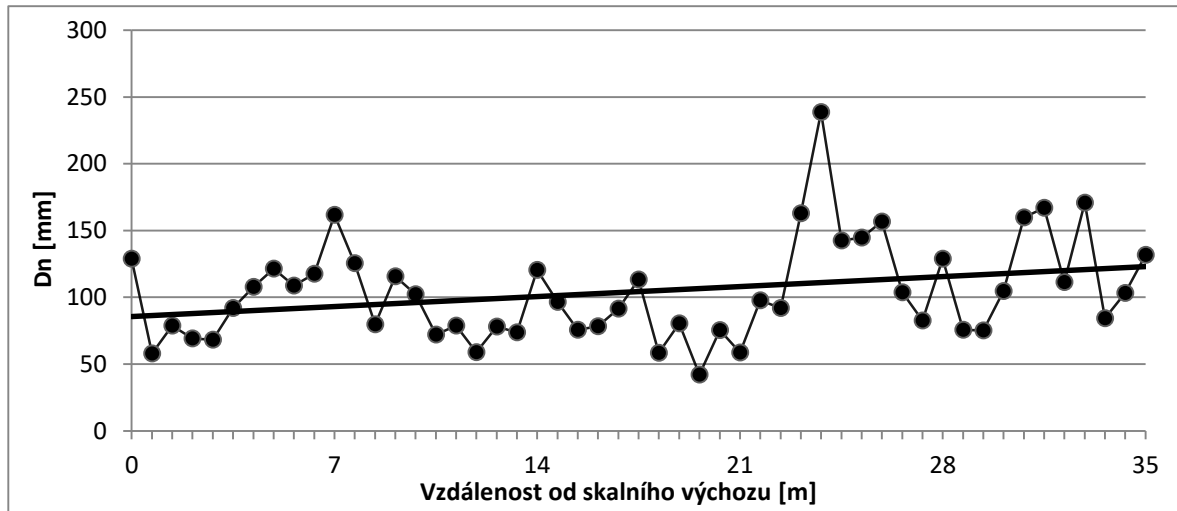
Mocnost vlastního kamenného moře, které se rozkládá zhruba od 92. m profilu do míst, kde zvolna přechází do méně aktivní akumulace větších, zarostlých klastů (viz také obr. 29), lze z profilu odhadnout na cca 10 m. Ačkoliv naměřené hodnoty odporu zdaleka nedosahují vysokého elektrického odporu, který byl zjištěn v kamenných mořích na Skalce na Šumavě (cca 40 k Ω – MENTLÍK 2011 in BOUDA 2011) či extrémních hodnot naměřených na nedalekém Žďáru (200 k Ω a více – SEDLÁČEK, P. 2015), i tak lze oblasti vykazující vyšší hodnoty odporu (v obr. 32 fialovou barvou) interpretovat jako akumulace kamenných úlomků s volnými vnitřními prostory (HAEBERLI & MÜHLL 1996; KNEISEL, HAUCK A MÜHLL 2000).

Celou zónu s vyššími hodnotami odporu (kolem 10 k Ω), která v řezu tvoří víceméně horizontální strukturu (v obr. 32 převážně červenými barvami), lze s poměrně vysokou pravděpodobností považovat za vrstvu odolnějších hornin, tvořenou převážně tvrdými křemenci. Naopak nízkoodporová zóna v dolní části profilu (zelená a modrá barva), kde je též mírnější sklon svahu, odpovídá oblasti, jejíž skalní podloží je tvořeno jílovitými břidlicemi, které jakožto horniny porézní (jsou-li nasyceny vodou, která dobře vede elektrický proud) vykazují nižší hodnoty odporu (viz MACHÁČEK 2002, DUBEC 2014).

Poněkud mělká vrstva materiálu na vrcholové plošině také vykazuje o něco nižší hodnoty odporu, což je patrně dáno přítomností malé vrstvy zvětralin s jemnější, hlinitou frakcí, resp. hrabanky, která je díky schopnosti absorbovat vlhkost lepším vodičem elektrického proudu (cf. SEDLÁČEK, P. 2015, BOUDA 2011, CIMPELOVÁ 2011).

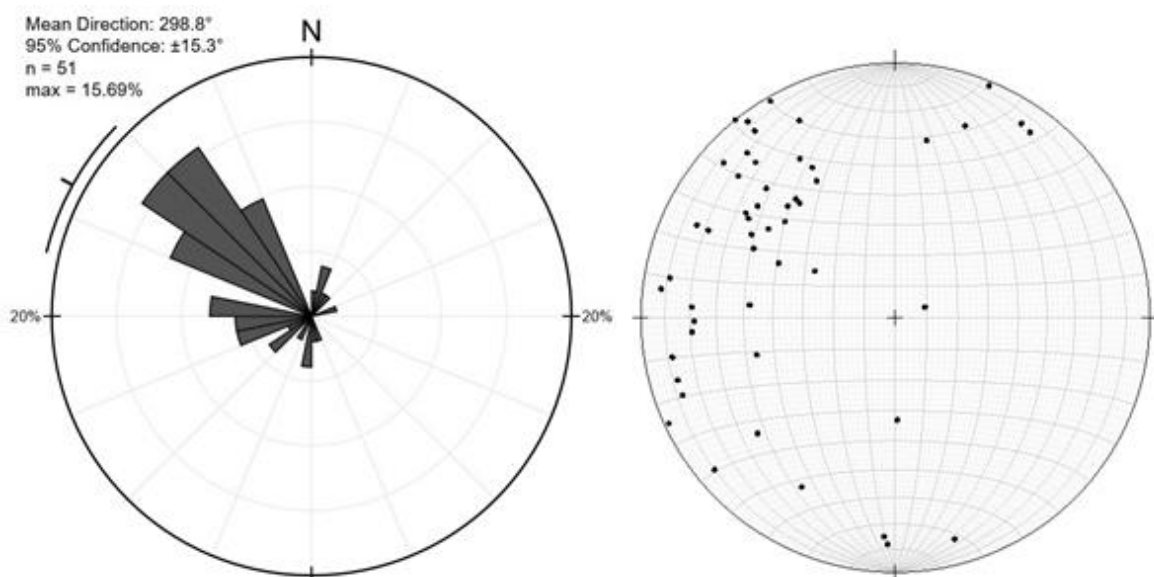
¹ Průběh profilu je vyznačen v obr. 28 a 29.

5.3 Makrogranulometrie



Graf 6: Indexy velikostí klastů v závislosti na vertikální pozici v profilu A0 (KRŇÁK 2014, upraveno)

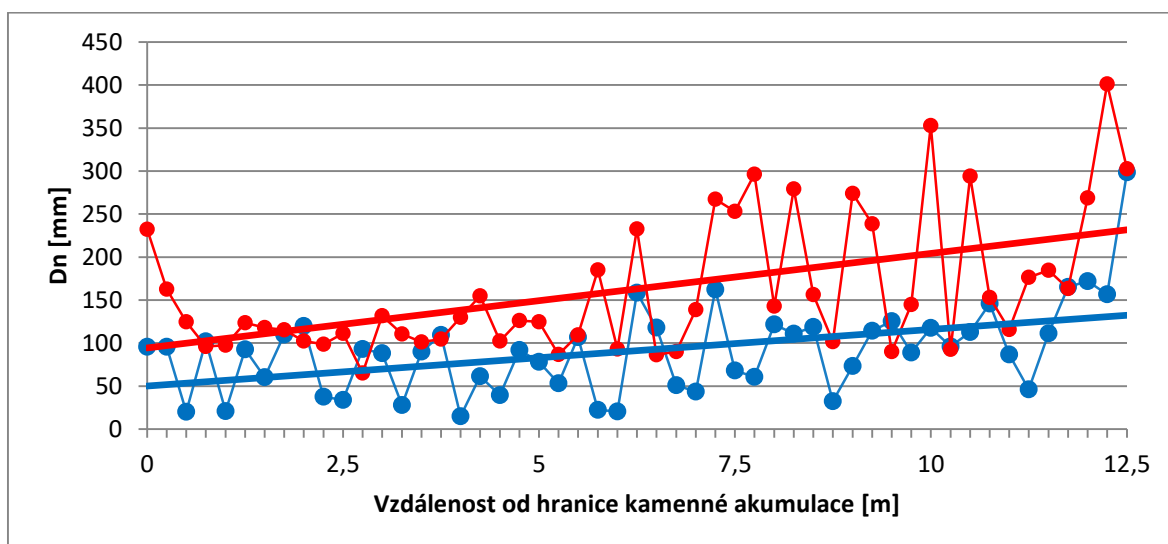
Tato kapitola je pro přehlednost rozdělena podle lokalit a měřených profilů. Jako první je zařazen profil, který byl vytvořený již pro účely BP (KRŇÁK 2014). Spojnicové grafy 6, 8, 11 a 13 představují velikosti, resp. indexy velikosti (viz kap. 4.3.1) jednotlivých úlomků, měřených za účelem makrogranulometrické analýzy. Grafy jsou vždy proloženy regresní přímkou, aby byl patrný případný trend (interpretace v kap. 6). Průměrná velikost vzorků v podélném profilu na „severním“ svahu byla něco přes 10 cm (104,34 mm), D_n nejmenšího vzorku v kamenném moři byl 4,2 cm a naopak největší blok měl téměř 24 cm (viz graf 6 a KRŇÁK 2014, s. 52). Směrem dolů po svahu vykazují velikosti úlomků mírně vzrůstající trend. Účelem dalších profilů (viz dále) bylo právě tento trend, ukazující na gravitační vytrídění, lépe ověřit.



Graf 7: Rose diagram + stereonet pro profil A0
 (vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA - COCKETT 2016)

V růžicovém diagramu pro profil A0 (graf 7 vlevo) jsou dobře patrné dominantní směry, v nichž jsou ve své nejdelší ose úlomky v kamenném moři orientovány. Hodnota azimutu orientace klastů v nejdelší ose se nejčastěji pohybovala kolem 310–320° a úlomky jsou tedy evidentně uloženy téměř paralelně se spádnicí tohoto svahu – 330° (KRŇÁK 2014, s. 53).

Druhý diagram v grafu 7 (*stereonet*) prezentuje orientaci i sklon měřených vzorků v profilu A0. Průměrná hodnota sklonu klastů činí 24,4°, což je také zhruba hodnota sklonu některých částí zkoumaného svahu (viz KRŇÁK 2014). Celkový sklon profilu A0 je 37°. Blíží-li se této hodnotě i sklony klastů, vypovídá to podle RŮŽIČKOVÉ et al. (2003) vedle zmíněné preferované orientace o vlivu transportních (gravitačních) procesů na pohyb kamenných úlomků a tedy i na vývoj svrchní vrstvy zájmové formy. Kdyby byly klasty uspořádány chaoticky, jednalo by se o pravé autochtonní kamenné moře, v celé své mocnosti tvořené úlomky, vzniklými *in situ*, a to včetně svrchní vrstvy (RŮŽIČKOVÁ 2003, cit. in KRŇÁK 2014), i když na svahu s takovým sklonem to není reálné (úlomky se musí gravitací pohybovat).

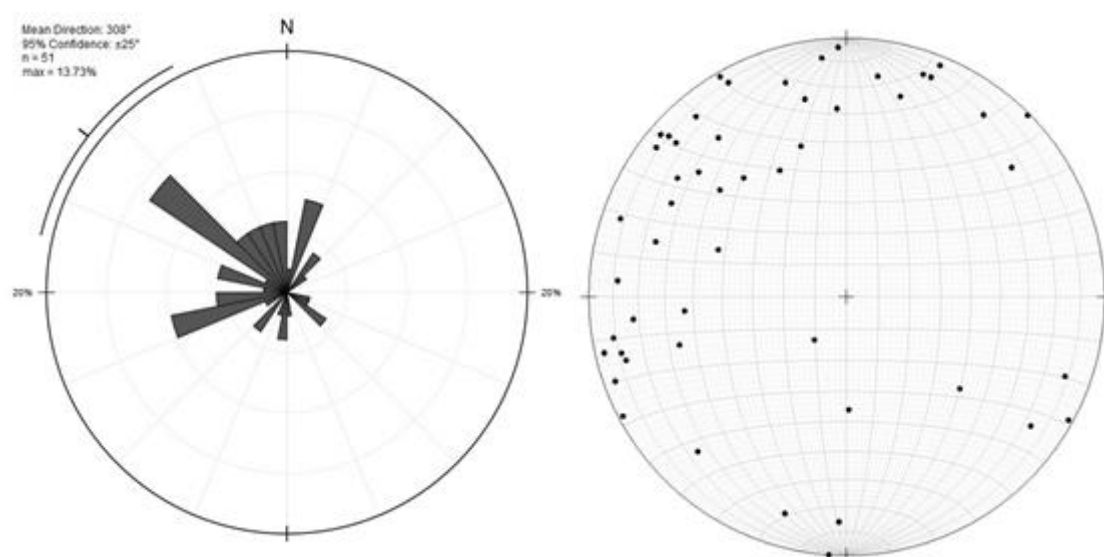


Graf 8: Indexy velikostí klastů v závislosti na horizontální pozici v profilech A1 (modře) a A2 (červeně)

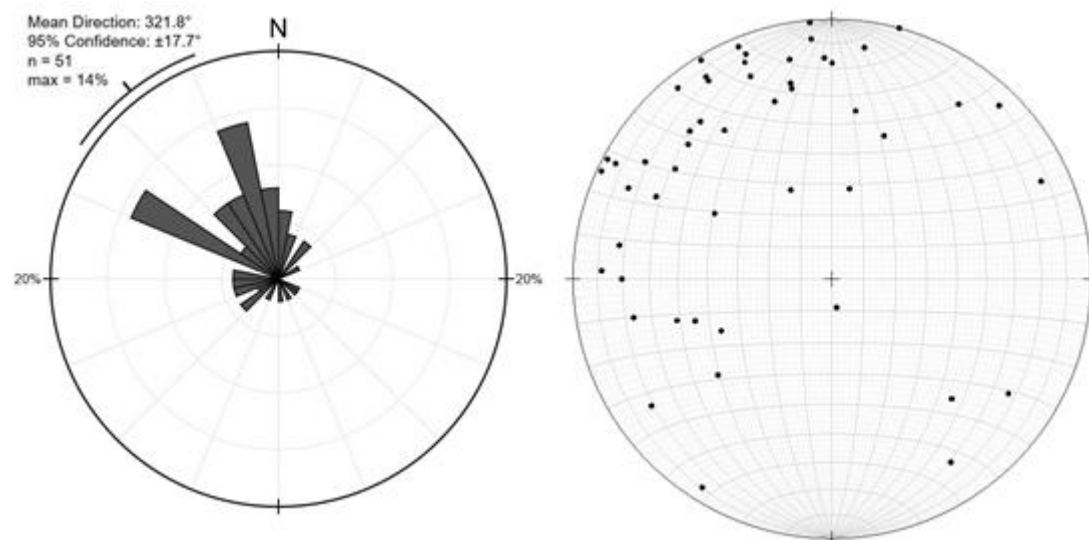
Průměrná velikost všech 102 vzorků měřených v rámci obou příčných profilů na „severním“ kamenném moři je cca 12,7 cm. Mezi průměrnými hodnotami D_n obou profilů je však poměrně velký rozdíl (7,2 cm), který potvrzuje dříve zjištěný trend zvyšující se velikosti klastů v závislosti na vertikální pozici na svahu, tedy vzdálenosti od skalní stěny. Rozdíl je dobře patrný z grafu 8, který kombinuje oba diskutované profily.

Hodnoty indexu velikosti v horním horizontálním profilu (A1) dosahují v průměru cca 9,1 cm, v dolním profilu (A2) pak 16,3 cm. D_n nejmenšího vzorku v profilu A1 byl 1,5 cm a naopak největší klast měl bezmála 30 cm. V profilu A2 je nejmenší zjištěný index velikosti 6,5 cm a největší lehce přes 40 cm. Z grafu je dobře patrné nerovnoměrné rozložení velikostí

kamenných úlomků z hlediska horizontální pozice v kamenném moři. Jedna jeho strana (při pohledu shora vlevo) vykazuje podstatně vyšší hodnoty D_n . Tento jev je pozorovatelný i pouhým okem a je patrně způsoben nižší aktivitou kamenného moře v této části, kde se nacházejí starší, větší klasty, postupně více zazemněné a pokryté vegetací. Otevřená kamenná akumulace zde, podobně jako na jejím spodním okraji, přechází do neaktivní části (viz obr. 29). Druhá strana kamenného moře (při pohledu shora vpravo), která se rozkládá přímo pod skalními výchozy či v blízkosti rozpadajících se velkých bloků, je ve své svrchní vrstvě tvořena hranáči menší velikosti – ve svrchní části D_n kolem 5 až 10 cm, ve spodní části 10 až 15 cm (možné interpretace v kap. 6).



Graf 9: Rose diagram + stereonet pro profil A1
(vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA - COCKETT 2016)

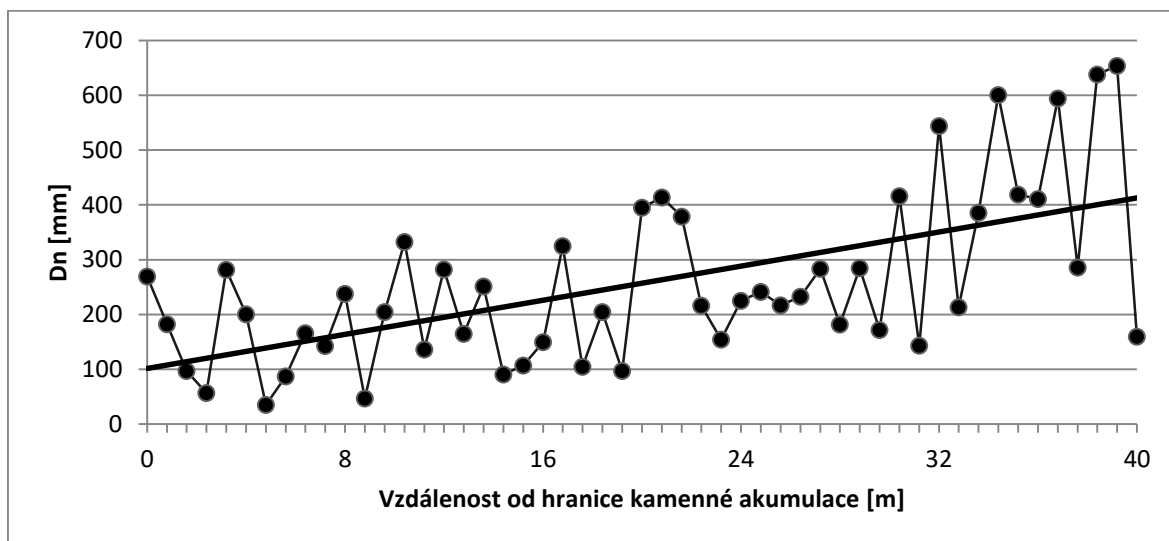


Graf 10: Rose diagram + stereonet pro profil A2
(vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA - COCKETT 2016)

Růžicové diagramy pro profily A1 (graf 9 vlevo) a A2 (graf 10 vlevo) vykazují podobnosti i odlišnosti. Stejně jako v případě podélného profilu A0 (cf. graf 7) jsou i v diagramu pro dolní horizontální profil A2 (graf 10) poměrně dobře patrné dominantní směry, k nimž jsou ve své nejdelší ose úlomky v kamenném moři orientovány. Většina měřených klastů v rámci tohoto profilu byla opět orientována severozápadním směrem a i zde jsou tedy úlomky evidentně uloženy téměř paralelně se spádnicí tohoto svahu – 330° (viz výše). Vzorky měřené v horním příčném profilu A1 jsou naopak uloženy více chaoticky a převládající SZ orientace zdaleka není tak dominantní. Hodnoty azimutů jsou zde rozptýleny a při horním okraji kamenného moře tedy orientace klastů v jejich nejdelší ose mnohem častěji není v souladu s morfolofií svahu. Při porovnání *stereonetů* pro oba profily (grafy 9 a 10 vpravo) však tato odlišnost není moc dobře patrná.

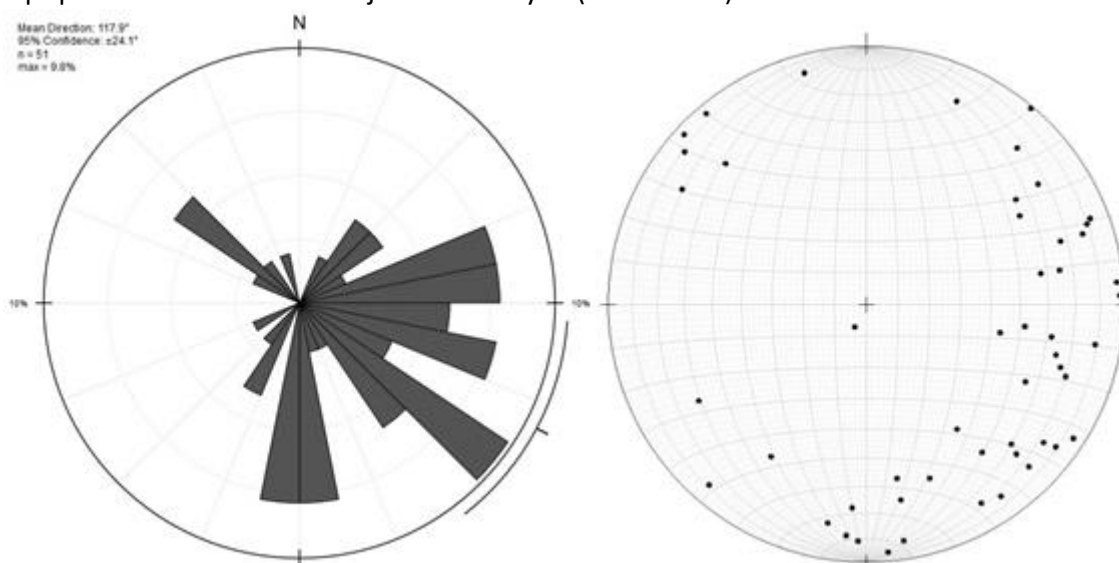
Průměrná hodnota sklonu hlavní osy 102 nově měřených klastů v kamenném moři A činí $20,1^\circ$. V profilu A1 jsou úlomky průměrně skloněny o $18,4^\circ$ vůči rovině zemského povrchu, v profilu A2 potom o $21,8^\circ$. Kombinací všech 153 měřených vzorků na „severním“ svahu získáme průměrný sklon $21,5^\circ$, což nyní lépe dokazuje vliv gravitace na pohyb kamenných úlomků a geomorfologii kamenného moře (viz výše). O něco vyšší hodnoty sklonu klastů v dolním příčném profilu mohou také vypovídat o delší transportní vzdálenosti.

Ze všech tří profilů makrogranulometrické analýzy na „severním“ kamenném moři (lok. A) vykazují největší pravidelnost v hodnotách orientace a sklonu ve své hlavní ose kamenné úlomky v podélném profilu A0, což může ukazovat na to, že textura svrchní vrstvy kamenného moře je nejlépe uspořádána v jeho centrální části.



Graf 11: Indexy velikostí klastů v závislosti na vertikální pozici v profilu B0

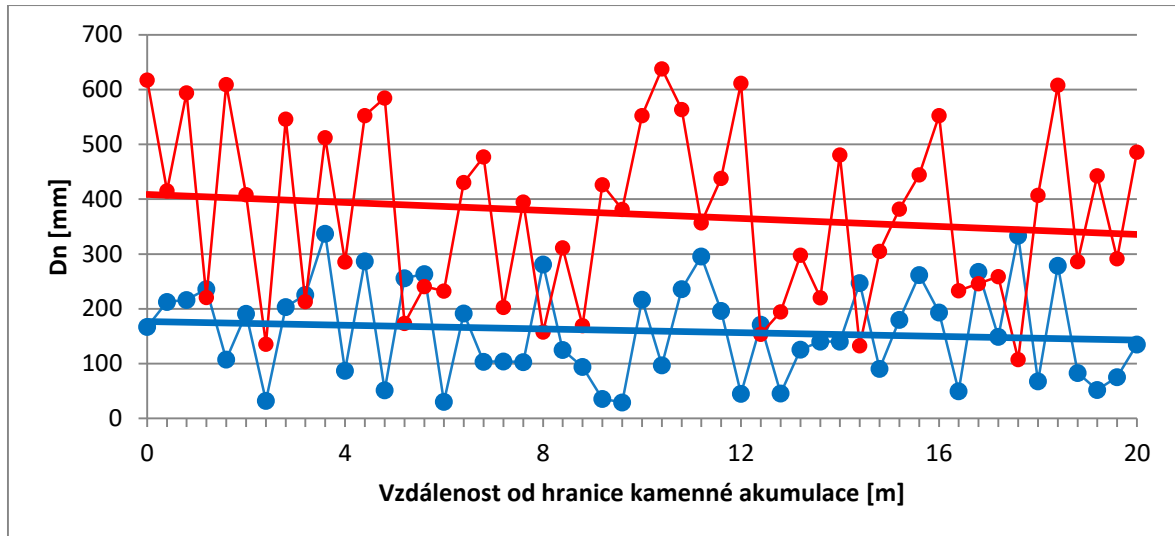
Srovnáním grafů 6 a 11 je již na první pohled patrné daleko lepší gravitační vytřídění klastů v „jižním“ kamenném moři, jelikož průměrná velikost vzorků roste ve směru po spádnicí (s klesající nadm. výškou – graf 11). Při bližším pohledu také zjistíme, že tato kamenná akumulace (lok. B) je ve své svrchní vrstvě skutečně tvořena většími částicemi než druhá zkoumaná akumulace (lok. A). Průměrná hodnota indexu velikosti vzorků v podélném profilu B0 je cca 25,7 cm, což je přibližně 2,5x vyšší číslo než v případě podélného profilu v lok. A (o rozdílu ve velikosti klastů mezi oběma lokalitami více dále). Nejmenší vzorek měl index velikosti cca 3,5 cm, největší potom 65,4 cm, což představuje vůbec nejvyšší hodnotu ze všech vzorků makrogranulometrické analýzy. Délka hlavní osy tohoto kamenného bloku se blíží 1 m, v případě sousedního vzorku je dokonce vyšší (cca 113 cm).



Graf 12: Rose diagram + stereonet pro profil B0
(vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA - COCKETT 2016)

Většina vzorků v rámci podélného profilu je orientována zhruba jihovýchodním směrem (převažují hodnoty azimutu cca mezi 80–170°). Množství klastů uložených paralelně se spádnicí svahu (99°) je sice nižší než v případě profilu A0 (cf. graf 7), i tak je však poměrně velké. Hodnoty azimutů spíše vykazují vyšší rozptyl a ze *stereonetu* (graf 12 vpravo) je patrné, že jen několik vzorků je uloženo výrazně nesouhlasně vůči morfologii svahu.

Sklon klastů v profilu B0 je průměrně 19,4° a je tedy jen o něco nižší než v případě profilu A0. Při srovnání *stereonetů* však není patrný výrazný rozdíl. Úlomky jsou v podélném profilu na „jižním“ kamenném moři nejčastěji skloněny vůči rovině zemského povrchu o zhruba 15–25°. Oproti profilu A0 více vzorků vykazuje velmi nízké hodnoty sklonu v hlavní ose (v řádu jednotek stupňů), což spolu s méně dominantní orientací vypovídá o poněkud nižším stupni uspořádání částic v textuře svrchní vrstvy „jižního“ kamenného moře, ve srovnání se „severním“ (další interpretace v kap. 6).



Graf 13: Indexy velikostí klastů v závislosti na horizontální pozici v profilech B1 (modře) a B2 (červeně)

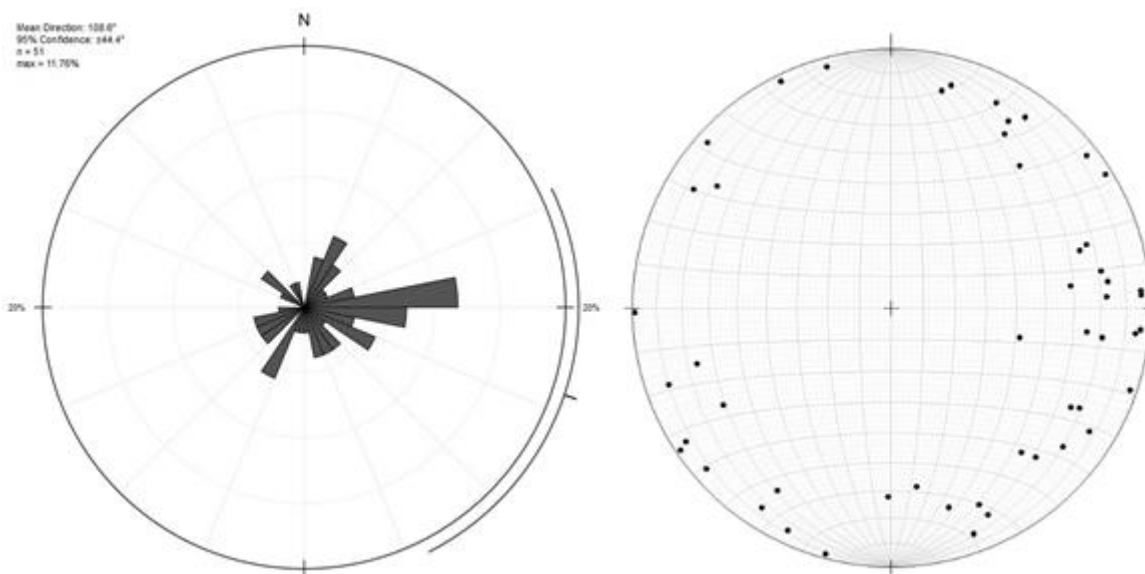
Zjištěné velikosti klastů z obou příčných profilů (po vrstevnici) na lokalitě B jsou společně prezentovány v grafu 13. Dobře patrný rozdíl v průměrné velikosti vzorků potvrzuje výše popsany trend vzrůstajících hodnot D_n v závislosti na vertikální pozici v kamenném moři, kdy rozdíl v průměrné velikosti vzorků mezi oběma příčnými profily činí cca 21 cm.

Velmi malý rozdíl mezi průměrným D_n klastů v podélném profilu B0 (25,7 cm) a průměrným D_n všech 102 vzorků v obou příčných profilech (26,7 cm) je možné považovat za potvrzení spolehlivosti provedené makrogranulometrické analýzy a hodnoty indexu velikosti z příčných profilů potvrzují až 2,5x větší úlomky ve svrchní vrstvě „jižního“ kamenného moře oproti druhému zkoumanému.

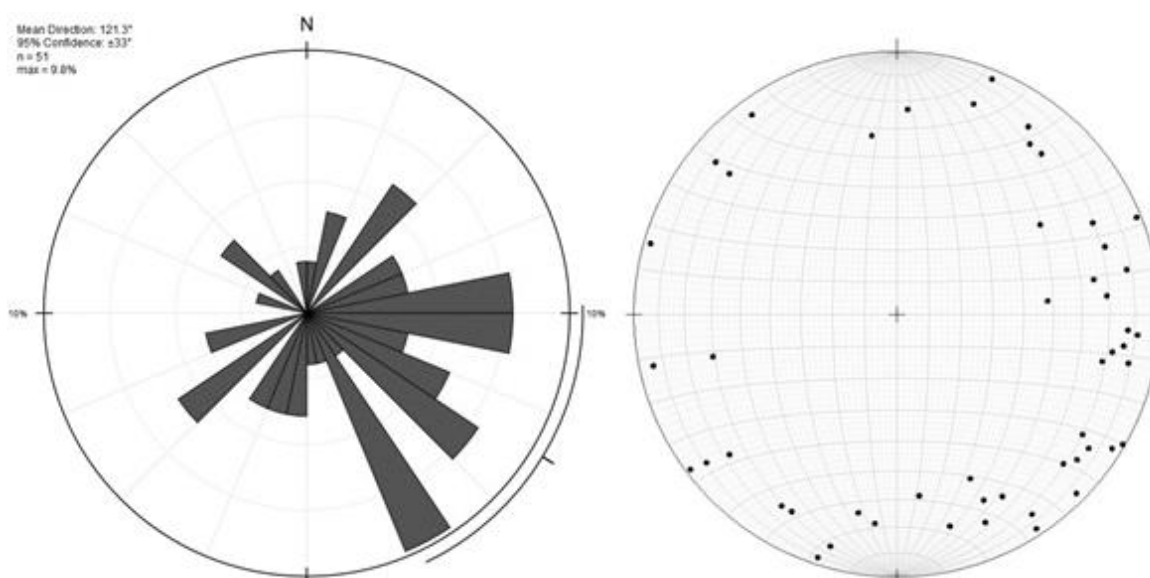
V dolním horizontálním profilu (B2) bylo měřeno mnohem více kamenných bloků velkých rozměrů (hodnoty indexu velikosti kolem 50 cm). Ve čtyřech případech zde délka nejdelší osy překročila 1 m. Nejvyšší hodnota D_n je zde cca 63,8 cm, nejnižší pak 10,7 cm. Poslední uvedená hodnota je srovnatelná s průměrnou velikostí klastů v lok. A. Celkový průměr velikostí vzorků v profilu B2 činí cca 37,2 cm.

V horním horizontálním profilu (B1) naopak dosahují úlomky průměrné velikosti zhruba 16 cm a zcela zde chybí kamenné bloky velkých rozměrů. D_n největšího úlomku je zde 33,7 cm, i když u některých klastů více protáhlého vzhledu přesahuje délka hlavní osy 40 cm (ve třech případech dokonce 50 cm). Nejmenší úlomek v profilu B1 má jen lehce přes 3 cm a u skoro třetiny vzorků je index velikosti nižší než 10 cm.

Podobně jako v případě lokality A, i zde je patrná oblast vyšší velikosti klastů na jedné straně zkoumané formy. V tomto případě je sice tento trend mnohem méně patrný, i tak lze však uvažovat o poněkud vyšší recentní aktivitě v pravé části (při pohledu shora) zájmové formy reliéfu.



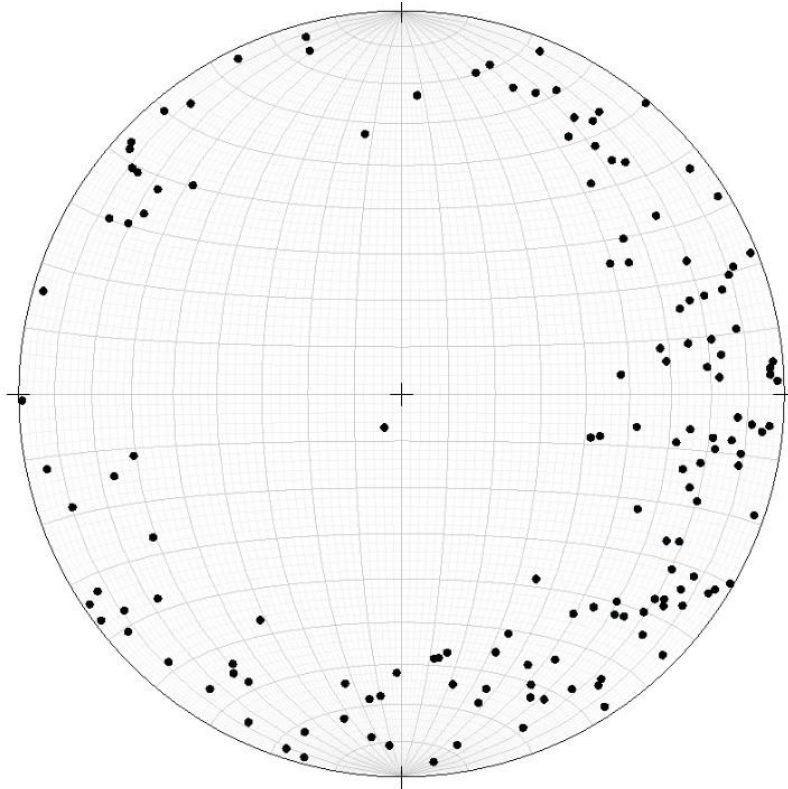
Graf 14: Rose diagram + stereonet pro profil B1
(vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA - COCKETT 2016)



Graf 15: Rose diagram + stereonet pro profil B2
(vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA - COCKETT 2016)

Z růžicových diagramů pro profily B1 a B2 (grafy 14 a 15 vlevo) je vidět, že v obou případech je poměrně velký podíl měřených vzorků ve své hlavní ose orientován zhruba východním až jihovýchodním směrem, o výrazné dominanci však nelze hovořit. Lze konstatovat, že zkoumané kamenné moře je ve své svrchní vrstvě tvořeno kamennými úlomky, jejichž uložení vykazuje jistou tendenci z hlediska orientace vzorku v souladu se spádníci svahu (99°). Ve srovnání se „severním“ kamenným mořem, zejména jeho centrální a spodní částí (cf. graf 7 a 10), je však tato tendence mnohem hůře patrná a nelze hovořit o paralelním uložení klastů.

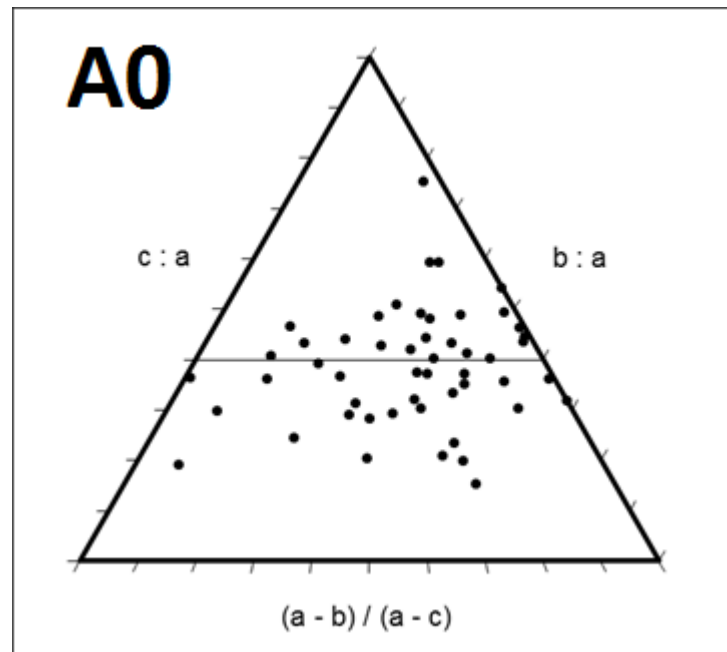
Růžicový diagram pro spodní horizontální profil B2 (graf 15 vlevo) není nepodobný diagramu pro podélný profil (graf 12) a kdybychom si odmysleli poměrně vysoké zastoupení vzorků v diagramu pro profil B1 (graf 14 vlevo), jejichž hodnoty azimutů orientace nejdelší osy se pohybují kolem 85°, ani tento by se od zbývajících dvou příliš nelišil.



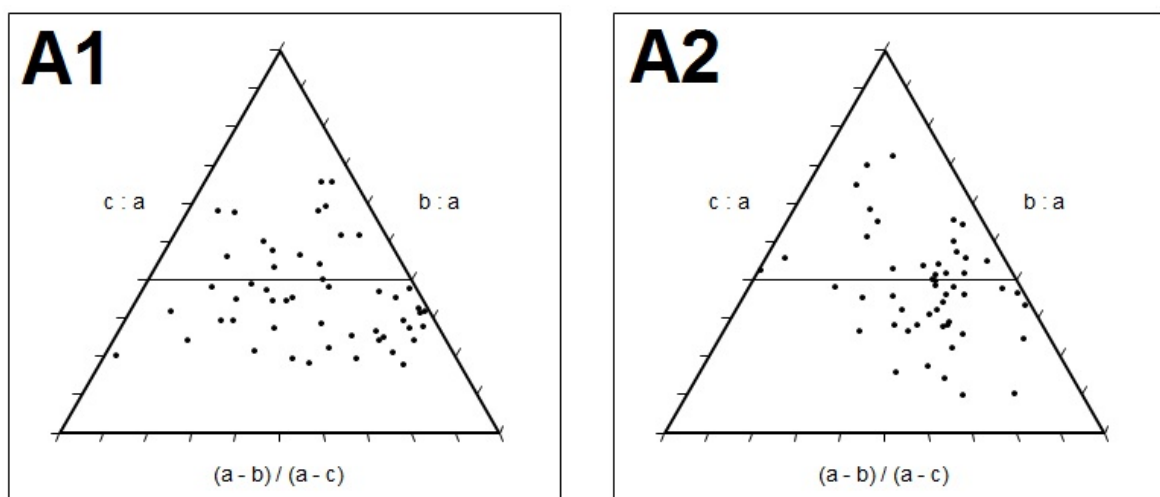
Graf 16: Stereonet pro všechny vzorky z lok. B - profily B0, B1 a B2 (vlastní zpracování v programu Visible Geology BETA - COCKETT 2016)

Také stereonetu pro všechny makrogranulometrické profily v lokalitě B se příliš neliší (viz grafy 12, 14 a 15). I z toho důvodu je zajímavé hodnoty orientace a sklonu všech 153 vzorků měřených na „jižním“ kamenném moři promítnout do jednoho *stereonetu* (graf 16). Průměrný sklon hlavní osy všech těchto úlomků je 16,6°, což je nižší hodnota než v případě klastů v „severním“ kamenném moři. Z kombinovaného *stereonetu* je navíc patrné, že jen jeden vzorek byl skloněn pod extrémním úhlem 82°. Zbýlé hodnoty jsou do 50° a nejčastěji se pohybují zhruba mezi 10-25°. Průměrná hodnota sklonů vzorků v příčných profilech je v obou případech nízká. Rozdíl mezi B1 (14,8°) a B2 (15,7°) je malý, na rozdíl od profilů v lokalitě A.

Uvedené aspekty ukazují jednak na vyšší homogenitu textury svrchní vrstvy „jižního“ kamenného moře, jednak také indikují nižší vliv gravitačních procesů na pohyb kamenných úlomků oproti klastům v „severním“ kamenném moři, u kterých je možné se domnívat, že před svým uložením na místě, kde byly měřeny, urazily delší vzdálenost (více v kap. 6).



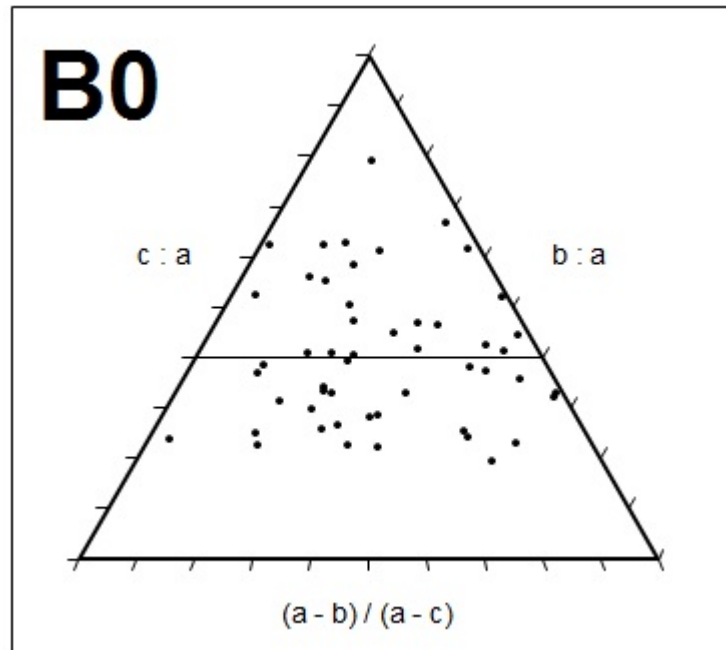
Graf 17: SNEED & FOLK (1958) diagram pro profil A0
(vlastní zpracování v programu TRI-PLOT - GRAHAM & MIDGLEY 2003)



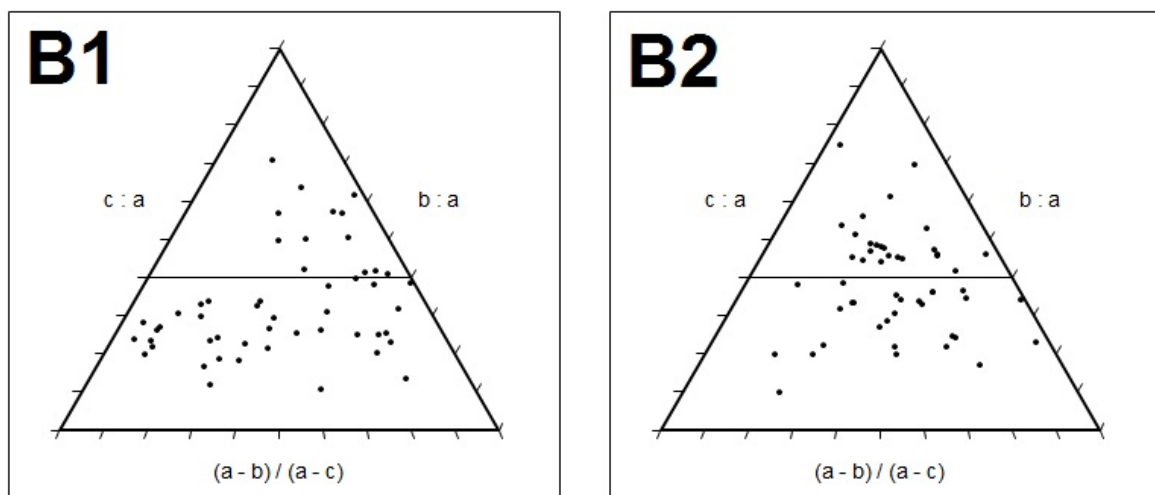
Graf 18: SNEED & FOLK (1958) diagramy pro profily A1 a A2
(vlastní zpracování v programu TRI-PLOT - GRAHAM & MIDGLEY 2003)

Ve vytvořených SNEED & FOLK (1958) diagramech pro podélný (graf 17) i oba příčné profily (graf 18) v lokalitě A nejsou patrné zásadní odlišnosti. Ve všech grafech se body, reprezentující jednotlivé měřené klasty pro makrogranulometrickou analýzu, nacházejí zhruba rovnoměrně v pásu nad a pod vyznačenou C40 linií. Toto rozložení dokládá skutečnost, že většina úlomků v kamenném moři má opravdu podobu hranáčů více méně kvádrovitého vzhledu. Zcela chybí body v blízkosti vrcholu a základny trojúhelníkového grafu. Mezi měřenými vzorky se tedy nevyskytly pravidelné bloky („krychle“) ani úlomky s výrazným nepoměrem mezi osami, tedy „desky“, „čepele“ nebo „tyče“ (viz tab. 2 a grafy v kap. 4.3.1).

Nejvíce nepravidelných klastů, u nichž platí, že $c:a \leq 0,4$, bylo zjištěno v horním příčném profilu A1 (cca 70%), což by mohlo ukazovat na nižší stupeň opracování, resp. kratší transportní vzdálenost těchto úlomků (více v kap. 6). Ve všech třech profilech se nicméně průměrné hodnoty $c:a$ pohybují právě kolem 0,4. Nejnižší počet nepravidelných klastů (C40 index) je v podélném profilu (53%), v dolním příčném profilu jich bylo zjištěno opět více (60%).



Graf 19: SNEED & FOLK (1958) diagram pro profil B0
(vlastní zpracování v programu TRI-PLOT - GRAHAM & MIDGLEY 2003)



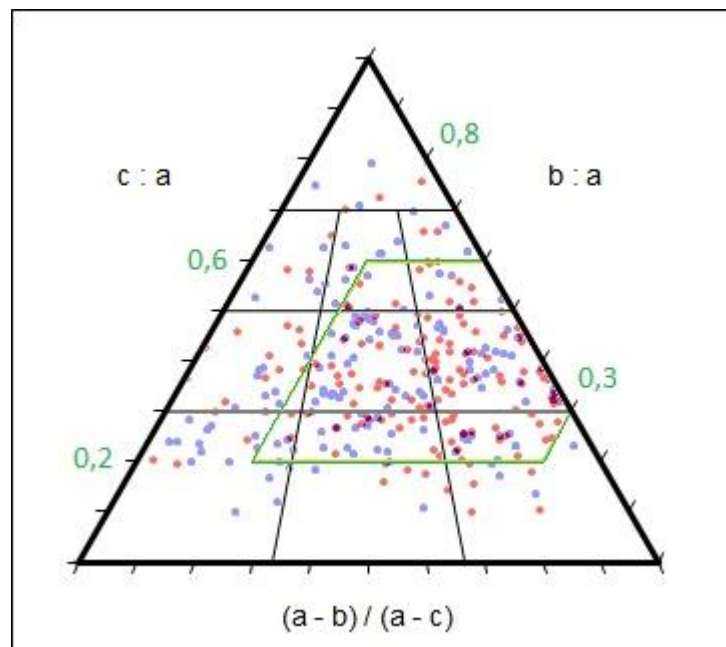
Graf 20: SNEED & FOLK (1958) diagramy pro profily B1 a B2
(vlastní zpracování v programu TRI-PLOT - GRAHAM & MIDGLEY 2003)

V diagramech pro podélný (graf 19) i oba příčné profily (graf 20) v lokalitě B rovněž nejsou markantní rozdíly a to i v případě konfrontace s diagramy pro lok. A (grafy 17 a 18).

Ani mezi měřenými vzorky na „jižním“ svahu se tedy nevyskytují klasty s výrazným nepoměrem os a jen v ojedinělých případech lze měřené vzorky popsat jako „desky“, „čepele“ nebo „tyče“ (velmi malá tloušťka oproti délce a šířce). Pravidelné „bloky“ (podobné hodnoty délky všech tří os, tvar blížký krychli) jsou též řídce zastoupeny. Poměr tloušťky (osa c) a délky (osa a) se opět pohybuje nejčastěji mezi 0,2 a 0,6.

Podíl nepravidelných klastů (C40 index) je v podélném (B0) i dolním příčném (B2) profilu lehce přes polovinu, avšak v horním příčném profilu (B1) je vzorků, pro něž platí, že $c:a \leq 0,4$, cca 75% (viz graf 20 – body pod vyznačenou linií C40). Stejně jako v případě kamenného moře v lokalitě A lze tedy v horní části akumulace konstatovat přítomnost méně opracovaných úlomků, zřejmě odlomených za jiných podmínek než v ostatních částech.

O typickém kvádrovitém vzhledu (s nadsázkou jej lze přirovnat ke tvaru cihly) kamenných úlomků ve svrchní vrstvě zkoumaných forem reliéfu vypovídá i poměr šířky (osa B) a délky (osa A), který se u všech 306 měřených vzorků v zájmovém území pohybuje nejčastěji mezi hodnotami 0,3 a 0,8. Podle stanovené klasifikace jsou tedy klasty většinou protáhlé a zploštělé (*bladed*) nebo jen protáhlé (*elongated*). Do ostatních kategorií pak spadá vzorků méně (viz graf 21, cf. graf 3).

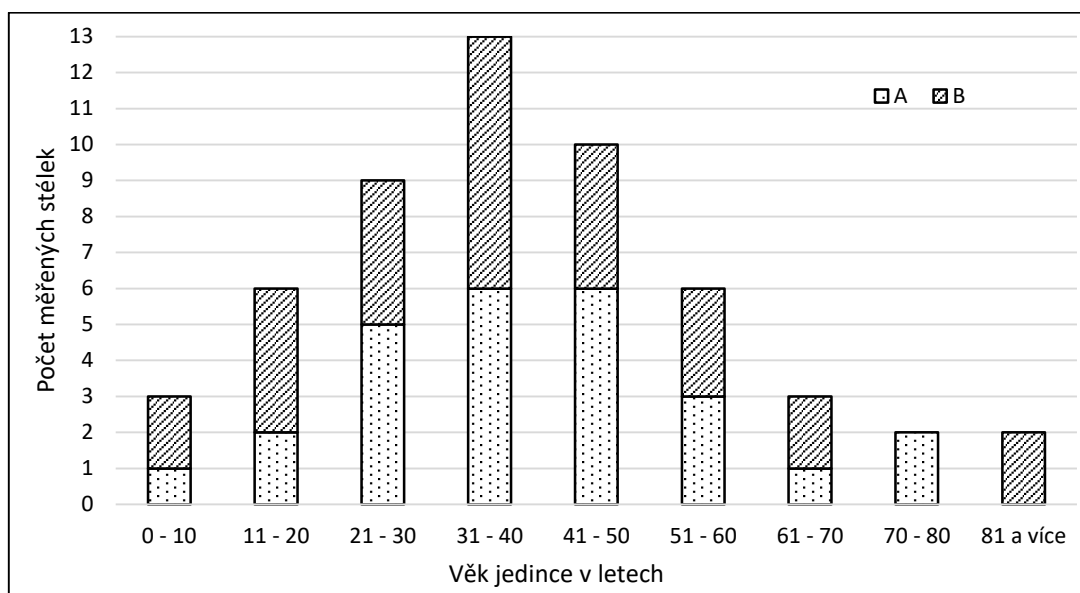


Graf 21: Shrnující SNEED & FOLK (1958) diagram pro lokalitu A (červeně) i B (modře) s vyznačenou oblastí největší koncentrace bodů (vlastní zpracování v programu TRI-PLOT - GRAHAM & MIDGLEY 2003)

5.4 Lichenometrie

Průměrná hodnota velikosti stélek všech měřených lišejníků na obou výzkumných lokalitách v zájmovém území odpovídá 16,4 mm. Při stanoveném tempu růstu pro mapovník zeměpisný v této oblasti (0,4 mm za rok – viz kap. 4.4) je tedy průměrné stáří lišejníků asi 41 let.

Rozmezí všech naměřených hodnot průměrů stélek je od 3 do 45 mm, tedy věk vzorkovaných jedinců se zřejmě pohybuje od 7,5 do 112,5 let. Dva nejstarší jedinci s průměry stélky 45 a 38 mm (≈ 95 let), které byly změřeny ve spodní části lokality B, však představují výjimečné hodnoty. Poměrně daleko za nimi jsou dva lišejníky ve věku 75 let, rostoucí na skalních výchozech v lokalitě A (viz graf 22).



Graf 22: Zastoupení měřených mapovníků zeměpisných ve věkových kategoriích v lokalitách A (tečkovaně) a B (šrafovaně)

U nejmenších rozeznatelných stélek (3 mm), z nichž dvě byly objeveny v rámci makrogranulometrického profilu B0 (viz tab. 4) a třetí na větším kamenném bloku v lokalitě A, se předpokládá věk cca 7,5 let¹.

Medián stáří vzorků je 40 let a příliš se tedy neliší od průměru. Nejvíce zastoupeny mezi měřenými vzorky v obou lokalitách jsou stélky lišejníků o průměru cca mezi 8 a 20 mm. Jejich stáří tedy přibližně odpovídá 20 až 50 rokům.

¹ Tento údaj může být ovlivněn nejasnou rychlostí růstu stélky při jejím formování.

Rozdíl v průměrném stáří lišejníků mezi lokalitami A a B je zanedbatelný, lokálně lze však vysledovat určité odlišnosti.

Na skalních výchozech nad kamenným mořem v lokalitě A i na větších blocích vedle něj téměř chybějí mladší lišejníky (hodnoty velikostí stélek nejčastěji mezi 15–30 mm, průměrný věk 17 vzorků je cca 47 let), na úlomcích v kamenné akumulaci je pak naopak méně starších jedinců, a to zejména ve svrchní a střední části, kde byly ponejvíce pozorovány stélky mapovníků o průměru mezi 5 a 20 mm (\approx stáří 12,5–50 let). Průměrný věk jedinců měřených přímo v kamenném moři na severním svahu (lok. A) odpovídá přibližně 32 rokům.

V rozložení velikostí stélek lišejníků v závislosti na vertikální pozici v kamenném moři na jižním svahu (lok. B) nelze vysledovat žádný trend (viz tab. 4). Šest lišejníků změřených při profilu B2 makrogranulometrické analýzy sice vykazuje nadprůměrné hodnoty stáří (v průměru cca 68 let), vzhledem k nízkému počtu vzorků však nelze tato data dále spolehlivě interpretovat (nehledě na ovlivnění hodnoty průměru dvěma vzorky extrémního stáří), navíc poměrně reprezentativní vzorek 22 hodnot z vertikálního profilu B0 nevykazuje jakoukoli pravidelnost v uspořádání stélek lišejníků s ohledem na jejich stáří (viz tab. 4), kolonizace nově obnažených kamenných povrchů je tedy spíše chaotická, což ukazuje na nepravidelnost v opadávání úlomků a jejich pohybu (více v kap. 6).

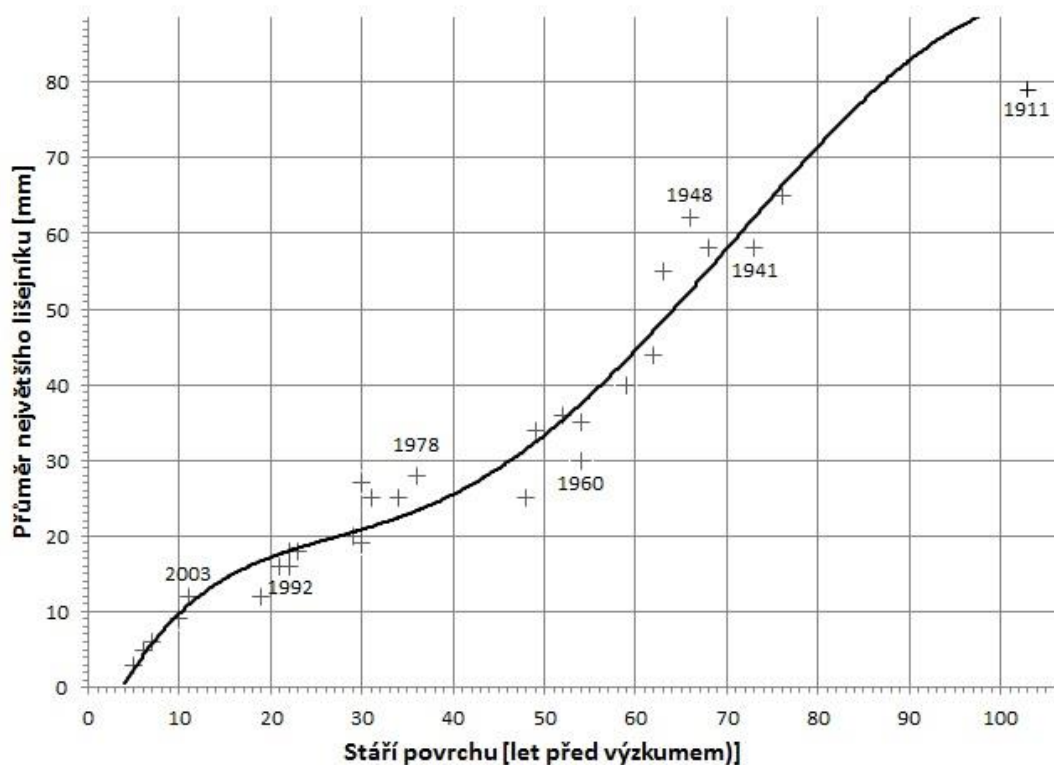
Stáří lišejníků lze považovat i za údaj o době, před níž došlo k obnažení kamenného povrchu, na němž byla stélka lišejníku měřena. Doba mezi obnažením povrchu a kolonizací prvními lišejníky je zde zanedbána, jelikož i v chladnějších oblastech Slezských Beskyd jsou podle KISZKY (1964) mladé stélky lišejníků na čerstvě obnaženém kamenném povrchu rozeznatelné již po dvou nebo třech letech.

Tato problematika je nicméně ještě krátce diskutována v závěru výzkumné části práce (kap. 6.2).

Vzdálenost [cm]	Průměr [mm]	Roky
0	25	62,5
80	5	12,5
160	3	7,5
240	13	32,5
400	7	17,5
560	20	50
800	25	62,5
880	15	37,5
960	15	37,5
1120	10	25
1280	6	15
1680	13	32,5
1840	11	27,5
2160	14	35
2400	6	15
2480	10	25
2720	21	52,5
2800	15	37,5
3200	3	7,5
3360	22	55
3600	11	27,5
4000	16	40

Tabulka 4: Velikost a stáří stélek lišejníků, rostoucích na vzorcích pro makrogranulometrický profil B0, podle jejich vzdálenosti od horního okraje kamenného moře

5.4.1 Růstová křivka



Obrázek 33: Předpokládaná růstová křivka pro misničku zední (*Lecanora muralis*) pro přehlednost s některými vybranými daty na náhrobcích (vlastní zpracování, převzato z KRŇÁK 2014).

Z vymodelované růstové křivky pro misničku zední jsou patrné změny v tempu růstu, způsobené jednak klimatickými vlivy (rychlost růstu závisí primárně na světle, vlhkosti, teplotě a zásobování živinami), jednak přirozeným zpomalováním růstového tempa po dosažení určitého věku jedince (více v kap. 4.4.1). Vyloučit nelze ani ovlivnění růstu lidmi, kteří kamenné náhrobky udržují (čistí je apod.), příp. další faktory.

Kdybychom všechny získané hodnoty změřených průměrů stélek proložili přímkou, diametrální rychlost růstu (DRR – viz kap. 4.4.1) pro misničku zední na hřbitově u Těškova by odpovídala přibližně 0,9 mm za rok. Výkyvy v tempu růstu jsou však poměrně značné (od cca 0,7 mm za rok pro lišejníky staré přibližně 20 až 40 let do cca 1,2 mm za rok pro jedince ve věku kolem 50 až 75 let, vyšší tempo také u velmi mladých stélek) a ukazují na rezervy použití lineárního tempa růstu v lichenometrickém výzkumu (více v kap. 6.2).

Zjištěné tempo růstu je mnohem nižší, než stanovená radiální rychlost růstu pro misničku zední v Anglii nebo ve Finsku (cf. tab. 3), což je dáno obecně příhodnějšími podmínkami pro růst lišejníků (sice chladnější charakter podnebí, ale nižší výkyvy teplot a dostatek srážek vhodně rozložených během roku – více v kap. 4.4.1).

6 Shrnutí dosažených výsledků

Analýzou reliéfu se značnou pomocí DMR byly v zájmovém území zmapovány důležité formy reliéfu a navržen jednoduchý GmIS, který dále slouží jako pomůcka k interpretaci vybraných charakteristik reliéfu v zájmovém území.

Nový popis a vyhodnocení ERT profilu na „severním svahu“, důkladná rešerše literatury týkající se geologické minulosti zájmového území a antropogenních změn reliéfu, a následné shrnutí zjištěných poznatků dokresluje obraz složitě geologicko-geomorfologického vývoje východní části Radče v kontextu celého hřbetu a jeho bližšího okolí.

Získem primárních dat pomocí vybraných metod geomorfologického výzkumu se podařilo odhalit některé vlastnosti a specifika zkoumaných forem reliéfu, vypovídající o jejich dynamice a vývoji v čase.

Měřeními tří základních os klastů bylo pomocí dvou horizontálních makrogranulometrických profilů potvrzeno gravitační vytřídění svrchní vrstvy kamenného moře na „severním“ svahu a tento jev, dokonce více se projevující, byl analýzou jednoho podélného a dvou příčných profilů zjištěn i ve druhé studované lokalitě (na „jižním“ svahu).

Velikosti kamenných úlomků ve svrchní části kamenné akumulace na „jižním“ svahu jsou srovnatelné s velikostmi klastů ve spodní části kamenné akumulace na „severním“ svahu. Průměrná hodnota indexu velikosti klastu je 104 mm pro podélný, 91 mm pro horní příčný a 163 mm pro dolní příčný profil v lokalitě A. Pro druhé zkoumané kamenné moře jsou hodnoty zhruba 2,5x vyšší – 257 mm pro podélný, 160 mm pro horní příčný a 372 mm pro dolní příčný profil.

Další sledované vlastnosti kamenných úlomků nevykazují v případě srovnání obou výzkumných lokalit zásadní odlišnosti, i když hodnoty orientace (azimutu) hlavní osy klastů na lokalitě A jsou o něco méně chaotické a jejich uložení je tedy poněkud konformnější s morfologií (sklonem) svahu, což se týká i sklonu nejdelší osy vzorků vůči rovině zemského povrchu – průměrná hodnota tohoto úhlu je 21,5° pro „severní“ a 16,6° pro „jižní“ kamennou akumulaci, přičemž sklony reliéfu v místech, kde byly vedeny podélné makrogranulometrické profily (zhruba spádnice svahu), jsou cca 37° pro lokalitu A a 32° pro lokalitu B.

Na obou akumulacích je potom patrná tendence k uspořádanému uložení kamenných úlomků paralelně se spádnicí svahu, což vylučuje jejich vznik *in situ*.

Podíl nepravidelných klastů (C40 index) je něco přes 50% v podélných a dolních příčných profilech, a to na obou lokalitách. V horních příčných profilech je nepravidelných (dlouhá osa podstatně delší než krátká) klastů více – 70% v lokalitě A, 75% v lokalitě B.

Měřené vzorky mají typicky zhruba kvádrovitý vzhled, extrémní tvary s výrazným nepoměrem os se vyskytují zřídka.

Na základě výsledků lichenometrické analýzy je možné potvrdit dříve vyslovenou hypotézu (KRŇÁK 2014, kap. 7.1), že k obnažení kamenných povrchů úlomků v kamenném moři i skalních výchozů na „severním“ svahu východní části hřbetu Radče došlo vzhledem k celému geomorfologickému vývoji hřbetu relativně nedávno. Výsledky měření lišejníků na vybraných klastech „jižního“ kamenného moře rozšiřují oprávněnost tohoto tvrzení i na lokalitu B.

Využití vypočteného tempa růstu stélek mapovníku zeměpisného polskými vědci (v konfrontaci s mnoha dalšími studiiemi z celého světa) umožnilo odhadnout stáří 24 jedinců v lokalitě A a 29 v lokalitě B, u nichž byl změřen průměr stélky, s maximální odchylkou 3 roky pro nejstarší lišejníky. Věk všech měřených stélek se pohybuje od 7,5 do 112,5 let, přičemž hodnoty se příliš neliší mezi oběma lokalitami. Nejvíce zastoupeny jsou stélky lišejníků o průměru zhruba 8 - 20 mm, tedy přibližně ve věku 20 až 50 let. Zjištěné hodnoty nevykazují žádný výrazný trend či uspořádání a patrný není ani vztah mezi vertikální pozicí měřeného vzorku v kamenném moři a jeho věkem, což na obou lokalitách potvrzuje dříve vyslovený předpoklad pro „severní“ kamenné moře (KRŇÁK 2014, kap. 7.1) o postupném uvolňování („odlamování“) hranatých klastů, které se nejspíš většinou pohybují po kamenném moři jednotlivě.

6.1 Hypotéza vývoje kamenných akumulací ve východní části hřbetu Radče

Hřbet Radče je erozně-denudačním pozůstatkem horninového materiálu, který se usazoval v době ordoviku a prošel od té doby složitým geologickým i tektonickým vývojem. Odolné křemence zde vystupují nad okolní méně odolné horniny, převážně břidlice, což se projevuje v morfologii reliéfu, neboť pevné horniny tvořené převážně křemenem lépe odolávají exogenním činitelům a naopak jílovité břidlice zvětrávají rychleji a povrch jimi tvořený je snáze zarovnáván (denudován).

Na samotném hřbetu se nyní exogenní pochody projevují zejména v některých jeho částech. Tyto procesy nejsou v současné době nijak dramatické a lze je definovat jako

opadávání úlomků zejména ve vazbě na mrazové zvětrávání. Přestože i dnes dochází k mrazovému tříštění skalních výchozů i kamenných bloků, které se již dříve oddělily od skalní masy, vývoj kamenných akumulací byl obecně nejvýraznější v chladných obdobích pleistocénu, kdy podle puklinového systému docházelo k rozpadu skalních výchozů na velké bloky (případně k jejich transportu po svahu), které jsou dnes pozorovatelné v okolí obou výzkumných lokalit v zájmovém území. Za současných podmínek naopak dochází k opadu "čerstvých", menších úlomků, jejichž tvar patrně odráží geometrii systému puklin ve zdrojové horninové mase.

Podle KOTARBY (2002) hraje i v současné době mrazové zvětrávání, jakožto přípravný proces, velmi důležitou roli v morfogenezi reliéfu zejména v horských oblastech. Průběh mrazového zvětrávání závisí primárně na klimatických podmínkách, vlastnostech horniny, orografických podmínkách a expozici, a na čase. Z lidského pohledu probíhá tento proces velice pomalu, na našem území se nyní mrazové zvětrávání projevuje mnohem méně, než tomu bylo v chladných obdobích pleistocénu, kdy došlo v periglaciálních oblastech ke zvýšení frekvence regelačních cyklů a tím i ke zrychlení mechanického zvětrávání, což následně vedlo k dezintegraci skalních výchozů i horninového podloží. Dodnes však i v Čechách přetrvaly některé formy reliéfu, poměrně hojně právě v horách, vytvořené právě tímto procesem.

I za současných klimatických podmínek, kdy působí regelace zejména v zimě (s menší silou pak koncem podzimu a začátkem jara – viz kap. 3.2) jsou obnažené horniny rozrušovány fyzikálním zvětráváním. V zájmovém území je možné hovořit o dotváření skalních výchozů a kamenných moří i v současnosti. Tyto procesy mají sezónní charakter, jelikož jsou podmíněny zejména klimatickými faktory, především počtem dní s přechodem přes 0°C, kterých je zde během roku cca 80. Počet regelačních cyklů značně kolísá a to samozřejmě během roku, ale také mezi jednotlivými lety.

Nejvýraznější zjištěnou odlišností v geomorfologii kamenných moří ve východní části hřbetu Radče je znatelný rozdíl ve velikosti kamenných úlomků v jejich svrchní vrstvě. Je známo, že mezi faktory, jež mají vliv na intenzitu zvětrávacích pochodů, patří také orientace svahu vůči světovým stranám. Zkoumané reliéfní formy jsou orientovány přibližně k SZ až SZS („severní“ kamenné moře), resp. V až VJV („jižní“ kamenné moře), proto se nabízí zdůvodnit rozdíl ve velikosti klastů právě jejich odlišnou expozicí.

Příčinou zjištěných odlišností mezi oběma lokalitami by mohl být také užší vztah mezi kamenným mořem a obnaženou skalní stěnou výchozu hornin nad ním, která se v současné

době rozpadá procesem mrazového tříštění. Svrchní vrstva kamenné akumulace v lokalitě A je tedy dotována spíše menšími úlomky, které opadávají právě ze „zdrojové“ skalní stěny.

Kamenná akumulace v lokalitě B je také tvořena kombinací mrazového tříštění a působením gravitace a i zde dochází k opadávání úlomků, avšak zejména pro její centrální část „chybí“ zdrojový skalní výchoz a menší klasty tedy vznikají mrazovým tříštěním již dříve oddělených, větších kamenných bloků, které se dále štěpí na stále menší hranáče. I zde dochází k sesypávání klastů, avšak minimálně v centrální části kamenného moře neopadávají malé, čerstvé úlomky přímo ze skalní stěny, tak jako v případě „severního“ svahu.

Kamenné moře na „jižním“ svahu je s nadsázkou možné považovat za „rozbitý schod“, tedy dávno rozpadlou část hrany reliéfního stupně, která byla exogenními pochody destruována. Tyto „stupně“, které lze na jižním svahu východní části hřbetu Radče rozlišit minimálně čtyři (viz obrázky i text kap. 5.1) představují pravděpodobně mocné lavice odolnějších křemenců (pro představu byla vytvořena zjednodušená vizuální interpretace – příl. 22). Další možný vliv geologické struktury je dále probírán v diskuzi (kap. 6.2).

K rozštěpení pevné horninové masy na velké bloky došlo patrně před mnoha tisíci lety, patrně v chladných obdobích pleistocénu, kdy zvětrávací pochody působily s podstatně vyšší intenzitou. Lze spekulovat o tom, že kamenné moře na „jižním“ svahu mohlo být založeno dříve než moře „severní“, které může být naopak „mladší“, což dokumentuje i jeho malá mocnost (cca 10 m), odhadnutá z ERT profilu. Velké kamenné bloky u paty tohoto svahu a podél okraje kamenného moře se pravděpodobně také oddělily od horninové masy v době intenzivního působení mechanického zvětrávání v periglaciálním prostředí, avšak vlastní kamenné moře vzniklo akumulací úlomků skály nad ním. Mohlo by se tedy zjednodušeně říci, že kamenné moře v lokalitě A je „více“ alochtonní, na což by ukazovala vyšší uspořádanost v uložení klastů, na druhou stranu však vykazuje nižší míru gravitačního vytřídění a ani lichenometrická analýza neprokázala, že by bylo tvořeno výrazně čerstvějšími úlomky.

Makrogranulometrická analýza však prokázala korelaci mezi četností výskytu menších úlomků a blízkostí zdrojové skalní stěny. Na horním (jižním) a pravém (východním) okraji je kamenné moře v lokalitě A ohraničeno ostře a je zde obklopeno skalními výchozy a/či většími kamennými bloky, jeho levý (západní) a spodní (severní) okraj je naopak neostrý a otevřená kamenná akumulace je v těchto částech méně aktivní a směrem do středu postupně zarůstá vegetací. Z těchto důvodů je vzrůstající trend velikosti klastů v horizontálních profilech na lokalitě A dokonce vyšší než v profilu podélném, kde je způsobený gravitačním vytříděním.

Také na „jižním“ kamenném moři lze vysledovat poněkud aktivnější zónu s menšími úlomky v jeho centrální části. Na obou kamenných mořích pravděpodobně dochází k pozvolnému snižování aktivity a stabilizaci kamenných úlomků a bloků, zejména v jejich okrajových částech, kde se uchycují i vyšší rostliny, které pak zpevňují svah a urychlují další zarůstání vegetací.

Zabývat se ověřováním vyslovené hypotézy je mimo rámec této práce. Pro její potvrzení by bylo nutné posouzení dalších faktorů (např. dlouhodobým měřením klimatických charakteristik na topické úrovni), které mohou mít vliv na zjištěné rozdíly mezi oběma výzkumnými lokalitami. Těmto faktorům je věnována část diskuze.

6.2 Diskuze

Tato kapitola nejprve konfrontuje dosažené výsledky s kvalifikačními pracemi příbuzné tematiky i vybranými zahraničními studiemi, její druhá část se potom dále zabývá otázkami k vývoji reliéfu zájmového území i v širším kontextu metod geomorfologického výzkumu.

Poměrně rozsáhlou makrogranulometrickou analýzu provedl pomocí tří příčných a tří podélných profilů SEDLÁČEK (2015) u kamenného moře na nedalekém Žďáru. Kamenné moře se vyvinulo v silně prokřemenělých kambrických slepencích. Zkoumaná akumulace je sice značně rozsáhlejší (zejména širší) než na Radči, její předpokládaná mocnost je však naopak poněkud nižší (7–10 m) než mocnost „severního“ kamenného moře na Radči¹.

Průměrné hodnoty indexu velikosti klastu jsou zde cca 451, 472 a 475 mm pro vertikální profily a 371, 470 a 531 pro profily horizontální. Také zde je tedy patrný trend zvyšující se velikosti klastů směrem dolů po svahu, tedy gravitační vytřídění kamenného moře².

Velikosti kamenných úlomků ve svrchní části kamenné akumulace na Žďáru jsou srovnatelné s velikostmi klastů ve spodní části kamenné akumulace na „jižním“ svahu, kde byly v rámci měřených profilů pro tuto práci zjištěny zdaleka největší klasty. Srovnáme-li velikosti klastů s přihlédnutím k jejich vertikální pozici na svahu, zjistíme, že kamenné moře na Žďáru je tvořeno zhruba 1,5x až 2x většími úlomky než akumulace v lokalitě B a 3x až 4x než v lokalitě A. Příčiny tohoto jevu je možné hledat v odlišných geologických podmínkách obou lokalit. I když obě horniny jsou silně prokřemenělé sedimenty odolné zejména proti chemickému zvětrávání, vznik větších úlomků je zřejmě podmíněn puklinatostí, která je

¹ Mocnost srovnána na zákl. ERT profilů – kap. 5.2 a SEDLÁČEK, P. 2015, kap. 6.2. Viz též KRŇÁK 2014, kap. 7.2.

² Cf. grafy v kap. 5.3 a SEDLÁČEK, P. 2015 (obr. 17 a 18).

u slepenců na Žďáru spojena s výraznější vrstevnatostí na čelním svahu homoklinálního hřbetu. Slepence se zde rozpadají podle vrstevních ploch, jejichž vzdálenost determinuje velikost úlomků. U křemenců vrstevnatost není tak výrazně vyvinuta a rozpad je tak více nahodilý a úlomky menší. Kamenné moře na Žďáru je však také o něco hůře gravitačně vytříděné ve srovnání zejména s „jižním“ kamenným mořem na Radči, a byť i zde je patrná preferovaná orientace vůči spádnici, klasty jsou uloženy s menší pravidelností. Hodnoty azimutů jsou rozptýleny podobně jako v lokalitě B na Radči a jako při horním okraji kamenného moře v lokalitě A, avšak více než hodnoty azimutů v centrální a dolní části „severního“ kamenného moře. Lze tedy konstatovat, že orientace klastů v jejich nejdelší ose na Žďáru častěji není v souladu s morfologií svahu, což se na druhou stranu netýká sklonů jejich hlavních os, které sice vykazují poněkud větší rozptyl než hodnoty zjištěné na Radči, avšak převládají zde vyšší sklony klastů mezi 25–35°, což lépe odpovídá sklonu celé kamenné akumulace.

Na uspořádání klastů ve svrchní vrstvě porovnávaných kamenných akumulací, tedy „texturu“ kamenných moří, má nepochybně vliv také tvar klastů. Ten lze díky shodné metodologii makrogranulometrické analýzy srovnat pomocí SNEED & FOLK (1958) diagramů a hodnot C40 indexu. Na všech profilech provedených P. SEDLÁČEKEM (2015) je podíl nepravidelných klastů cca 50 %. Pravděpodobně je to způsobeno tím, že pro signifikantnější výsledky by (v případě takto odolných slepenců) musela být uvažovaná vzdálenost transportu výrazně delší (SEDLÁČEK 2015, s. 55). Ani v kamenných mořích na Radči neumožnila krátká transportní vzdálenost výraznější opracování klastů a v horních částech obou akumulací byl dokonce zjištěn vyšší index C40. Větší procento nepravidelných (dlouhá osa podstatně delší než krátká) klastů lze na jednu stranu teoreticky předpokládat vzhledem k tendenci křemenců rozpadat se na „hranáče“ (vliv litologie na tvar klastů prokázali např. LUKAS et al. 2013), na stranu druhou však může indikovat intenzivnější proces opadávání úlomků, což dokládá i více podobností vytvořených SNEED & FOLK (1958) diagramů se suťovými poli či proudy vzniklými skalním říčením, např. v jižním Walesu (CURRY & BLACK 2002), kde analyzované osypy vykazují C40 index cca 76–86 %. Sedimentologie těchto suťových polí, které jsou však mnohem jemnozrnější než kamenná moře na Radči, se také podobá převážně reliktním suťovým osypům v severozápadním Skotsku (SALT & BALLANTYNE 1997, HINCHLIFFE et al. 1998).

Tvar kamenných úlomků je v rámci granulometrické analýzy převážně zkoumán u velmi malých klastů, případně v sedimentech jiné geneze (fluviální, glaciální), kde srovnání není

příliš relevantní. Za zmínku stojí výzkum HARTA (1995), ve kterém vzorky v morénách vykazují C40 index 46 % a kamenné úlomky v supraglaciální zóně naopak 70 % (viz také BENN & BALLANTYNE 1993), případně poměrně rozsáhlá granulometrická analýza, provedená českými vědci na Špicberkách (HANÁČEK et al. 2013), kde vysoké hodnoty C40 indexu byly zjištěny u sedimentů výplavových delt na okraji ledovce. Z mnoha SNEED & FOLK (1958) diagramů v uvedené studii se některé jeví jako podobné grafům vytvořeným v této práci, jedná se však například o nánosy štěrku, oblázků či valounů, tedy sedimenty naprosto jiného původu.

V geomorfologických studiích na kamenných mořích naopak analýza tvaru částic často chybí. Na různých reliéfních formách v okolí ledovcových jezer na Šumavě provedl analýzu tvaru klastů MENTLÍK (2006). V případě kamenného moře pod Skalkou se 82,4 % vzorků nachází pod linií C40 a „prokazatelně se jedná o typické rulové hranáče, u kterých můžeme předpokládat vznik kongelifrakcí – téměř bez znatelného opracování částic následným transportem“ (MENTLÍK 2006, s. 180). Z analýzy orientace úlomků na tomto kamenném moři vyplývá také velký rozptyl směrů nejdelších os, kdy jen 13,7 % klastů je orientovaných v maximálně zastoupeném směru a dominantní je navíc orientace kolmo na spádnici svahu. Uloženiny glaciálního původu v této studii pro srovnání vykazují C40 index kolem 50 % (sedimenty nejstaršího zalednění v předpolí Prášílského jezera dokonce jen 36 %) a také podstatně vyšší uspořádání částic v jednom směru (viz MENTLÍK 2006).

U mnoha kamenných akumulací na strmých svazích bylo doloženo gravitační vytřídění (např. RAPP 1960; GARDNER 1969, 1972, 1979; STATHAM 1972, 1976a, 1976b; ALBJÄR et al. 1979; CHURCH et al. 1979; ÅKERMAN 1984; PÉREZ 1989, 1998). May-Britt Sæter, která se ve své rozsáhlé práci zabývá dynamikou tvorby suťových osypů, zjistila pomocí řady experimentů v malém měřítku funkční závislost mezi vzdáleností od zdrojové skalní stěny a výrazností efektu gravitačního vytřídění (viz SÆTER 2008), STATHAM (1972, 1976b) dokonce hovoří o lineárním vztahu.

Z výzkumů na autochtonních kamenných mořích poskytuje zajímavé informace také analýza blokových polí v Ligurských Alpách (FIRPO, GUGLIELMIN & QUEIROLO 2006), které jsou v mnohém podobné „kamenným proudům“ na Falklandách (ANDERSSON 1906, CLAPPERTON 1975). Autoři této studie mimo jiné hovoří o tom, že jimi studované blokové akumulace, na rozdíl suťových uloženin, vykazují opačný trend rozložení velikosti jejich částic, tedy že nejmenší bloky se nacházejí v přední části zkoumaných forem. Tento jev byl také popsán KLATKOU (1962) na Lysé Hoře (Łysa Góra, Góry Świątokrzyskie) v Polsku. Další jejich zajímavostí

je imбрикаční (doškovité) uspořádání částic patrné nejlépe opět v jejich přední části, což podle autorů naznačuje jejich pomalý pohyb o několik cm za rok (akceptujeme-li modely navržené CZUDKEM a DEMKEM 1972 a ROMANOVSKÝM a TYURINEM 1974, 1983, 1986 – viz FIRPO, GUGLIELMIN & QUEIROLO 2006). V tomto ohledu se tedy „kamenné proudy“ liší od pravých autochtonních kamenných moří, v celé své mocnosti tvořených úlomky vzniklými *in situ*, které by měly být uspořádány v podstatě chaoticky. Výraznou paralelní orientaci vykazují také oblázky, které byly analyzovány v umělém, opakovaně experimentálně vytvořeném suťovém proudu (MAJOR 1998). Preferovanou orientaci (menší rozptyl hodnot azimutů nejdelší osy klastů) lze tedy považovat za vypovídající ukazatel vlivu transportních (gravitačních) procesů na pohyb úlomků a tedy i na vývoj svrchní vrstvy kamenných moří zkoumaných v této práci.

Lichenometrickou analýzu, podobně jako další biologické metody, nelze už z podstaty jejího principu řadit mezi přesné techniky datování kamenných povrchů. Přestože se jedná o levnou a relativně nenáročnou techniku, kterou EMBLETON a KING (1975) dokonce považují za jednu ze šesti standardních metod holocénního datování, vysloužila si tato metoda opakovanou kritiku kvůli nekonzistentním a nereprodukovatelným měřícím strategiím, zpracování dat, řešení chyb a několika diskutabilním předpokladům ohledně růstu lišejníků¹.

Nedávno se proto ROSENWINKEL, KORUP, LANDGRAF a DZHUMABAEVA (2015) rozhodli tuto metodu otestovat v glaciálním reliéfu pohoří Ťan-šan, kde vytvořili růstové křivky pro *Rhizocarpon geographicum*, *Aspicilia tianshanica* a *Xanthoria elegans*. Výsledkem studie je zjištění, že s rostoucím průměrem stélek měřených lišejníků klesá i přesnost této techniky pro dataci kamenných povrchů.

Problematikou růstového tempa a tvorby kalibrační křivky se zabývá kap. 4.4.1. Někteří vědci navrhují předcházet problémům s nelineárním růstem stanovením rychlosti přímo, za pomoci systematického měření růstu po určitých časových intervalech.

LOSO a DOAK (2006) naopak obhajují tradiční metodu nepřímého měření tempa růstu, do něhož se však podle nich musí zahrnout další ekologické parametry, jako doba do kolonizace (viz dále) nebo úmrtnost lišejníků. Přímé měření totiž nemůže zachytit dlouhodobé změny a lze díky němu stanovit pouze dočasné tempo růstu (ROOF & WERNER 2011). I z tohoto důvodu v praxi stále převládá nepřímé měření rychlosti růstu, pomocí lišejníků rostoucích na objektech známého stáří. Použití pouze několika vzorků k vytvoření růstové křivky pomocí regresního grafu však může podle CALKINA a ELLISE (1984) vést k zavádějícím výsledkům.

¹ více OSBORN et al. 2015

Je také možné, že lišejníky rostoucí v současné době nemusejí reflektovat skutečné stáří kamenného povrchu. Tento problém se může vyskytnout z několika důvodů, včetně omlazení povrchu kvůli dlouhodobě ležící sněhové pokrývce (viz RAPSON 1985), odstraněním vegetačního pokryvu nebo také ožehnutím (DUGMORE in BRAZIER 1988). Z pohledu měření lišejníků na kamenných úlomcích v suťovém poli je také nutné alespoň zmínit možnost, že anomálně velké lišejníky mohly například přežít transport ze staršího povrchu.

Některé studie prokázaly (DENTON & KARLÉN 1973, BULL et al. 1994), že faktory jako typ horniny a drsnost povrchu, na kterém lišejník roste, mají minimální vliv na dobu do kolonizace i rychlost růstu. Podle BENEDICTA (1967) má na růstové tempo z hlediska mikroklimatických podmínek největší vliv to, zda jsou lišejníky vystaveny vůči větru a slunečnímu záření. Jsou-li vůči těmto vlivům chráněny, rostou obvykle rychleji. Vzhledem k výzkumu v této práci tedy vyvstává otázka, zda by rozdíl v mikroklimatu mezi oběma lokalitami (který je dán jejich odlišnou expozicí) mohl být natolik velký, aby se projevil v rychlosti růstu lišejníků.

MCCARTHY (1999) považuje za nejdůležitější faktory mající vliv na rychlost růstu teplotu, vlhkost, expozici vůči slunečnímu záření, sněhovou pokrývku a kvalitu vzduchu. Tyto klimatické faktory jsou samozřejmě ovlivněny i nadmořskou výškou a orientací svahu vůči světovým stranám. Existují studie, které lze považovat za výjimky potvrzující toto pravidlo. Například v jedné studii z Tádžikistánu (NIKONOV & SHEBALINA 1979) neměla orientace svahu žádný vliv na růst stélek druhu *Lecidea muralis*, zatímco nadmořská výška měla naopak vliv velký. Také ve výzkumu TRENBIRTHA a MATTHEWSE (2010) nelze vysledovat významnější rozdíly v rychlosti růstu, jež by závisely na morfologii reliéfu. Vzhledem k těmto skutečnostem a také s ohledem na minimální rozdíl v tempu růstu mezi lokalitami v Polsku (viz kap. 4.4.1) je tedy možné tento faktor zanedbat i v této práci.

Tato práce dále ignoruje také dobu mezi obnažením povrchu a kolonizací prvními lišejníky, což je výše zdůvodněno zjištěním KISZKY (1964), že mladé stélky jsou na čerstvě obnaženém kamenném povrchu rozeznatelné již po 2–3 letech i v oblastech chladnějšího klimatu (ve Slezských Beskydech). Doba mezi obnažením povrchu a kolonizací prvními lišejníky je na druhou stranu poněkud delší ve Vysokých Tatrách – cca 8–10 let (viz KOTARBA 2001), v drsnějších podmínkách může vzrůst až na desítky let (LEWKOWICZ & HARTSHORN 1998).

Lišejníky svým růstem také ovlivňují kamenný povrch, na němž rostou. Zda však zvětrávání urychlují nebo brzdí je předmětem sporů, kdy jedna strana předpokládá ochranný efekt lišejníkového pokryvu, zatímco druhá strana se domnívá, že převládá působení

biologického zvětrávání a výsledný efekt je spíše negativní (DE LA ROSA, WARKE & SMITH 2014). GUPTA (2005) při geomorfologickém výzkumu sesuvů v Himálaji (stát Himáčalpradéš, Indie) zjistil, že kamenné bloky s větším pokrytím lišejníky vykazují vyšší stabilitu ve srovnání s kameny, na nichž roste lišejníků méně.

Mezi dalšími problémy měření lišejníků můžeme uvést použitelnost jen velice omezeného počtu druhů, které vykazují radiální a nefragmentární růst, a to i v případě nejhojněji používaného mapovníku zeměpisného neplatí vždy, což vedlo v minulosti dokonce k selháním při pokusu o stanovení růstového tempa (viz CARRARA & ANDREWS 1973).

Některé další nevýhody použití lichenometrie v geomorfologickém výzkumu byly již zmíněny v BP (KRŇÁK 2014, kap. 7.2) a v Polsku se jimi zabývá KĘDZIA (2013b). Jejich shrnutí pak přinesli CARRARA a ANDREWS (1973). Pro účely překonání těchto problémů, spojených s lichenometrickým výzkumem, se v poslední době začínají uplatňovat moderní techniky, včetně složitých statistických výpočtů nebo analýzy digitálních snímků.

Vznik hřbetu Radče je vázán na endogenní pochody (zejména vznik horniny a její struktury) následně podléhající celé řadě exogenních činitelů, které působí s různou intenzitou dodnes (viz také KRŇÁK 2014, kap. 7.2).

Radeč lze tedy i přes jeho složitou geologickou minulost zahrnující vulkanické i tektonické procesy (kap. 3.1) považovat za tzv. suk (*monadnock*), neboť je to vrch tvořený tvrdými horninami, z jehož okolí méně odolné horniny byly erodovány a odneseny, díky čemuž vystupuje nad okolní zarovnaný reliéf (viz např. DEMEK 1988 nebo STRAHLER 2003). Někdy se také používá pojem odlehlík, což je zbytek denudovaného vyššího reliéfu v rozvodních částech terénu, který vyčnívá nad okolní zarovnaný povrch a před fluvialní erozí ho ochránila jeho odlehlá poloha (BÍNA & DEMEK 2012). Jedná se o značně erodovaný zbytek kdysi vyzdviženého reliéfu, vystupující nad typické pedimenty Rokycanska, které se zde zřejmě vyvinuly mnohem později, pravděpodobně v pliocénu. Pedimenty jsou mírně ukloněné sečné povrchy (zarovnávají horniny různé odolnosti) se slabou vrstvou zvětralin, vázané na současnou říční síť. Zajímavým příkladem skalního suku v malém měřítku je pak například lokalita „U Skalky“, nedaleko vsi Skomelno, na sever od centrálního hřbetu Radče, kde lze uprostřed relativně rovinatého reliéfu nalézt skalní formace (viz příl. 20). Křemencová skála se zde zvedá až několik metrů nad okolní povrch, přičemž velice ostře je ohraničena na JZ, kde probíhá zvětrávání obnažené skalní stěny. Na jednom ze skalních výchozů zde bylo pozorováno tektonické zrcadlo (příl. 19). Toto místo by tedy mohlo již představovat okraj tektonické kry

Bechlova, případně by předpokládaný geologický zlom mohl být součástí oblasti se složitou tektonickou minulostí mezi Bechlovskou krou a tektonickou krou Rumpálu a Radče (viz kap. 3.1).

Radeč není zdaleka jediným hřbetem v oblasti, tvořeným křemenci. MERGL & VOHRADSKÝ (2000) dále uvádí např. hřbet plzenecké Hůrky a dále vrcholy Sutice, Skalice, Stradiště a Čiliny, kde se křemence výrazně morfologicky uplatňují v terénu a tvoří nápadné podélné hřbety, pod kterými jsou místy přirozeně vzniklé suťové osypy. Srovnání s těmito, ale i dalšími lokalitami výskytu ordovických křemenců¹, zejména při aplikaci stejných metod geomorfologického výzkumu, představuje potenciální zisk dalších dat. V tomto smyslu je pak na prvním místě přirozeně kamenné moře pod Bílou Skálou (viz kap. 2.1 a 3.1.1), které je orientováno zhruba k západu.

Pro obě zkoumaná kamenná moře v této práci byl sice prokázán výrazný vliv gravitace na jejich současnou podobu, zároveň je však možná jejich genetická spojitost se skalním podložím (viz dále). Rychlost zde probíhajících zvětrávacích a svahových procesů je ovlivňována řadou faktorů od morfometrie reliéfu, přes klimatické (resp. mikroklimatické) a mnohé další (nejen) fyzickogeografické podmínky.

Všechny tyto další faktory by bylo nutné analyzovat, abychom zjistili, zda je interpretace zjištěných odlišností mezi oběma výzkumnými lokalitami v předchozí podkapitole správná či nikoliv. Kromě morfologie reliéfu (zejm. expozice – viz kap. 6.1) uveďme nyní některé další faktory, jež by mohly mít vliv na vývoj kamenných moří v zájmovém území.

Vzhled reliéfu ovlivňuje i geologická struktura a to složením hornin, jejich uložením, střídáním vrstev a jejich mocností (resp. odolností) a starými i aktivními tektonickými pohyby (DEMEK 1988). Značné ovlivnění reliéfu strukturními poměry bylo například zjištěno na Žďáru (viz ŠŤASTNÝ 2003).

Z geologických vrtů (HAVLÍČEK & ŠNAJDR 1956b, 1958) a schématického řezu (viz obr. 13) je patrné mírné naklonění sedimentačních vrstev uvnitř masivu Radče. Navíc zde lze předpokládat, stejně jako na jiných místech tvořených stejným geologickým souvrstvím (kap. 3.1, např. na severním úbočí hřbetu Čiliny u Rokycan – viz příl. 21) střídání různě mocných lavic odolných křemenců a měkkých jílovitých břidlic, což ukazují i Havlíčkovy geologické

¹ Např. v Hřebenech – Plešivec, Strážný vrch, Černolické skály, Babka u Řevnic (jediná křemencová jeskyně v ČR nejasného původu), křemencové sutě u Hostomic, kde CÍLEK (2003) pozoroval korozi křemencových balvanů a jejich vyleptání (viz kap. 3.2) po síti tenkých prasklin – ale i na území Prahy či jinde v Barrandienu.

profily (příl. 23 a 24). Ve větším měřítku se tento jev projevuje tvorbou poměrně ostrých reliéfních stupňů (viz kap. 5.1 a 6.1), a to zejména na jižním svahu východní části Radče.

Faktory tohoto typu mohou mít poměrně výrazný vliv na vznik sutě (viz příl. 25 a obr. 19) a nelze je vyloučit ani v případě zkoumaných kamenných moří. Vezmeme-li v potaz „cihlovitý“ rozpad křemenců (viz kap. 5.3), je možné uvažovat o tom, že díky strukturně-geologickým podmínkám se na severním svahu rozpadá hornina snáze, čímž dochází k tvorbě menších kamenných úlomků. Pokusy o schématické znázornění celé této hypotetické situace jsou přiloženy na konci práce (příl. 22). Schémata je nutné brát s rezervou už proto, že neberou v potaz možné staré tektonické poruchy, kterými je kra Rumpálu a Radče poměrně hustě protkána (viz kap. 3.1).

I kdyby byl tento jev prokázán, nemusí být nutně v rozporu s vyslovenou hypotézou vývoje zájmových kamenných akumulací (kap. 6.1). Případná kvantifikace možných vlivů na zjištěné rozdíly ve velikosti klastů mezi oběma lokalitami by si vyžadovala další výzkumy.

Lepšímu pochopení genetické spojitosti kamenných moří se skalním podložím by do budoucna mohla pomoci analýza podpovrchových struktur např. za pomoci zobrazovacích technik, popř. jiných metod umožňujících hloubkovou analýzu, kdy základem by mohl být geofyzikální průzkum podle navrženého průběhu dalších profilů na „jižním“ svahu (viz příl. 17 a 18).

POESEN et al. (1998) si větší množství kamenných úlomků na jižně orientovaném svahu, v porovnání se severním svahem, vysvětlují rychlejší erozí tekoucí vodou. Jimi zkoumané jižní svahy (v jihovýchodním Španělsku) mají obecně slabší vegetační pokryv, kvůli nedostatku vláhy, což vede k většímu odnosu materiálu povrchovým odtokem vody, přicházející během silných dešťů. Podobné rozdíly v erozi způsobené orientací svahu pozorovali i MARQUES a MORA (1992) v severovýchodním Španělsku. Otázkou je, zda by se mohl podobný jev projevovat i v zájmovém území, jehož klimatické podmínky se podstatně liší od aridního subtropického podnebí Pyrenejského poloostrova. Minimálně na severním svahu se skutečně zdá, že voda stékající po svahu dolů mezi kamennými bloky někdy transportuje menší úlomky, které se oddělují především ze spodních částí větších bloků. Z makrogranulometrické analýzy je však patrné, že pokud tento jev má nějaký vliv na texturu kamenné akumulace, tak jen může oslabovat efekt gravitačního vytřídění, které je i tak na obou studovaných svazích patrné. Na jižním svahu je však nejvíce zarážející absence nejmenších kamenných úlomků a zhruba dvakrát větší průměrná velikost bloků napříč celou formou. Pokud by docházelo

k významnému vyplavování malých klastů, musely by se tyto nacházet ve spodní části akumulace, případně až v prostoru pod ní, což nebylo prokázáno.

Z možných vlivů na rozmanitost velikosti klastů v obou kamenných mořích, které nemají fyzickogeografický charakter, je na tomto místě možné zmínit ještě antropogenní faktor. Na skalnatý vrchol přímo nad „severním“ svahem je totiž hypoteticky kladena hlavní zástavba bývalého hrádku na Radči (viz kap. 3.1.1). Dochované stopy i stísněnost prostoru ovšem nedovolují jednoznačně rozhodnout, zda skalisko neslo složitější nepříliš velkou stavbu či zda pouze bylo zapojeno do hrazení jednodílného areálu sídla (PEŘINA in BREJCHA 2013). Již A. SEDLÁČEK (1889) mluví o nálezech stop malty a v případě kamenné věže či podobné stavby lze předpokládat, že došlo k přenášení kamenů vhodných svou velikostí a tvarem ke stavbě lidskou činností. Jako zdroj kameniva mohly sloužit malé lomy (viz obr. 28), případně přímo kamenná moře. Došlo-li po zchátrání hrádku k sesypání zdiva pod skalní výchoz, mohlo by zde dojít k nahromadění menších úlomků specifického tvaru. Výsledky výzkumů v této práci nic takového nenasvědčují a kamenné moře zřejmě vzniká opadáváním úlomků ze zvětralé skalní stěny. Bylo by ovšem zajímavé zjišťovat, nenacházejí-li se v hlubších vrstvách kamenné akumulace náhodou nějaké stopy po událostech, k nimž došlo před několika staletími.

Opět je také nutno zmínit možný vliv těžby ryolitů (viz kap. 3.1) ve velkém lomu Kněžský vrch asi 700 m od Těškova (od zájm. území vzdálen cca 1,8 km) na geomorfologické procesy ve výzkumných lokalitách. Nařízení vlády (ČESKO 2002) sice stanovuje maximální limity hluku způsobeného činností v lomu, ale i ve vsi Těškov (včetně hřbitova) je v rámci politiky společnosti Eurovia Kamenolomy, a. s., zavazující se k minimalizaci negativních dopadů na životní prostředí (viz JUNGE 2015), prováděno pravidelné měření seismických vibrací (viz HONOVÁ 2014), avšak zejména na svazích ve východní části Radče, orientovaných směrem k lomu, ale někdy i ve Lhotě pod Radčem, jsou v pracovní době dobře slyšitelné nepříjemné zvuky trhání a drcení kamene. Po vyčerpání těžného ložiska se v roce 2017 navíc předpokládá zahájení těžby v novém dobývacím prostoru Těškov II (6,4599 ha), kde bylo již uděleno souhlasné stanovisko MŽP k pokračování hornické činnosti za určitých podmínek (např. maximální výše roční těžby 300 tis. tun, což odpovídající současné výši těžby ve stávajícím dobývacím prostoru), přičemž vzhledem k zásobám suroviny (5,9 mil. tun) se odhaduje doba exploatace ložiska na cca 20 let (HONOVÁ 2014). Akustické impulsy a otřesy země způsobené činností v tomto lomu při výčtu geomorfologických činitelů přinejmenším nelze ignorovat.

Míra vlivu lokálních a specifických podmínek (např. zmíněná geologická stavba či antropogenní vlivy), jež potenciálně mají význam pro podobu reliéfu, by mohla být lépe odhadnuta pomocí rozsáhlejších a detailnějších výzkumů, které jsou nad možností jedné diplomové práce.

Úsilí získat dlouhodobé záznamy rychlých svahových pochodů, jako je skalní řízení nebo opadávání úlomků, nezřídka naráží na značné nesnáze. Frekvence procesu je často ovlivněna rozdíly v klimatu, zejména pak intenzitou a četností chladných období, kdy může docházet k mechanickému zvětrávání. To podle WALKERA (2005) znamená, že vyvozování hypotéz o svahové aktivitě založené na pozorování a měření v současnosti může být zavádějící. Kamenné akumulace a povrchy pokryté skalními úlomky jsou v podstatě diachronní. Na základě opakující se činnosti vedoucí k opadu úlomků v určitých časových intervalech navrhuje proto WALKER (2005) také diachronní přístup k výzkumu výskytu a vývoje oblastí kolem povrchů pokrytých skalními úlomky. Pokud se tato frekvence dá stanovit, je možné rekonstruovat vývoj těchto kamenných moří v prostoru a čase.

7 Didaktická transformace

7.1 Terénní geografická výuka – *fieldwork*

Pod tímto pojmem si obvykle představíme výjezd nebo vycházku do terénu, kde se skupina lidí vzdělává pomocí pozorování, případně simulovaného (resp. řízeného) výzkumu, a získává jiné zkušenosti než „uvnitř“ (ve třídě) – kde obvykle probíhá učení. Definice terénního vyučování není jednotná a nezřídka se překrývá s pojmy jako exkurze (*excursion*) nebo školní výlet (*school trip*). Slovníky definují terénní výuku (*fieldwork*) jako „praktické výzkumné práce, prováděné mimo školu, univerzitu, atd.“ (TURNBULL 2006, s. 272) nebo jako „práci prováděnou v terénu (např. studenty) za účelem zisku praktických zkušeností skrze přímé pozorování“ (LONGMAN FAMILY DICTIONARY 2016, s. 254).

Často se též používá pojem *field trip* (výlet do terénu) – v *Oxford wordpower dictionary* (TURNBULL 2006) je definován jako „cesta, vykonaná za účelem studia nějaké věci v jejím přirozeném prostředí“ (s. 272). Kromě tradiční exkurze rozlišuje ŘEZNIČKOVÁ (2012) i další typy terénní výuky zeměpisu: testování hypotéz v terénu, geografické šetření (bádání), vlastní objevování a vnímání prostředí všemi smysly. MARADA (2006) uvádí, že terénní výuka představuje formu vyučování, již nelze použít ve školních lavicích a která vede žáky ke sledování základních přírodních a společenských procesů, jejich rozložení a specifika projevu v krajině. Z této definice, i proto že se zaměřuje na fyzickogeografické procesy a jevy, vychází i pojetí terénní výuky v této práci.

Terénní výuka je však poměrně široký pojem, pod kterým si každý může představit její rozmanité formy a způsoby realizace. V českých školách se zatím, na rozdíl od zahraničních, obecně jedná o netradiční (nepříliš častou) formu výuky (PLEVOVÁ 2014). Podhodnocení významu této techniky je nešťastné, jelikož zkušenost z terénní praxe je pro mnoho lidí tou vůbec nejsilnější z celého studia, a zatímco znalosti z paměti neodvratně mizí, zkušenosti se nezapomínají. Zážitek z didaktické vycházky může probudit zájem studentů o obor i ovlivnit jejich budoucí kariéru. Proto KÜHNLOVÁ (1999) ve svém skriptu nabádá, aby učitelé využili pozitivních prvků tradiční výuky a obohatili je o nové trendy, mezi něž můžeme jistě zařadit právě i terénní výuku. Pro vzdělávání žáků je tato forma výuky velmi přínosná, neboť je v jejím průběhu podle KALHOUSE a OBSTA (2009) rozvíjena osobnost žáka ve všech třech dimenzích (kognitivní, afektivní, psychomotorická). Ti samí autoři pak vyzdvihují propojení teorie s praxí a kladení důrazu na individualizovaný přístup k žákům. Také v zahraniční literatuře je

zdůrazněn přínos výuky zeměpisu v terénu. BRIGHOUSE (in MAY et al. 1993), známý odborník na vzdělávání, se domnívá, že jedna vyučovací hodina v terénu se vyrovná sedmi vyučovacím hodinám ve škole. FOSKETT (2000) také připomíná, že pro mnoho učitelů byla zkušenost z terénní exkurze důvodem, proč se stali zeměpisci.

Geografie typicky studuje nějaké místo – malou lokalitu nebo i větší území. HERBERT a MATTHEWS (2008) identifikovali tři sjednocující koncepty této vědy: prostor, místo a prostředí. Jak se ale studuje místo? STANDISH (2014) říká, že místo je již dlouho ústředním motivem zeměpisného vzdělávání ve Velké Británii a navrhuje, aby se studium zaměřilo na to, co činí toto místo nebo region unikátním. Dodává, že je nutné popsat jak přírodní, tak i socio-ekonomické prvky daného území, procesy, které tyto prvky vytvořily a jejich vzájemné souvislosti.

Někteří odborníci (např. COOK 2010 nebo SELMES & WALLACE 2014) upozorňují, že terénní výuka někdy zapomíná na dojem (či „pocit“ – v orig. „sense“) z místa, který má ve studentech geografická exkurze zanechat. V honbě za kvantitou znalostí a dovedností se metody omezují na určování, třídění, apod. a studenti nemají možnost dané místo skutečně zažít a poznat jeho charakter.

Podoba terénní výuky ovšem prošla podle FOSKETTA (2000) během posledních několika desetiletí změnami. COOK (2015) vybrala vzorek pěti článků z archívu časopisu *Teaching Geography* (RAWLING 1975, WALFORD 1995, TAYLOR 2005, ADAMS & CROFT 1985, HOUSE et al. 2012), které reprezentují změny pohledu na roli a hodnotu terénního vyučování. Společným motivem těchto článků je neochvějná víra v hodnotu terénní geografické výuky, od příležitosti pro získání základních znalostí, přes porozumění a dovednosti až k méně uchopitelné, a někdy přehlížené šanci sdílené zkušenosti z terénní praxe.

Mluvíme-li o historii terénního vyučování v geografii, ROSS (2001) si všiml, že kvalitativní aspekty zeměpisu jakožto vyučovacího předmětu, které zahrnují i odezvu žáků na estetické podněty, byly během vývoje v oboru potlačeny a nahrazeny výukou kladoucí důraz na kvantifikaci. Přesto lze v některých zemích v posledních několika letech vysledovat snahu o částečný návrat ke starším způsobům přírodovědného poznávání. Nové vzdělávací osnovy Spojeného Království například vyžadují, aby terénní výuka využívala kvalitativních i kvantitativních dat z primárních i sekundárních zdrojů (DfE 2014). Také v charakteristice vzdělávací oblasti „Člověk a příroda“ v Rámcovém vzdělávacím programu pro gymnázia (RVP G) se píše, že „má-li být přírodovědné vzdělávání na gymnáziu kvalitní a pro žáky

prakticky využitelné, je zapotřebí, aby je orientovalo v první řadě na hledání zákonitých souvislostí mezi poznanými aspekty přírodních objektů či procesů, a nikoli jen na jejich pouhé zjištění, popis nebo klasifikaci. Hledání, poznávání a využívání přírodních zákonitostí se má tudíž ve vzdělávací oblasti Člověk a příroda na gymnáziu projevat v mnohem větší míře, než tomu bylo ve stejnojmenné oblasti na základní škole. Takový přístup též v žácích podněcuje touhu po hlubším poznávání řádu okolního světa a nabízí jim možnost intenzivního prožitku z vlastních schopností tento řád hledat a poznávat.“ (VÚP 2007, s. 25)

Podle SELMESE a WALLACEOVÉ (2014) je pro přehodnocení organizace terénní výuky nejvyšší čas a měli bychom nyní využít příležitosti k tomu, abychom poskytli žákům větší zážitek z místa. Zmíněný ROSS (2001) například přišel se zajímavým přístupem: tzv. „údiv a úžas“ (*awe and wonder*) z místa; pocit, že jsem součástí krajiny, což vede k jejímu většímu porozumění.

Terénní vyučování má podle ENGLISH OUTDOOR COUNCIL (2015) usilovat o využití přírodního prostředí, které vždy respektuje, jako prostředku k přeměně zkušeností na znalosti, dovednosti, postoje a chování. Často také obsahuje nějakou výzvu, vyžaduje fyzickou aktivitu a má v sobě prvek dobrodružství. Chceme-li aby si studenti z terénní vycházky něco zapamatovali, měla by také být zábavná.

Jak říká BYE (2016), klíčem k efektivnímu terénnímu vyučování je zajistit, aby studenti cítili zodpovědnost za své vlastní závěry a zjištění. Ačkoliv to přináší značné riziko a výzvy, výuka v terénu by ideálně měla být navržena tak, aby maximálně podporovala nezávislé myšlení a samostatné řešení problému. BYE (2016) zašel dokonce tak daleko, že nechal své studenty, aby si sami navrhli scénář a průběh geografické exkurze, která se navíc opakovala vždy po jednom roce. Před každou další návštěvou byli studenti vzrušení a těšili se, až uvidí, jak se lokalita změnila. Vracení se a sledování probíhajících přírodních procesů v čase pak udržovalo zájem studentů o výzkum a jimi získaná primární, kontinuální data navíc výrazně napomohla vědeckému poznání. Již bylo řečeno, že výlet do terénu někdy zahrnuje malý výzkum, prováděný účastníky exkurze. Cílem tohoto výzkumu, který zpravidla nezahrnuje experiment, je pozorování a analýza objektů *in situ* – v jejich přirozeném prostředí, a může se provádět i sběr vzorků.

Ukázalo se, že studenti jsou zaujati tím, když jejich vlastní výzkum má dlouhodobou hodnotu a praktickou aplikaci. BYE (2016) zahrnul své studenty do projektu dlouhodobého monitorování ústupu pobřeží Severního Norfolk v Anglii. To umožňuje jeho studentům cenit

si získaných dat během terénního vyučování, nejen pro akademický výzkum, ale i pro jejich význam z hlediska ohrožení lidských aktivit.

Tento přístup je však přirozeně možné uplatnit jen za ideálních podmínek. Většinou je nutné terénní vycházku značně omezit, jednak z důvodu nedostatku času, jindy i z jiných důvodů. Bez důkladné domluvy mezi učitelem, žáky, rodiči i vedením školy pak není možné uspořádat terénní vycházku mimo rámec standardního vyučovacího času. Jednou z významných překážek na cestě k působivé, nezapomenutelné geografické exkurzi je i finanční náročnost. Opět výše zmíněný BYE (2016) ale na druhou stranu předvádí, že úspěšné terénní vyučování lze uskutečnit i levně, máte-li přístup na vhodná stanoviště. Připomíná však, že pokud chceme, aby studenti „žíznil“ po vědomostech, terénní výuka musí pro ně představovat výzvu. Její obsah by také měl být zapamatovatelný, relevantní a využitelný v každodenním životě.

Dalším faktorem, který má jistě významný vliv na efektivnost terénního vyučování, je aktuální meteorologická situace, kterou učitel nemá možností svými silami ovlivnit. Podle HOFMANNA (cit. In TLÁSKAL 2014) „počasí tvoří 95 % terénní výuky. Mnohdy nezáleží na tom, jaká terénní výuka je nebo co zrovna s dětmi děláte, ale pokud je krásné počasí, svítí sluníčko, máte vyhráno.“

Britští odborníci na vzdělávání (ENGLISH OUTDOOR COUNCIL 2015)¹ ve své příručce pro kvalitní terénní vyučování (*High Quality Outdoor Learning*) uvádějí deset důvodů, proč je výuka v reálném prostředí pro žáky přínosem:

1. Prožitek, zkušenost
2. Sebedůvěra
3. Zdraví a pocit pohody
4. Sociální a emocionální povědomí
5. Porozumění životnímu prostředí
6. Zlepšení schopností a dovedností
7. Osobnostní vlastnosti
8. Využití dovedností pro život
9. Zvýšení motivace a chuti k učení
10. Rozšíření obzorů

¹ Na stránkách této organizace je také možné najít shrnutí výzkumů dokazujících přínos učení venku.

Hlavní přínosy terénní výuky zeměpisu v několika výstižných bodech shrnul i MARADA (2006):

- přímý kontakt s vyučovanými jevy, pojmy a procesy, což posiluje efektivitu učení;
- důraz kladen na vyšší intelektové schopnosti, tedy složitější kognitivní procesy a tím i vyšší úrovně poznání v Bloomově taxonomii¹;
- samostatná činnost posiluje efektivitu učení;
- rozvoj řady obecných i předmětových dovedností;
- formováním občanských postojů žáků během aktivního poznávání problémů v místě bydliště plní terénní výuka výchovnou složku procesu;
- vhodná příležitost pro integraci více předmětů a realizaci výuky průřezových témat;
- integrace teorie a praxe je pro žáky motivujícím faktorem.

Terénní vyučování je dnes obecně přijímáno jako dobrá vzdělávací metoda. Britská obdoba školní inspekce (OFSTED 2008) shrnuje, že výuka v terénu výrazně přispěla ke zvýšení úrovně pedagogické činnosti a urychluje osobní, sociální a emocionální vývoj dětí. Kromě toho je na místě podotknout, že pobyt na čerstvém vzduchu má samozřejmě pozitivní vliv na zdraví a odolnost organismu.

Minimálně v Anglosaském světě (viz DFE 2014 a GREENE, KISIDA & BOWEN 2014) dnes zažívá terénní výuka jakousi renesanci a SNELLING (2015) dokonce tvrdí, že v sekundárním vzdělávání je její role důležitější než kdy dříve. Dále také prohlašuje, že terénní praxe je tím typem zkušeností, který je zajímavý i pro zaměstnavatele. V USA ukázala studie z let 2012-13 že z pěti set oslovených učitelů spíše mladí uvádějí jako primární cíl terénního vyučování poskytnout „zážitek“ (GREENE, KISIDA & BOWEN 2014).

Také MONK (2016) ujišťuje o významu terénního vyučování a nastiňuje možné cesty jejího dalšího rozvoje. Inovace mohou podle něj přidat na hodnotě výuky v terénu a také pomoci komunikovat její smysl jak v rámci školy, tak i se světem mimo ní. Smysl školních výletů však zůstává stejný, KULAS (2015) hovoří o vymanění se z rutiny a možnosti učit se i pomocí jiných smyslů. To se nedá rozporovat, jelikož ve škole užívají žáci především sluch, méně zrak. Ten se dá v terénu využít více a doplnit hmatovými vjemy, snad i čichovými. Navíc dojem z místa si vytváříme nejen skrze konvenční smysly (*genius loci*).

Terénní vyučování je bezpochyby nedílnou součástí geografie. Pro mnoho učitelů dokonce tou nejpodstatnější. Podle IWASKOWA (2011) je vyučování v terénu pro žáky mimořádně přínosné zejména díky jeho výjimečnosti. Tato didaktická technika je v určitém

¹ viz BLOOM et al. 1956 a ANDERSON & KRATHWOHL 2001

kontrastu s jinými druhy výuky, jelikož učit se venku znamená přijímat podněty přímo z reálného světa, nezprostředkovaně, a proto dnes snad už nikdo nepochybuje o významu zařazení terénního vyučování do výchovně-vzdělávacího procesu.

7.2 Navržení konkrétního projektu pro žáky středních škol

Před popisem průběhu projektu je proveden rozbor RVP tak, aby bylo zřejmé, na jaké kompetence bude projekt zaměřen (kterým bude věnována zvýšená pozornost). Následuje rozbor učiva, na které bude projekt zaměřen, a dále jsou pak uvedeny výstupy, ke kterým budou směřovány výchovně-vzdělávací cíle projektu.

7.2.1 Klíčové kompetence podle rámcového vzdělávacího programu pro gymnázia – RVP G (VÚP 2007)

Kompetence k učení

Žák:

- efektivně využívá různé strategie učení k získání a zpracování poznatků a informací, hledá a rozvíjí účinné postupy ve svém učení, reflektuje proces vlastního učení a myšlení;
- kriticky přistupuje ke zdrojům informací, informace tvořivě zpracovává a využívá při svém studiu a praxi.

Kompetence k řešení problémů

- uplatňuje při řešení problémů vhodné metody a dříve získané vědomosti a dovednosti, kromě analytického a kritického myšlení využívá i myšlení tvořivé s použitím představivosti a intuice;
- je otevřený k využití různých postupů při řešení problémů, nahlíží problém z různých stran;
- zvažuje možné klady a zápory jednotlivých variant řešení, včetně posouzení jejich rizik a důsledků.

Kompetence komunikativní

- s ohledem na situaci a účastníky komunikace efektivně využívá dostupné prostředky komunikace, verbální i neverbální, včetně symbolických a grafických vyjádření informací různého typu;
- používá s porozuměním odborný jazyk a symbolická a grafická vyjádření informací různého typu;
- vyjadřuje se v mluvených i psaných projevech jasně, srozumitelně a přiměřeně tomu, komu, co a jak chce sdělit, s jakým záměrem a v jaké situaci komunikuje; je citlivý k míře zkušeností a znalostí a k možným pocitům partnerů v komunikaci.

Kompetence občanská

- informovaně zvažuje vztahy mezi svými zájmy osobními, zájmy širší skupiny, do níž patří, a zájmy veřejnými, rozhoduje se a jedná vyváženě;
- o chodu společnosti a civilizace uvažuje z hlediska udržitelnosti života, rozhoduje se a jedná tak, aby neohrožoval a nepoškozoval přírodu a životní prostředí ani kulturu;
- respektuje různorodost hodnot, názorů, postojů a schopností ostatních lidí.

Kompetence k podnikavosti

- získává a kriticky vyhodnocuje informace o vzdělávacích a pracovních příležitostech, využívá dostupné zdroje a informace při plánování a realizaci aktivit;
- rozvíjí svůj osobní i odborný potenciál, rozpoznává a využívá příležitosti pro svůj rozvoj v osobním a profesním životě.

7.2.2 Učivo podle RVP G (VÚP 2007)

Člověk a příroda	Geografie	Geografické informace a terénní vyučování	Terénní geografická výuka	Celá exkurze
		Přírodní prostředí	Fyzickogeografická sféra	
		Regiony	Místní region	1
		Životní prostředí	Krajina Vývoj interakce příroda - společnost	1, 3, 4
	Geologie	Geologické procesy v litosféře	Zvětrávání a sedimentační proces	
		Složení, struktura a vývoj Země	Země jako geologické těleso, základní geobiocykly	2
			Geologická období vývoje Země	1, 3
	Člověk a anorganická příroda	Práce v terénu a geologická exkurze	Celá exkurze	

**Tabulka 5: Gymnaziální učivo dotčené během terénního vyučování:
Vzdělávací oblast – vzdělávací obor – tematický celek – téma – stanoviště**

7.2.3 Očekávané výstupy**Základní úroveň (všichni)**

Žák

- Definiuje vybrané geologické a geomorfologické pojmy
- Popíše svými slovy mechanismus horninového cyklu
- Vysvětlí rozdíl mezi endogenními a exogenními silami
- Určí horniny tvořící masiv Radče a objasní jejich vznik

- Uvádí další příklady známých hornin a zařadí je podle typu (vyvřelé, usazené, přeměněné)
- Interpretuje některé jevy v krajině a odhaduje, které procesy je vytvořily
- Pojmenuje reliéfní formy pozorované během vycházky a rozlišuje je podle pochodů, jimiž vznikly
- Rozpozná projevy mrazového zvětrávání a dokáže je odlišit od projevů zvětrávání chemického
- Vlastními slovy objasní princip základních typů zvětrávání hornin
- Rozlišuje svahové pohyby podle rychlosti (příp. dalších kritérií), dokáže vysvětlit jejich podstatu a možné důsledky
- Zná některé metody geomorfologického výzkumu (makrogranulometrie, lichenometrie,...) a má základní ponětí o metodice výzkumu pomocí těchto technik

Vyšší úroveň (někteří pokročilí žáci)

Žák

- V praxi dokáže znalost některých jevů v krajině a nachází analogii s krajinou v jiných lokalitách
- Rozeznává a umí popsat vybrané tvary a prvky zemského povrchu
- Správně užívá geologickou a geomorfologickou terminologii
- Třídí dané horniny do kategorií (vyvřelé, usazené, přeměněné), porovnává jednotlivé typy a podle vzhledu horniny odhadne její genezi
- Porovná na příkladech mechanismy působení endogenních a exogenních procesů a jejich vliv na utváření zemského povrchu a na život lidí
- Vyjmenuje vnější krajnotvorné činitele a dokáže rozlišit reliéfní formy modelované např. vodou, větrem, živými organismy, atd.
- Uvede vztah mezi klimatickými faktory a zvětráváním
- Demonstruje projevy fyzikálního zvětrávání v krajině
- Zdůvodňuje mechanismus vzniku svahových pochodů, posuzuje je podle daných kritérií
- Navrhuje možnosti prevence a ochrany před skalním řícením a dalšími ničivými procesy
- Podle vzorce počítá průměrnou velikost kamenných klastů, z vypočtených hodnot vyvodí princip gravitačního vytřídění
- Uvádí klady a zápory použití lichenometrie (příp. dalších metod relativního datování) v geomorfologickém či jiném výzkumu
- Při stanoveném tempu růstu lišejníků určuje podle průměru jejich stélek stáří kamenných povrchů

7.2.4 Plán průběhu

Navržená exkurze by měla v první řadě jejím účastníkům pomoci ocenit tuto přímou zkušenost z několika různých pohledů. Strategie plánování vycházky vychází do jisté míry z přístupu, jak ho popsal LAWS (1989), přičemž kombinuje prvky výuky v terénu a řízeného terénního výzkumu. Formát vycházky, včetně způsobu a stylu popisu průběhu exkurze, je inspirován knihou *Vycházky za geologickými zajímavostmi Plzně a okolí* (MERGL & VOHRADSKÝ 2000). První část má spíše charakter terénního vyučování (*field teaching*), které zahrnuje výklad s diskusí na určité téma, zodpovídání otázek, demonstraci pomocí vizuálních prvků, učitelem řízené pozorování, zaznamenávání informací, vysvětlování a interpretaci pozorovaných jevů. Skupinová aktivita v závěru exkurze má pak podobu řízeného terénního výzkumu (*guided field research*), který zahrnuje identifikaci problému na základě přímého pozorování, formulaci hypotézy vycházející z úvahy, diskuse nebo čtení, terénní práce a sběr primárních dat, popis problému, jeho vysvětlení a nalezení řešení (volně podle LAWS 1989).

Výlet do terénu podle BITGOODA (1989) nejčastěji probíhá ve třech krocích. Příprava se týká zejména vedoucího exkurze, tedy obvykle učitele, který si musí nastudovat informace o místu a o tématu. Samozřejmostí je dobrá znalost lokality (resp. místa) kam exkurze směřuje. Předem je také nutné vyřešit právní a bezpečnostní otázky a v případě nezletilých studentů požádat o písemný souhlas k účasti na exkurzi od zákonného zástupce. Výlet má podobu putování se zastávkami, kde pak probíhají jednotlivé aktivity. Při plánování je tedy nutné co nejpřesněji odhadnout čas strávený na jednotlivých stanovištích a při přesunu mezi nimi. Doprovodný text, pracovní listy (viz příl. 31) a další pomůcky je přirozeně také nutno připravit předem. Po absolvování celé exkurze pak obvykle následuje diskuse a reflexe průběhu (viz kap. 7.2.5).

Aby byla terénní výuka co nejefektivnější, musí být celý program řádně naplánován a promyšlen. Hlavní zásady takového plánování shrnuje MARADA (2006):

1. Prvotní nápad a prostudování výstupů stanovených v ŠVP.
2. Přeměna výchozí ideje na blíže specifikovaný obecný cíl projektu.
3. Převedení na otázku = název projektu pro žáky.
4. Rozvaha metod řešení, časového harmonogramu a organizace.
5. Opětovná kritika zadání a případné zjednodušení výchozí myšlenky z důvodu zvládnutelnosti projektu.
6. Stanovení způsobu hodnocení projektu.

Kontrola plnění těchto bodů vedoucích k úspěchu celého projektu musí být prováděna v průběhu, aby mohla být ustanovena a zrealizována náprava. V opačném případě ztrácí celá výuka na efektivitě. Klíčem k úspěchu je tedy mimo počasí také přesné naplánování a kontrola celého průběhu terénní výuky a následná zpětná vazba. Ta je v našem případě uskutečněna jednak prostřednictvím krátkého slovního zhodnocení na konci exkurze, jednak testováním znalostí pomocí pracovních listů (viz příloha 31).

Exkurzi započneme ve vsi Těškov, kam je možné se dopravit hromadnou (případně i individuální) dopravou. JOB (1999) doporučuje na začátku terénní vycházky nechat účastníkům určitý čas na aklimatizaci, kdy úkolem učitele je zvýšit zájem studentů a probudit jejich pocit doteku s místem, proto se hned začneme skrz vesnici pomalu přesouvat směrem k první zastávce exkurze a necháme studenty, aby sami obdivovali malebné venkovské usedlosti (např. čp. 21), náves s malým rybníkem a zejména dřevěnou zvoničku, kde můžeme jen připomenout její nedávnou opravu, částečně financovanou z veřejné sbírky.

Poté co se studenti dostatečně nadýchají atmosféry venkova, svým charakterem pro Rokycansko docela typickým, vyrazíme z rozcestí přímo u kapličky po červené turistické značce směr Radeč. Po zhruba 500 metrech však odbočíme vlevo po cestě vedoucí okrajem lesa, pokračujeme dalších cca 400 m až k vyústění této cesty na cyklostezku č. 2153, z níž však již po několika metrech odbočíme vpravo do lesa a po pěšině odvedeme studenty opatrně na vrchol menšího vrchu s místním názvem „Na Skalce“ (590 m n. m.), který je již tvořen ordovickými křemenci. Ty zde vystupují v několika skalních výchozech, přičemž některé z nich jsou zajímavé na pohled (N 49°48.609', E 13°41.087'). Také proto, že je tu možné pozorovat přítomnost železa přímo v hornině, patrně nejlépe v celém bližším okolí Radče.

Nacházíme se nyní na **1. stanovišti** této exkurze, oficiálně jí proto zahájíme, přivítáme studenty a rozdáme jim pracovní listy (příl. 31). Následuje stručný úvod do tematiky a nástin dalšího průběhu, aby si studenti vytvořili představu, co je čeká. Poté se rovnou přistoupí k prvnímu cvičení – studenti jsou požádáni, aby doplnili křížovku v pracovním listě. Je nepravděpodobné, že by v tuto chvíli věděli již všechny pojmy, proto je jim řečeno, že to, co nevědí, si budou postupně doplňovat během dne. Některé termíny z úlohy je však vhodné rovnou definovat a doplnit je na této zastávce o další základní údaje o Radči a jeho okolí, což je provedeno pomocí krátké přednášky s diskusí, kterou učitel po chvíli nasměruje do geologické tematiky. V průběhu povídání si studenti doplňují text ve druhé úloze.

Od skalky se vydáme směrem na severovýchod, až se po některé lesní cestě dostaneme zpět na červenou turistickou značku, po níž se vydáme doleva. Stoupáme stále vzhůru po jižním svahu hřbetu Radče, až dojdeme, asi po 1,5 km, do zákruty cesty, kde je **2. stanoviště** této exkurze. Pár metrů od cesty, napravo mezi mladými stromky, prýští ze země pramen relativně čisté a nejspíš i pitné vody, který je upravený do podoby lesní studánky (N 49° 49.211', E 13° 40.818').

Na tomto místě se zastavíme jen krátce. Navážeme na téma geologie a horniny. Pobídneme studenty k zamýšlení se nad tím, jak je možné, že se mořské fosilie nezdědky nacházejí i na vrcholcích hor. Studenti poté zkusí doplnit pojmy do schématu horninového cyklu v pracovním listě. Dovysvětlíme případné nejasnosti a ujistíme se, že všichni pochopili princip oběhu horninového materiálu v litosféře.

Pokračujeme dál po cestě až k rozcestí RADEČ (VÝCHOD), které se nachází již na hlavním hřbetu, ve výšce 654 m n. m. (N 49° 49.323', E 13° 40.913'), k němuž vystoupáme po cca 300 metrech. Zde je **3. stanoviště**, tematicky zaměřené na georeliéf a exogenní krajinnotvorné činitele. Vzhledem k povaze úloh, které studenti na tomto místě řeší, není nutný detailní výklad. Omezíme se na stručné uvedení do tematiky a po udělení instrukcí k samostatné práci jsme jen připraveni reagovat na případné dotazy. Nejprve mají studenti za úkol doplňovat slova do textu, poté podle fotografií určují, jaké geomorfologické procesy formovaly zobrazené formy reliéfu.

Stanoviště 3b se nachází jen pár metrů odsud. Přišli jsme k jedné z mnoha jam nacházejících se na Radči. Nejprve necháme studenty, aby se zamysleli nad otázkou v pracovním listě a pokusili se napsat možnou hypotézu vzniku těchto struktur.

Připomeneme jim, co viděli na 1. stanovišti (přítomnost železa v hornině). Po dostatečném čase na formulaci a sepsání jejich myšlenek jim sdělíme, že se nacházíme u hlavního těžebního tahu, který v celé své délce přesně kopíruje úzký pruh černých jílovitých břidlic, které jsou nejmladší vrstvou dobrotivského souvrství ordoviku a obsahují ložiska sedimentárních železných rud. Krátce seznámíme studenty s historií těžby na Radči, načež nasměrujeme diskusi do problematiky antropogenních změn reliéfu. Během povídání mají studenti možnost si prohlédnout topografickou a geologickou mapu a také digitální model reliéfu zájmového území. Při dostatku času je možné krátce objasnit princip LIDARového snímání.

Po této zastávce se vrátíme na červenou TZT a vydáme se vpravo po „hřebenové“ stezce. Po necelém půl kilometru dojdeme na hlavní lokalitu této exkurze. Volitelně je ještě možné navštívit pozoruhodné skalní formace asi 45 metrů vlevo od pěšiny (N 49° 49.372', E 13° 41.009'), kde je otevřená bloková akumulace, částečně zarostlá vegetací. Severní strana skalního výchozu je tu poměrně čerstvě obnažená a navíc je mnohem lépe přístupnější než skalní stěny v samotné výzkumné lokalitě, tedy nad kamennými moři pod „Hradem“. Kromě toho je zde možné pozorovat typický blokový rozpad křemenců a v neposlední řadě i rozšiřování skalních puklin kořeny stromů.

Na téma zvětrávání rovnou navážeme na další zastávce. Poté, co dojdeme na rozcestí u Hradu, rovnou pokračujeme buď průrvou, nebo okolo skály, přímo na jakési malé nádvoří mezi skalami – **stanoviště 4a** (N 49°49.434', E 13°41.248'). Studenti mají možnost vylézt na plošinu a rozhlédnout se do kraje. Učitel je však upozorní, aby tak činili s obezřetností, a dává pozor, aby se nikdo nepřiblížil okraji skály nebo se jinak nevystavil možnému nebezpečí. Zde, přímo na skalním výchozu, je možné pozorovat důsledky mrazového zvětrávání. Učitel všechny shromáždí do prostoru mezi skalami a demonstruje mechanismus tohoto procesu *in situ* (viz příl. 4), připojí několik dalších informací o zvětrávání hornin obecně, vysvětlí rozdíl mezi zvětráváním mechanickým a chemickým, popíše jejich nejdůležitější aspekty a uvádí faktory, které mají vliv na intenzitu těchto procesů. Poté obrátí pozornost studentů k jejich pracovním listům a vybídne je k sepsání odpovědí na otázky z tohoto tématu. Na tomto místě je také vhodné uvést vybrané historické údaje o tomto hradu, kterých je beztak poskrovnu. Pro zintenzivnění prožitku z tohoto místa může vedoucí exkurze přednést např. úryvek z monumentálního díla *Hrady, zámky a tvrze Království českého*, vrcholného počínu otce české kastelologie Augusta Sedláčka, jehož 6. díl – Podbrdsko (SEDLÁČEK 1889), obsahuje i krátkou kapitolku věnovanou „Hrádku na Radči“. Sedláček zde velmi květnatým jazykem líčí svou návštěvu této lokality a na základě svého bádání vyslovuje hypotézy o tom, jak hrad mohl kdysi vypadat. Tento velmi jímavý text může některým studentům zostřit smysly, prohloubit jejich vnímání tohoto místa a snad jim dát i pocit jakéhosi spojení přírody, historie a jich samých (viz kap. 7.1).

Jakmile všichni dopíší, celá skupina se přesune na **stanoviště 4b**, které je na vrcholové plošině nad jihozápadním svahem (N 49° 49.383', E 13° 41.293'), kde je možné si prohlédnout relativně velkou akumulaci kamenných úlomků – kamenné moře. Těch je na Radči několik a obecně byly vytvořeny kombinací mrazového zvětrávání a gravitace. Zde tedy dochází

k aktivním svahovým pochodům a právě těm je věnována tato zastávka. Studenti mají za úkol přiřadit typy svahových pochodů do schématu na pracovním listě. Následuje krátká diskuse zejména o rychlých pohybech materiálu na svazích a o jejich vazbách na lidské aktivity.

Všichni se poté vrátíme na rozcestí u hradu, a pokud je k tomu příhodná doba, zařadíme nyní delší, alespoň půlhodinovou pauzu (tu můžeme případně mít i po prvním příchodu na toto místo, před návštěvou lokalit 4a a 4b), kdy mají studenti možnost se jednak občerstvit, ale hlavně prostor k tomu, aby si sami užili pobyt na tomto místě. Samozřejmě dohlédneme na bezpečnost a upozorníme studenty, aby se nevzdalovali na dohled od skupiny, jinak jim však necháme čas na to, aby svobodně vnímali přírodu a krajinu, bez nutnosti odpovídat na otázky či řešit problémy. Nebráníme studentům v doplňování pracovních listů, primárně by však tento čas měl sloužit k socializaci, a především k získání osobního dojmu z tohoto místa (viz kap. 7.1).

Následuje **týmová aktivita**. Studenti vytvoří skupiny po třech až čtyřech lidech a v tomto složení budou spolupracovat na vyřešení dalších cvičení. Účelem náplně zbytku exkurze je prezentace dvou metod geomorfologického výzkumu – makrogranulometrie a lichenometrie. Ve zbylém čase tedy studenti zakusí, jaké to je provádět výzkum v tomto oboru, navíc v terénu a v rámci týmu.

Učitel vybere z kamenných úlomků v kamenném moři vhodné exempláře v takovém počtu, aby každá skupina dostala jeden vzorek. Studenti si v pracovním listě přečtou, v čem spočívá makrogranulometrické měření, a poté společnými silami podle návodu vypočítají velikost (D_n) svého klastu. Výsledky jsou sdíleny s ostatními skupinami, díky čemuž studenti pochopí důležitost svědomitého sběru přesných dat a také aspekty práce v týmu. Dále se studenti s pomocí analogie pokusí společným úsilím vydedukovat princip gravitačního vytřídění, učitel tento jev zřetelně pojmenuje, dovysvětlí a na grafech ukáže, jak se tento mechanismus projevuje na zdejších kamenných mořích. V této souvislosti je také diskutována obecná role gravitační síly při utváření reliéfu a studenti by měli pochopit souvislost se svahovými pochody.

Závěrečná část je zaměřena na lichenometrii. Text sloužící jako představení této metody je součástí pracovního listu. Je možné tento text číst i nahlas, buď v rámci skupin, nebo i hromadně. Učitel chodí stejně jako při předchozí aktivitě mezi skupinami a monitoruje jejich postup. Pomalejším týmům může pomoci. Studenti mají za úkol na základě daných velikostí stélek lišejníků vypočítat stáří pomyslných kamenných povrchů. Jedná se o relativně jednoduché matematické výpočty, ale možnost chybného postupu není vyloučena.

Po vypočtení hodnot pak mají studenti společnou úvahou najít odpověď na poslední dvě otázky pracovního listu. Až všichni dopíší, učitel si vybere pracovní listy, ale exkurze ještě nekončí. Vyučující všem ukáže růstovou křivku (viz obr. 33) a demonstruje na ní užitečnost měření stélek lišejníků na kamenných náhrobcích. Ideálně pak najde kamenný úlomek či skalní stěnu (např. přímo na plošině s vyhlídkou do krajiny, kde se však studenti kvůli bezpečnosti patrně budou muset vystřídat po menších skupinkách, ve kterých dosud pracovali) s ukázkovými a dobře měřitelnými lišejníky a v praxi pak ukáže, jak probíhá lichenometrické měření. Ještě jednou pak shromáždí studenty a vybídne je, aby jmenovali další možnosti využití této techniky, které učitel případně doplní.

Na závěr je záhodno uvést nějakou zajímavost, a proto vedoucí exkurze představí lišejníky jako velice pozoruhodné živé organismy, založené na "symbióze" řasy a houby.

Může také uvést příklady velmi starých lišejníků na Zemi a poukázat na jejich extrémní odolnost, která byla dokonce testována ve vesmírném prostoru (DE LA TORRE et al. 2010).

Tuto vycházku oficiálně ukončíme až ve Lhotě pod Radčem (obec je pro určitý podíl staveb lidové architektury zařazena mezi vesnické památkové zóny), kam dojdeme po asi dvou kilometrech, budeme-li pokračovat po červené značce. Využijeme odpoledního autobusového spoje do Holoubkova nebo do Rokycan, kde je možné přestoupit na vlak. Ti, kteří se dopravili na výchozí místo individuálně, mohou vystoupit v Těškově, kde nechali zaparkovaný svůj vůz.

7.2.5 Vyhodnocení

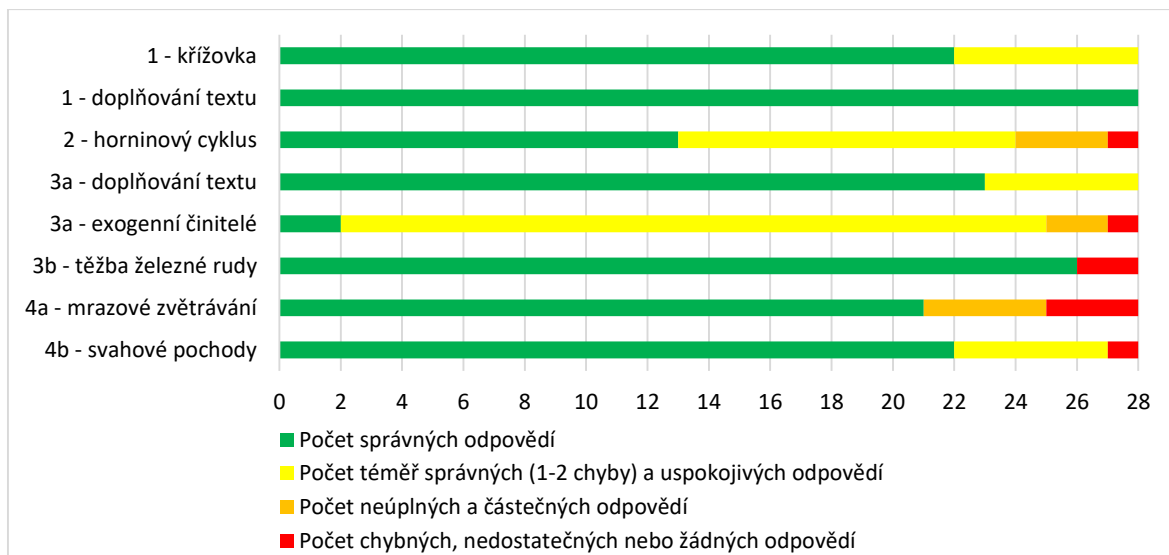
Vzdělávací vycházka, jejímž účelem bylo ověření navrženého projektu pro studenty, se uskutečnila 16. 3. 2017. Realizace proběhla hladce, čemuž jistě pomohlo i velmi přející počasí (viz kap. 7.1) a odborný dohled Mgr. Markéty Pluháčkové, která na CBG vyučuje didakticky zaměřené předměty. Celkem se exkurze zúčastnilo 28 studentů 2. ročníku bakalářského programu přírodovědná studia, oboru geografie se zaměřením na vzdělávání, v rámci předmětu terénní praxe z fyzické geografie (CBG/FGP).

Vyhodnocení pracovních listů, vytvořených za účelem ověření návrhu terénní výuky, odhalilo některá slabá místa navržené exkurze a především problematické položky v úlohách, které byly často zodpovězeny nesprávně.

Celkový počet chybných či neúplných odpovědí byl velmi nízký, což je dáno tím, že většina studentů poměrně pozorně sledovala výklad vedoucího exkurze, mnozí z nich se aktivně

zapojovali do diskuse a k některým závěrům docházeli i společnou úvahou (občas se objevil negativní efekt osvojení si chybné odpovědi spolužáka).

Všechny úlohy v pracovních listech byly většinou účastníků exkurze vypracovány uspokojivě. S některými cvičeními neměl větší potíže nikdo, v jiných studenti chybovali častěji (viz graf 23).



Graf 23: Úspěšnost vypracování úloh a odpovědí na uzavřené otázky v individuální části pracovního listu

Téměř 80 % studentů mělo vyplněno všechny pojmy v křížovce z první úlohy v pracovním listě. Jeden bystřejší žák odhalil tajenku již po několika minutách, což vedoucí exkurze ani nepředpokládal. Většinu slov si mohli studenti doplnit z doprovodného výkladu, dva pojmy však nebyly záměrně explicitně řečeny a tyto sloužily pro ověření toho, do jaké míry studenti vnímají své okolí. Informace si měli doplnit z nápisů na cedulích, které se nacházely při cestě. Třem studentům chybělo jedno slovo a dalším třem dvě slova, přičemž skoro vždy se jednalo právě o pojmy z cedulí.

Následující krátké cvičení na doplňování slov měli prakticky všichni správně. Schéma horninového cyklu lze naopak považovat za relativně náročnou úlohu, i když větší problémy s ní měl jen jeden žák. Obrázek byl při přípravě pracovního listu několikrát upravován, i tak se však zcela nepodařilo eliminovat jeho nedostatky a bylo by možné schéma vylepšit. Přesto zhruba polovina žáků umístila všechny pojmy správně. Zbytek se nejčastěji dopustil jedné chyby nebo záměny (typicky pojmů „usazené horniny“ a „pohřbívání a zpevňování“, což nelze klást za vinu špatnému rozvržení obrázku).

Ze slov, která měli studenti doplňovat v delším textu na stanovišti 3a, pouze jedno bylo několikrát uvedeno chybně. Celkem pět studentů místo „litosféry“ napsalo „pedosféru“.

O půdě se v textu vůbec nemluví a lze tedy předpokládat neznalost tohoto pojmu. V případě studentů gymnázia by bylo bezpodmínečně nutné v hodinách předcházejících vycházce je s těmito pojmy důkladně seznámit. V ostatních případech byla slova doplněna zcela správně.

V následující úloze je i položka, která představovala pro studenty největší problém z celého pracovního listu. Jedná se konkrétně o obrázek 3 (škrapy – viz příl. 31), u něhož převažovaly chybné odpovědi nad správnými. Jen devět studentů tento jev správně rozpoznalo a správně uvedlo jako jeho původce srážky. Uznána by byla i tekoucí voda, tu však neuvedl nikdo. Ostatní v drtivé většině případů přisoudili škrapy na fotografii činnosti ledovců. Vyšší počet chybných odpovědí (viz graf 23) zde mohl být způsoben i horší kvalitou tisku, tento problémový obrázek by však bylo vhodné vypustit, případně zaměnit za jiný, z něhož by byl jev lépe patrný. Exokrasové formy by také měly být probírány před touto exkurzí a studenti by je měli umět bezpečně poznávat. Naprosto správně měli toto cvičení jen dva studenti, na druhou stranu jen jeden student měl s touto úlohou větší problémy. Ostatní měli většinou jednu nebo dvě chyby, a to buď u výše zmíněné položky, nebo u poslední fotografie (obr. 10 v příl. 31), kde osm studentů uvedlo, že řícení skalního bloku způsobil „člověk“, nikoli „gravitace“, jak mělo být správně.

Jen dva studenti neměli v pracovních listech uvedeno, že „jámy“ na Radči (stanoviště 3b) jsou pozůstatkem po těžbě železné rudy, i když je možné se domnívat, že studenti na toto většinou nepřišli sami a doplnili si odpověď až po výkladu a diskusi. První s tímto nápadem nicméně přišla jedna ze studentek.

Jednotlivé fáze mrazového tříštění hornin (obr. 11 v příl. 31) se studentům zpravidla podařilo popsat poměrně obstojně. Ve čtyřech případech byl popis vyhodnocen jako částečný, třikrát pak chyběl úplně. Tito studenti nejspíš nevěnovali dostatečnou pozornost vedoucímu exkurze, když názorně demonstroval princip mrazového tříštění a tento mechanismus několikrát jinými slovy vysvětlil. Tři čtvrtiny studentů na druhou stranu poskytly v podstatě správnou a vyčerpávající odpověď na tuto úlohu.

Také otevřené otázky týkající se zvětrávání byly ve většině případů zodpovězeny správně. Formulace byly sice občas nevýstižné nebo obsahovaly jen vzdáleně související útržky informací (ojediněle konstatovaly irelevantní skutečnosti), jinak byly odpovědi převážně v pořádku. Jistým zklamáním je nedostatek vlastní iniciativy studentů v případě poslední otázky, jež měla navíc rozšířit učení o osobní rozměr. Jen deset studentů našlo odvahu a tito

se pokusili uvést vlastní nápad, a to i přes náповědu vedoucího exkurze. Z uvedených vrchů navíc jen tři lze skutečně definovat jako suky¹.

S poslední úlohou v individuální části (obr. 13 v příl. 31) měl opět jen jeden student větší potíže. Pět žáků zaměnilo pojmy 1 a 2, přičemž jejich umístění si studenti často rozmysleli, někdy i opakovaně. Kromě váhání v této věci bylo cvičení pro studenty pravděpodobně relativně snadné a ostatní je měli zcela bez chyby (viz graf 23).

Skupinová práce také proběhla podle plánu a bez větších komplikací. Poměrně překvapivě všechny týmy rychle a správně provedly matematické výpočty. Studenti sami zcela správně změřili osy kamenného úlomku, který byl jejich skupině přidělen, a zjistili indexy velikosti². Bez problému také dopočítali stáří lišejníků či jejich velikost při daném tempu růstu. Odpovědi skupin na otevřené otázky byly vesměs v pořádku, jen v případě dalších možných využití lichenometrie bylo nápadů poměrně málo a skupiny také občas odpovídaly na něco jiného. Otázky by bylo vhodné upřesnit a celkově vylepšit způsob prezentace metod geomorfologického výzkumu.

Vedoucí exkurze byl právem kritizován za přílišné zaměření na detail a nedostatečný odstup ve snaze seznámit účastníky exkurze s použitými výzkumnými technikami. Lépe by mohlo být vysvětleno jejich obecné zařazení, kontext, atd. Tento nedostatek do značné míry vychází z chyb ve stylu výuky autora této práce, kterých si je vědom a pracuje na nich.

Lze také předpokládat, že pro cílovou skupinu studentů gymnázia by úlohy představovaly o něco větší výzvu. Učitel by pravděpodobně musel více motivovat, pomáhat a podporovat. Všichni účastníci proběhlé exkurze si dobrovolně vybrali studovat obor geografie, tudíž se přirozeně předpokládá jejich vyšší zájem o učivo než v případě gymnazistů. I v případě studentů VŠ, kteří by měli mít větší množství znalostí v tomto tématu, se objevily mezery, proto je nutné chápat tuto vycházku jako doplněk ke školnímu vyučování, možnost aplikace získaných znalostí a dovedností v praxi až poté, co byla veškerá dotčená témata důkladně probrána konvenčními metodami, a učitel se ujistil, že si žáci látku osvojili.

Návrh konkrétního projektu pro žáky byl pomocí evaluace pracovních listů ověřen a ukázalo se, že obsahuje jen několik slabých míst (viz výše), jinak je vhodným nástrojem pro dosažení vzdělávacích cílů. U téměř všech účastníků terénní vycházky lze konstatovat

¹ Vysoká u Čížic, Hůrka u Starého Plzece, Andělská hora u Karlových Varů.

² Dn vzorků jednotlivých skupin po zaokrouhlení: 59, 74, 77, 86, 118 a 119 mm.

dosažení většiny ze stanovených očekávaných výstupů (kap. 7.2.3). V kontextu SŠ by bylo vhodné nabyté vědomosti a získané dovednosti otestovat a shrnout, případně využít k další výuce. Na místě by byla i evaluace a diskuse celé třídy o případných problémech.

Přístup účastníků exkurze lze hodnotit jako pozitivní. Studenti velice dobře spolupracovali a zapojovali se do výuky. Místy mírně zdráhavě, ale obecně pozitivně reagovali na otázky a podněty vedoucího exkurze a z jejich verbálních i neverbálních projevů lze usuzovat, že v nich jednotlivé činnosti i celý výlet vyvolával převážně pozitivní pocity.

Po vyhodnocení byly pracovní listy, doplněné o krátké slovní komentáře či návody k autokorekci, všem studentům vráceny za účelem zpětné vazby i možného budoucího využití. Pro fotografie z průběhu vycházky viz přílohy 26 až 30.

Závěr

Dosažené výsledky výzkumné části přispívají k poznání geomorfologie zájmového území a díky aplikaci méně používaných metod v českém prostředí se podařilo rozšířit a zpřesnit stávající závěry ohledně geomorfologie analyzovaných kamenných moří. Hlavní cíl této práce byl tedy splněn. Kombinace výzkumných metod makrogranulometrie a lichenometrie spolu s využitím LiDARových snímků je navíc mezi kvalifikačními pracemi unikátní a představuje proto významnou přidanou hodnotu této práce, jako i vzájemné srovnání zjištěných údajů o zajímavých aspektech obou studovaných forem reliéfu.

I další vytyčené cíle jsou zcela nebo z větší části pokryty. Díky zisku množství dat je možné lépe interpretovat poznatky vyplývající z provedeného výzkumu a věrohodnými argumenty potvrdit hypotézu, že k obnažení nejstarších povrchů na severním svahu došlo vzhledem k celému geomorfologickému vývoji hřbetu Radče relativně nedávno.

Na obou akumulacích je patrná určitá preference v orientaci hlavní osy kamenných úlomků a navíc bylo pomocí dalších makrogranulometrických profilů potvrzeno gravitační vytřídění kamenného moře na „severním“, a zjištěno i na „jižním“ kamenném moři (zde dokonce výraznější), díky čemuž je lze klasifikovat jako alochtonní, případně je nazývat suťovými poli, a pohlížet na ně jako na svahové sedimenty. Kombinací analýz lze také odhadovat, že opadávání úlomků v zájmovém území obvykle zahrnuje jen jeden klast v danou chvíli a nejsou v něm patrné výrazné pravidelnosti.

Tvrzení o recentním původu „severní“ kamenné akumulace je podloženo dalšími důkazy, které jsou předloženy ve shrnutí dosažených výsledků výzkumné části práce (více menších a nepravidelných klastů v horní části – nižší průměrný Dn a naopak vyšší C40 index v horních příčných profilech, rozvedeno v kap. 6), a je možné je rozšířit i na „jižní“ akumulaci. Potvrzen je také předpoklad větších klastů ve svrchní vrstvě „jižního“ kamenného moře (v průměru cca 2,5x) a výzkum odhalil pozoruhodné podobnosti i odlišnosti v textuře obou akumulací.

Práce obsahuje také hypotetické zdůvodnění tohoto jevu rozdílnou orientací svahů (odlišná rychlost zvětrávání kvůli nestejným mikroklimatickým podmínkám na svazích s téměř opačnou orientací, tedy SZ–SZZ a V–VJV). Stoprocentní posouzení významu dalších možných faktorů na vývoj reliéfu v zájmovém území je nad možnosti této práce, aktivní tvorba kamenného moře však byla prokázána na obou lokalitách a díky stanovenému stáří měřených lišejníků (od 7,5 do 112,5 let – zpřesněno díky odhadu tempa růstu v podobných lokalitách a

aplikováno i na stélky měřené na „jižní“ akumulaci) a zjištěných vlastností kamenných úlomků v obou lokalitách lze formulovat možné odpovědi na otázku ohledně stáří a geneze zájmových forem. Opadávání úlomků v zájmovém území je možné považovat za recentní svahové procesy, jelikož většina kamenných povrchů jak skalních výchozů, tak i klastů, byla obnažena před několika lety nebo desítkami let, jak je stanoveno z průměru největší stélky lišejníku (*Rhizocarpon geographicum*).

Přehled dosažených výsledků na začátku kapitoly 6 pak ukazuje, že i dílčí stanovené cíle byly většinou uspokojivě splněny. Jednoduchý GIS zájmového území byl vytvořen a kromě vizualizace vybraných charakteristik reliéfu využit také k prezentaci dalších údajů. Dříve získaný geofyzikální profil byl o něco lépe popsán a interpretován přesněji.

Předností této práce je také rozsáhlý rozbor literatury zahrnující i velké množství zahraničních publikací. Diskuze tedy kromě tematicky blízkých prací zahrnuje i závěry širokého spektra výzkumů z celého světa, souvisejících s řešenou problematikou.

Didaktická transformace byla úspěšná a lze dokonce konstatovat, že se podařilo výzkumnou část práce poměrně dobře „popularizovat“ mezi studenty. Stejně jako v případě práce bakalářské, na níž navazuje, má i tato práce ambici těšit se zájmu nejen geomorfologů, ale i neoborné veřejnosti. Krása Radče totiž sice nebije do očí, ale jak je vidno, toto místo má co říci komukoliv a jistě má i svůj osobitý půvab.

Resumé

The scientific part of this work is a continuation of a research done for bachelor thesis. Primary data are therefore again obtained by macrogranulometry and lichenometry. Besides the accumulation of rock debris (allochthonous blockfield) on the “northern” (in fact NW–WNW) slope in the area of interest (eastern part of the Radeč ridge), field measurements were now also done on the “southern” (E–ESE) accumulation. In addition, digital elevation model provided a basis for creation of a simple geomorphological information system and the geomorphological analysis is complemented by other known facts to improve the understanding of the research location.

Graphical visualization of findings indicates gravitational sorting in both accumulations and some regularities in deposition, mostly in their central and lower part. Quartzite clasts are formed by frost wedging of rocky outcrops or larger blocks and subsequently transported downwards. Combining the analyses, we can guess that debris fall in the study area usually involves just one rocky fragment at a time and there is no clear pattern in it. These slope processes can be considered recent, since most of the stone surfaces of both outcrops and clasts were exposed years or tens of years ago, as it is estimated by the diameter of the largest lichen thallus (*Rhizocarpon geographicum*).

On average, clasts in “southern” accumulation are also more than two times bigger compared to the other blockfield, which may be caused by different weathering rates due to dissimilar microclimate conditions on slopes of almost opposite orientation. Other hypotheses and factors are discussed as well and results are compared with many works from all over the world. Last but not least, the topic of this thesis is also transformed into a fieldwork for high school students.

Seznam literatury

- ÅKERMAN, H. J. 1984. Notes on talus slope morphology and processes in Spitsbergen. *Geografiska Annaler* 66. s. 267-284
- ADAM, T. 2007. Radeč [online]. Brdy, Křivoklátsko a Český kras [cit. 13. 11. 2016] Dostupné na WWW: <<http://www.brdy.info/kapitoly/radec.php>>.
- ADAMS, K., CROFT, R. 1985. Fieldwork on Regional Disparity. *Teaching Geography* 10. s. 78-80
- ALBJÄR, G., REHN, J. & STROMQUIST, L. 1979. Notes on talus formation in different climates. *Geografiska Annaler* 61. s. 179-185
- ALLABY A., ALLABY M. 1999. „granulometry“ [online]. A Dictionary of Earth Sciences [cit. 15. 3. 2016] Dostupné na WWW: <<http://www.encyclopedia.com>>.
- ANDERLE, J. & ŠVÁBEK, V. 1989. Hrady na Strašicku – pokus o rekonstrukci jejich postavení v životě oblasti před polovinou 14. století. *Castelloologica bohemia* 1. s. 105-123
- ANDERSON, L. W., KRATHWOHL, D. R. 2001. *A Taxonomy for Learning, Teaching and Assessing*. Addison Wesley Longman, Inc. 336 s.
- ANDERSSON, R. G. 1906. Solifluction, a component of subaerial denudation. *Jou. of Geol.* 14. s. 91-112.
- ARMSTRONG, R. A. 1983. Growth curve of the lichen *Rhizocarpon geographicum*. *New Phytologist* 94 (4). s. 619-622
- ARMSTRONG, R. A. 2005. Radial growth of *Rhizocarpon* section *Rhizocarpon* lichen thalli over six years at Snoqualmie Pass in the Cascade Range, Washington State. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 37. s. 411-415
- ARMSTRONG, R. A. 2006. Seasonal growth of the crustose lichen *Rhizocarpon geographicum* (L.)DC. in south Gwynedd, Wales. *Symbiosis* 41. s. 97-102
- ARMSTRONG, R. A. & BRADWELL, T. 2010. Growth of crustose lichens: a review. *Geografiska Annaler* 92. s. 3–17
- BADANO, E. I., CAVIERES, L. A., MOLINA-MONTENEGRO, M. A., QUIROZ, C. L. 2005. Slope aspect influences plant association patterns in the Mediterranean matorral of central Chile. *Journal of Arid Environments* 62. s. 93-108
- BAJGIER, M. 1992. Lichenometrical dating of landslides in the Beskid Śląski Mountains (Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 62. s. 339-346
- BAJGIER-KOWALSKA, M. 2002. The application of lichenometry in the dating of landslide–rockfall slopes in the Beskid Żywiecki Mts. (Flysch Carpathians). *Czasopismo Geograficzne* 73. s. 215-230
- BAJGIER-KOWALSKA, M. 2008. Lichenometric dating of landslide episodes in the Western part of the Polish Flysch Carpathians. *Catena* 72. s. 224-234

- BALL, D. F. 1966. Late-glacial scree in Wales. *Biuletyn Peryglacjalny* 15. s. 151-163
- BALLANTYNE, C. K. 1982. Aggregate clast form characteristics of deposits near the margins of four glaciers in the Jotunheimen Massif, Norway. *Norsk Geograf. Tidsskrift* 36(2). s. 103–113
- BALLANTYNE, C. K. 1998. Age and significance of mountain-top detritus. *Permafrost and Periglacial Processes* 9. s. 327-345
- BALLANTYNE, C. K., ECKFORD, J. D. 1984. Characteristics and evolution of two relict talus slopes in Scotland. *Scottish Geographical Magazine* 100. s. 20-33
- BALLANTYNE, C. K., HARRIS, C. 1994. *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge Univ. Press. 330 s.
- BALLANTYNE, C. K., KIRKBRIDE, M. P. 1987. Rockfall activity in upland Britain during the Loch Lomond Stadial. *Geographical Journal* 153. s. 86-92
- BARNES, C. R., FORTEY, R. A., WILLIAMS, S. H., 1996. The pattern of global bio-events during the Ordovician Period. In WALLISER, O. H. (ed.). *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Berlin: Springer-Verlag. s. 139-172
- BARRANDE, J. 1852. Système silurien du centre de la Bohême, I. Recherches géologiques. Prague, Paris: Chez l'auteur.
- BATTLE, W. R. B. 1960. Temperature observations in bergschunds and their relationship to frost shattering. In LEWIS, W. V. (ed.). *Investigation of Norwegian cirque glaciers*. Royal Geographical Society, Research Series 4. s. 83-95
- BAUMANOVÁ, M. 2011. Vesnické osídlení a těžba nerostných surovin ve vrcholném a pozdním středověku. Disertační práce. ZČU v Plzni Fakulta filozofická.
- BENEDICT, J. B. 1967. Recent glacial history of an alpine area in the Colorado Front Range, U.S.A.-- I. Establishing a lichen-growth curve. *Journal of Glaciology* 6. s. 817-832
- BENEDICT, J. B. 2008. Experiments on lichen growth. III. The shape of the age-size curve. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 40. s. 15-26
- BENEŠ, A. 1978. Sklená huť, o. Přívětice, okr. Rokycany. *Výzkumy v Čechách* 1975, 81.
- BENN, D. I. 2004. Clast morphology. In EVANS, D. J. A., BENN, D. I. (eds.). *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. London: Oxford Univ. Press. s. 78–92
- BENN, D. I., BALLANTYNE, C. K. 1993. The description and representation of particle shape. *Earth Surface Processes and Landforms* 18 (7). s. 665-672
- BENN, D. I., BALLANTYNE, C. K. 1994. Reconstructing the transport history of glaciogenic sediments – a new approach based on the covariance of clast form indices. *Sedimentary Geology* 91(1–4). s. 215–227
- BENNETT, M. R., HAMBREY, M. J., HUDDART D. 1997. Modification of clast shape in High-Arctic environments. *Journal of Sedimentary Research* 67(3). s. 550–559
- BERTRAN, P. & TEXIER, J. P. 1999. Facies and microfacies of slope deposits. *Catena* 35 (2-4). s. 99-121

- BERTRAN, P., HETU, B., TEXIER, J. P., VANSTEIJN H. 1997. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology* 44(1). s. 1–16
- BERTRAN, P., LENOBLE A. 2002. Fabriques des niveaux archéologiques: méthode et premier bilan des apports à l'étude taphonomique des sites paléolithiques. *Paléo, Revue d'Archéologie Préhistorique*. Société des amis du Musée national de préhistoire et de la recherche archéologique — SAMRA 14. s. 13-28
- BESCHEL, R. E. 1950. Flechten als Altersmasstab Rezenten Moränen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 1. s. 152-161
- BESCHEL, R. E. 1957a. A project to use lichens as indicators of climate and time. *Arctic* 10:60.
- BESCHEL, R. E. 1957b. Lichenometrie im Gletschervorfeld. *Jahrbuch des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und Alpentiere* 22. München. s. 1-22
- BESCHEL, R. E. 1961. Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry). In RAASCH, G. O. (ed.). *Geology of the Arctic*. Univ. Toronto Press. s. 1044-1062
- BESCHEL, R. E. 1973. Lichen as a measure of the age of recent moraines. *Arctic and Alpine Research* 5. s. 303-309
- BEZVODOVÁ, B., DEMEK, J., ZEMAN, A. 1985. Metody Kvartérně Geologického a Geomorfologického Výzkumu. Brno: UJEP V Brně (Skriptum). Praha: SPN. 207 s.
- BĚLOHLÁVEK, M. et al. 1985. *Hrady, zámky a tvrze v Čechách, na Moravě a ve Slezsku – Díl IV. Západní Čechy*. Nakladatelství Svoboda. 522 s.
- BICKERTON, R. W., MATTHEWS, J. A. 1992. On the accuracy of lichenometric dates: an assessment based on the 'Little Ice Age' moraine sequence of Nigardsbreen, southern Norway. *The Holocene* 2. s. 227-237
- BIRNER, Z. et al. 1961. *Plzeňsko a Brdy*. Turistický průvodce ČSSR, svazek 3. Praha: Sportovní a turistické nakladatelství. 202 s.
- BITGOOD, S. 1989. *School Field Trips: An Overview*. Jacksonville State University. 4 s.
- BÍNA, J., DEMEK, J. 2012. *Z nížin do hor. Geomorfologické jednotky České republiky*. Praha: Academia. 343 s.
- BLAND W., ROLLS D., 1998. *Weathering: An Introduction to the Scientific Principles*. New York, Oxford: University Press. 271 s.
- BLOOM, B. S., ENGELHART, M. D., FURST, E. J., HILL, W. H., KRATHWOHL, D. R. 1956. *Taxonomy of educational objectives: The classification of educational goals. Handbook I: Cognitive domain*. New York: David McKay Company. 207 s.
- BLOTT, S. J., PYE, K. 2008. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology* 55. s. 31–63

- BOELHOUWERS, J. 2004. New perspectives on autochthonous blockfield development. *Polar Geography* 28. s. 133-146.
- BOUČEK, B. 1928. Revize českých paleozoických konulárií. Praha: *Palaeontogr. Bohem.* 11. s. 1-108
- BOUDA, J. 2011. Sledování mikroklimatických podmínek vybraných kamenných moří ve hřbetových partiích Šumavy. Diplomová práce. Plzeň: ZČU Katedra geografie. 81 s.
- BRADWELL, T., ARMSTRONG, R. A. 2007. Growth rates of *Rhizocarpon geographicum* lichens: a review with new data from Iceland. *J. Quaternary Sci.* 22. s. 311-320
- BRAZIER, V. 1988. Late Quaternary alluvial fans, debris cones and talus cones in the Grampian Highlands, Scotland. PhD thesis. University of St. Andrews. 487 s.
- BREJCHA, R. 2013. Evaluace archeologického potenciálu lesního prostředí jihozápadní části Radečské vrchoviny s využitím lidarových dat. In GOJDA, M. & JOHN, J. (eds.) et al. 2013. Archeologie a letecké laserové skenování krajiny. Plzeň: Kat. archeo. FF ZČU. s. 200-220
- BRENCHLEY, P. J., CARDEN, G. A. F., MARSHALL, J. D. 1995. Environmental changes associated with the first strike of the Late Ordovician mass extinction. *Modern Geology* 20. s. 69-82
- BREWER, R. 1964. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. New York: Wiley, Chichester. 470 s.
- BRIDGMAN, P. W. 1912. Water, in the Liquid and Five Solid Forms, under Pressure. *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.* 47. s. 441-558
- BRIGHTMAN, F. H. 1959. Some factors influencing lichen growth in towns. *Lichenologist* 1. s. 104-108
- BULL, W. B. 1996. Dating San Andreas fault earthquakes with lichenometry. *Geology* 24. s. 111-114
- BULL, W. B., KING, J., KONG, F., MOUTOUX, T. M., AND PHILLIPS, W. M. 1994. Lichen dating of coseismic landslide hazards in alpine mountains: *Geomorphology* 10. s. 253-264
- BULL, W. B., BRANDON, M. T. 1998. Lichen dating of earthquake-generated regional rockfall events, Southern Alps, New Zealand. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110. s. 60-84
- BUNTE, K., ABT, S. R. 2001. Sampling surface and subsurface particle-size distributions in wadable gravel-and cobble-bed streams for analyses in sediment transport, hydraulics, and streambed monitoring. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-74. Fort Collins, CO: US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. s. 1-428
- BYE, C. 2016. Breaking down barriers to successful fieldwork. *Teaching Geography* 41. s. 18-19
- CALKIN, P. E., ELLIS, J. M. 1980. A lichenometric dating curve and its application to Holocene glacier studies in the central Brooks Range, Alaska. *Arctic Alpine Res.* 12. s. 245-264
- CALKIN, P. E., ELLIS, J. M. 1984. Development and application of a lichenometric dating curve, Brooks range, Alaska. *Dev. Palaeontol. Stratigr.* 7. s. 227-246
- CAMPBELL, N. A., REECE, J. B. 2006. *Biologie*. Brno: Computer Press. 1332 s.

- CARRARA, P. E., ANDREWS, J. T. 1973. Problems and Application of Lichenometry to Geomorphic Studies, San Juan Mountains, Colorado. *Arctic and Alpine Research* 5. s. 373-384
- CARSON, M. A., KIRKBY, M. J. 1972. *Hillslope Form and Process*. Cambridge University Press. 475 s.
- CASALE, R., MARGOTTINI, C. 1999. Floods and Landslides: Integrated Risk Assessment. New York: Springer. 373 s.
- CÍLEK, V. 2003. Jak vznikají jeskyně v křemencích? *Vesmír* 82 (133). s. 264
- CIMPELOVÁ, K. 2009. Geomorfologie vybraných buližníkových oblastí v okolí Plzně. Bakalářská práce. Plzeň: ZČU Katedra geografie. 73 s.
- CIMPELOVÁ, K. 2011. Geomorfologický výzkum buližníkových oblastí Plzeňska pomocí Fuzzy přístupu. Diplomová práce. Plzeň: ZČU Katedra geografie. 80 s.
- CLAPPERTON, C. M. 1975. Further observations on the stone runs of the Falkland Islands. *Biuletyn Peryglacjalny* 24. s. 211-217
- COCKETT, R. 2016. Visible Geology BETA [online] [cit. 15. 3. 2016] Dostupné na WWW: <<http://app.visiblegeology.com/>>.
- Colloredo-Mannsfeld spol. s r.o. 2017. Lesy Zbiroh [online]. [cit. 13. 1. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://www.lesyzbirah.cz/cs/>>.
- COOK, V. 2015. From the archive: fieldwork past and present. *Teaching Geography* 40. s. 125
- CULEK, M. (ed.). 1996. *Biogeografické členění České republiky*. Enigma, Praha. 244 s.
- CULEK, M. (ed.). 2005. *Biogeografické členění České republiky II. díl*. AOPK ČR, Praha. 800 s.
- CURRY, A. M. & BLACK, R. 2002. Structure, sedimentology and evolution of rockfall talus, Mynydd Du, south Wales. *Proceedings of the Geologists' Association* 114. s. 49-64
- CZUDEK, T. 1986. Pleistocenní permafrost na území Československa. *Geog. čas.* 38 (2-3). s. 245-252
- CZUDEK, T. 2005. *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*. Brno: Moravské zem. muz. 238 s.
- CZUDEK, T. & DEMEK, J. 1972. Present-day cryogenic processes in the mountains of eastern Siberia. *Geographia Polonica* 23. s. 5-20
- CZUDEK, T., HAVLÍČEK, P., KOVANDA, J. 1985. Paleografický výzkum náplavového kužele jv. od Boršic u Buchlovic. *Čas pro min. a geol.* 30 (2). Praha. s. 185-198
- ČECH, S., HAVLÍČEK, V., ZIKMUNDOVÁ, J. 1989. Upper Devonian and Lower Carboniferous in north-eastern Bohemia (based on boreholes in the Hradec Králové area). Praha: *Věšt. Ústř. Úst. geol.* 64. s. 65-75
- ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA (ČGS). 2015. Digitální mapový archiv [online]. Báňské mapy [cit. 16. 5. 2015]. Dostupné na WWW: <<http://mapy.geology.cz/GISViewer/?mapProjectId=2>>.

- ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA (ČGS). 2017. Geologická mapa České republiky 1: 50 000 [online]. Webová mapová služba. Vektorová vrstva GEO50 [cit. 6. 2. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://www.geology.cz/extranet/mapy/mapy-online/wms>>.
- ČESKO 2002. Nařízení vlády ze dne 26. listopadu 2001, kterým se stanoví technické požadavky na výrobky z hlediska emisí hluku (s účinností od 1. dubna 2002). *In* Sbírka zákonů ČR č. 5/2002. s. 226-302
- ČTVERÁK, V., LUTOVSKÝ, M., SLABINA, M., SMEJTEK, L. 2003. Encyklopedie hradišť v Čechách. Praha.
- ČÚZK. 2013a. DMR 4G: Digitální model reliéfu 4. generace: mapové listy HORO90,91,92, PLZE00,01,02,10,11,12
- ČÚZK. 2013b. Digitální model reliéfu České republiky 4. generace (DMR 4G) [online]. [cit. 28. 12. 2013]. Dostupné na WWW: <[http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(hwh2iqr1bbxa1e45ocmfj5bl\)\)/Default.aspx?mode=TextMeta&side=vyskopis&metadataID=CZ-CUZK-DMR4G-V&head_tab=sekce-02gp&menu=301](http://geoportal.cuzk.cz/(S(hwh2iqr1bbxa1e45ocmfj5bl))/Default.aspx?mode=TextMeta&side=vyskopis&metadataID=CZ-CUZK-DMR4G-V&head_tab=sekce-02gp&menu=301)>.
- ČÚZK. 2014. Základní mapy České republiky [online]. [cit. 19. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://geoportal.cuzk.cz/>>.
- ČÚZK. 2015. DMR 5G: Digitální model reliéfu 5. generace: mapové listy Horo 9_1,9_2, Plz 0_1,0_2
- ČÚZK. 2016. Digitální model reliéfu České republiky 5. generace (DMR 5G) [online]. [cit. 8. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <[http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(wqlh50zplhr4ppf4mecwmzir\)\)/Default.aspx?lng=CZ&mode=TextMeta&side=vyskopis&metadataID=CZ-CUZK-DMR5G-V&mapid=8&menu=302](http://geoportal.cuzk.cz/(S(wqlh50zplhr4ppf4mecwmzir))/Default.aspx?lng=CZ&mode=TextMeta&side=vyskopis&metadataID=CZ-CUZK-DMR5G-V&mapid=8&menu=302)>.
- ČÚZK. 2017. Parcela č. 1118/1 – Těškov [online]. Informace o pozemku. Nahlížení do katastru nemovitostí ČR [cit. 13. 1. 2017]. Dostupné na WWW: <http://nahlizeniidokn.cuzk.cz/ZobrazObjekt.aspx?encrypted=TnxAOHpcFJhCNGGBYcwrxrn8ej4THPWwM2wYJszgdCdeNDJRAwdGzjByTGnAd7GF-_kpdgPvAM4V67_w0eMlzyxUeIOqyuR6pyoGU7Jf59367-W27VR0DlaUKQpmMVtU>.
- DAHL, R. 1966. Blockfields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik Mountains, Nordland, Norway. *Geografiska Annaler* 48A. s. 55-85
- DARGIE, T. C. D. 1987. An ordination analysis of vegetation patterns on topoclimate gradients in south-east Spain. *Journal of Biogeography* 14. s. 197-211
- DELALOYE, R. 2003. Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). Proceedings 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003, A.A. Balkema (publ.). s. 175-180
- DE LA ROSA, J. P., WARKE, P. A., SMITH, B. J. 2014. The effects of lichen cover upon the rate of solutional weathering of limestone. *Geomorphology* 220. s. 81-92
- DE LA TORRE, R. et al. 2010. Survival of lichens and bacteria exposed to outer space conditions – Results of the Lithopanspermia experiments. *Icarus* 208 (2). s. 735-748
- DEMEK, J. 1988. *Obecná geomorfologie*. Praha: Academia, nakladatelství ČS ak. věd. 480 s.
- DENTON G. H., KARLÉN W. 1973. Lichenometry: its application to Holocene moraine studies in Southern Alaska and Swedish Lapland. *Arctic and Alpine Research* 5. s. 347-372

- DEUTSCHER WETTERDIENST 2001. Der langjährige Niederschlagstrend am Hohenpeißenberg: Die Bedeutung von Extremwerten. Global Atmosphere Watch Brief des Deutschen Wetterdienstes, vol. 5.
- DfE (Department for Education) 2014. GCSE subject content for geography [online]. UK government [cit. 4. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <https://www.gov.uk/government/uploads/system/uploads/attachment_data/file/301253/GCSE_geography.pdf>.
- DIETZEL, M. 2005. Impact of cyclic freezing on precipitation of silica in Me-SiO₂-H₂O systems and geochemical implications for cryosoils and sediments. *Chemical Geology* 216. s. 79-88
- DIKAU, R. 1996. *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. NY: Wiley. 274 s.
- DOBKINS, J. E. Jr., FOLK, R. L. 1970. Shape development on Tahiti-nui. *J. of Sed. Petr.* 40. s. 1167-1203
- DOBSON, F. 1979. *Lichens, An Illustrated Guide*. The Richmond Publishing Co. Ltd. 244 s.
- DONEUS, M., BRIESE, C. 2006. Full-waveform airborne laser scanning as a tool for archaeological reconnaissance. In CAMPANA, S., FORTE, M. (eds.). From Space to Place 2. Intern. Conf. on Rem. Sensing in Arch. CNR, Rome, Italy, December 2-4, 2006. Oxford. s. 99-106
- DONEUS, M., BRIESE, C. 2011. Airborne laser scanning in forested areas – potential and limitations of an archaeological prospection technique. In COWLEY, D. (ed.). Remote Sensing for Archaeological Heritage Management. EAC Occasional paper No. 5. Budapest. s. 59-76
- DRAGOUN, B., MATOUŠEK, V. 2004. Archeologický odkryv uhlíště v Olbramově a experimentální pálení dřevěného uhlí v Uhřínově. *Archeologie ve středních Čechách* 8. s. 727-772
- DRAKE, L. D. 1974. Till Fabric Control by Clast Shape. *Geological Society of America Bulletin* 85(2). s. 247-50
- DREDGE, L. A. 1992. Breakup of limestone bedrock by frost shattering and chemical weathering, eastern Canadian Arctic. *Arctic and Alpine Research* 24 (4). s. 314-323
- DUARTE, R. M., MARQUÍNEZ, J. 2002. The influence of environmental and lithologic factors on rockfall at a regional scale: an evaluation using GIS. *Geomorphology* 43. s. 117–136
- DUBEC, Š. 2014. Analýza průběhu podpovrchových struktur v reprezentativních řezech výzkumných povodí. Diplomová práce. JČU v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta. 89 s.
- DUDA, M. 2015. Příroda Rokycanska [online]. Info. centrum Rokycany [cit. 9. 11. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.rokycany.cz/priroda%2Drokycanska/d-876412/p1=52118&p3=%29>>.
- DURAS, R., HRADECKÝ, J., PÁNEK, T., DUŠEK, R. 2005. Využití geofyzikálních metod při analýze georeliéfu horských oblastí. *Geografický časopis* 57 (3). s. 267-284
- DURDÍK, T. 1999. *Ilustrovaná encyklopedie českých hradů*. Libri. 720 s.
- EATON, L. S., MORGAN, B. A., KOCHER, R. C., HOWARD, A. D. 2003. Quaternary deposits and landscape evolution of the central Blue Ridge of Virginia. *Geomorphology* 56 (1-2). s. 139-154
- EMBLETON, C., KING, C. A. M. (eds.). 1975. *Glacial Geomorphology*. London: Edward Arnold. 608 s.

- ENGLISH OUTDOOR COUNCIL 2015. *High Quality Outdoor Learning*. 32 s.
- ERDTMANN B.-D. 1986. Early Ordovician eustatic cycles and their bearing on punctuations in early nematophorid (planktic) graptolite evolution. *In Global Bio-Events: A Critical Approach Proceedings of the First International Meeting of the IGCP Project 216: "Global Biological Events in Earth History"*. s. 139-152
- ERDTMANN, B.-D. 1998. Neoproterozoic to Ordovician/Silurian Baltica and Laurentia interaction with (Proto-) Gondwana: critical review of macro- and microplate transfer models. *Acta Universitatis Carolinae. Geologica* 42. s. 409-418
- ERIKSSON, O. E., WINKA, W. 1997. Supraordinal taxa of Ascomycota. *Myconet* 1. s. 1-16
- EVANS, D. J. A., ARCHER, S., WILSON, D. J. H. 1999. A comparison of the lichenometric and schmidhammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Sci. Rev.* 18. s. 13-41
- EVANS, D. J. A., BENN, D. I. (eds.) 2004. *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. London: Oxford University Press. 266 s.
- FENCL, J., SVATOŠ, A. 1962. Kamenné proudy v údolí Bystřice u Domašova na Moravě. *Anthropozoikum* 10. Praha. s. 75-91
- FERNLUND, J. M. R., ZIMMERMAN, R. W., KRAGIC, D., 2007. Influence of volume/mass on grainsize curves and conversion of imageanalysis size to sieve size. *Engineer. Geo.* 90. s. 124-137
- FIALA, F. 1971. Ordovický diabasový vulkanismus a biotitické lamprofyry Barrandienu. Praha: *Sbor. geol. Věd, Geol.* 19. s. 7-97
- FIALA, F. 1978. Proterozoic and Early Paleozoic volcanism of the Barrandian-Železné hory zone. Praha: *Sbor. geol. Věd, Geol.* 31. s. 71-90
- FIRPO, M., GUGLIELMIN, M., QUEIROLO, C. 2006. Relict Blockfields in the Ligurian Alps (Mount Beigua, Italy). *Permafrost and Periglacial Processes* 17. s. 71-78
- FOSKETT, N. 2000. Fieldwork and the development of thinking skills. *Teaching Geo.* 25. s. 126-129
- FRENCH, H. M. 1976. *The Periglacial Environment*. London, New York: Longman Group. 309 s.
- FRENCH, H. M., GUGLIELMIN, M. 2000. Cryogenic weathering of granite, Northern Victoria land, Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes* 11. s. 305-314
- FREY, E. 1959. Die Flechtenflora und-Vegetation des Nationalparks im Unterengardin. II. Teil. *Ergeb Wiss Untere Schweiz Nationalparks* 6. s. 241-319
- GABRIEL, F. 2004: Průzkum hradů Českosaského Švýcarska v roce 2003. *In Minulosti Českého Švýcarska II. Krásná Lípa*. s. 33-41
- GARDNER, J. S. 1969. Observations of surficial talus movement. *Geomor. Z.* 13. s. 317-323
- GARDNER, J. S. 1972. Morphology and sediment characteristics of mountain debris slopes in the Lake Louise district. *Zeitschrift für Geomorphologie* 15. s. 390-402

- GARDNER, J. S. 1979. The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky mountains. *Z. Geomorphological N. F.* 23 (1). s. 45-57
- GARDNER, T. W., RITTER, J. B., SHUMAN, C. A., BELL, J. C., SASOWSKY, K. C., PINTER, N. 1991. A periglacial stratified slope deposit in the valley and ridge province of central Pennsylvania, USA: Sedimentology, stratigraphy, and geomorphic evolution. *Permafrost and Periglacial Processes* 2 (2). s. 141-162
- GARIBOTTI, I. A., VILLALBA, R. 2009. Lichenometric dating using Rhizocarpon subgenus Rhizocarpon in the Patagonian Andes, Argentina. *Quaternary Research* 71. s. 271-283
- GOJDA, M., JOHN, J., STARKOVÁ, L. 2011: Archeologický průzkum krajiny pomocí leteckého laserového skenování. Dosavadní průběh a výsledky prvního českého projektu. *Archeologické rozhledy* 63. s. 680-698
- GOMEZ, B., DOWDESWELL, J. A., SHARP, M. 1988. Microstructural control of quartz sand grains shape and texture: implications for the discrimination of debris transport pathways through glaciers. *Sedimentary Geology* 57. s. 119-129
- GOODFELLOW, B. W. 2012. A granulometry and secondary mineral fingerprint of chemical weathering in periglacial landscapes and its application to blockfield origins. *Quaternary Science Reviews* 57. s. 121-135
- GOODIE, A. S. 2003. Colluvium. In GOODIE, A. S. (ed.). *Encyclopedia of Geomorphology* (Vol. 1 A – I). New York: Routledge. s. 173
- GRAHAM, D. J., MIDGLEY, N. G. 2000. Graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an Excel spreadsheet method. *Earth Surface Processes and Landforms* 25 (13). s. 1473-1477
- GRAHAM, D. J., MIDGLEY, N. G. 2003. Tri-plot © [online] - ternary diagram plotting software. Microsoft® Excel spreadsheet. Loughborough University. [cit. 15. 3. 2016] Dostupné na WWW: <<http://www.lboro.ac.uk/microsites/research/phys-geog/tri-plot/index.html>>.
- GREENE, J. P., KISIDA, B., BOWEN, D. H. 2014. The Educational Value of Field Trips. *Education Next* 14. s. 78-86
- GRIFFITHS, D. H., BARKER, R. D. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics* 29. s. 211-226
- GUDE, M., DITRICH, S., MÄUSBACHER, R., HAUCK, C., MOLENDI, R., RUZICKA, V., ZACHARDA, M. 2003. Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. Proceedings 8th International Conference on Permafrost. Zürich. s. 331-336
- GUPTA, V. 2005. Application of lichenometry to slided materials in the Higher Himalayan landslide zone. *Current science* 89 (6). s. 1032-1036
- HAEBERLI, W., MÜHLL, D. V. 1996. On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 104. s. 43-57

- HAKULINEN, R. 1966. Über die Wachstumsgeschwindigkeit einiger Laubflechten. *Ann Bot Fenn* 3. s. 167-179
- HALE, M. E. 1973. Growth. In HALE, M. E., AHMADJIAN, V. (eds.). *The lichens*. New York and London: Academic Press. s. 473-492
- HALES, T. C., ROERING, J. J. 2005. Climate-controlled variations in scree production, Southern Alps, New Zealand. *Geology* 33. s. 701-704
- HALL, K. 1999. The role of thermal stress fatigue in the breakdown of rock in cold regions. *Geomorphology* 31. s. 47-63
- HALL, K., THORN, C. E., MATSUOKA, N., PRICK, A. 2002. Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography* 26 (4). s. 577-603
- HALL, K., ANDRÉ, M.-F. 2003. Rock thermal data at the grain scale: applicability to granular disintegration in cold environments. *Earth Surface Proc. and Landforms* 28. s. 823-836
- HALL, K., LAUTRIDOU, J. P. 1991. Introduction – cryogenic weathering. *Permafrost and Periglacial Processes* 2. s. 269-270
- HALLET, B., WALDER, J. S., STUBBS, C. W. 1991. Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained sub-zero temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes* 2. s. 283-300
- HANÁČEK, M., NÝVLT, D., FLAŠAR, J., STACKE, V., LEHEJČEK, J., TÓTHOVÁ, G., BŘEŽNÝ, M., UXA, T., KŘENOVSKÁ, I. 2013. New methods to reconstruct clast transport history in different glacial sedimentary environments: Case study for Old Red sandstone clasts from polythermal Hørbyebreen and Bertilbreen valley glaciers, Central Svalbard. *Czech Polar Reports* 3. s. 107-129
- HANSEN, E. S. 2008. The application of lichenometry in dating of glacier deposits. *Geografisk Tidsskrift- Danish Journal of Geography* 108 (1). s. 143-151
- HANVEY, P. M. & LEWIS, C. A. 1991. Sedimentology and genesis of slope deposits at sonskyn, Eastern Cape Drakensberg, South Africa. *Permafrost and Periglacial Processes* 2 (1). s. 31-38
- HARRIS, S. A., FRENCH, H. M., HEGINBOTTOM, J. A., JOHNSTON, G. H., LADANYI, B., SEGO, D. C., VAN EVERDINGEN, R. O. 1988. Glossary of permafrost and related ground-ice terms. In Technical Memo. 142, Permafrost Subcommittee. Nat. Res. Council. of Can. 154 s.
- HART, J. K. 1995. An investigation of the deforming layer debris-rich basal-ice continuum, illustrated from three Alaskan glaciers. *Journal of Glaciology* 41(139). s. 619–633
- HAUER, H. 1950. Klima und Wetter der Zugspitze. *Berichte des deutschen Wetterdienstes in der US Zone*, vol. 16.
- HAUSMAN, E. H. 1948. Measurements of the annual growth rate of two species of rock lichens. *Bulletin of the Torrey Botanical Club* 75. s. 116-117

- HAVLÍČEK, V. 1960. Revize názorů o podrobném dělení českého llandeila.
Praha: *Věst. Ústř. Úst. geol.* 35. s. 375-378
- HAVLÍČEK, V. 1961. Rhynchonelloidea des böhmischen älteren Paläozoikums.
Praha: *Rozpr. Ústř. Úst. Geol.* 27. s. 1-211
- HAVLÍČEK, V. 1963. Tektogenetické porušení barrandienského paleozoika.
Praha: *Sbor. geol. Věd, Geol.* 1. s. 77-102
- HAVLÍČEK, V. 1966a. Střední kambrium v širším okolí Skryjí. Praha: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965.
s. 103-105
- HAVLÍČEK, V. 1966b. Stratotypy a stratigrafický rozsah vrstev drabovských, vinických a zahořanských. Praha: Zpr. Geol. Výzk. v Roce 1965. s. 107-110
- HAVLÍČEK, V. 1967. Brdské kambrium (stratigrafické, paleografické a tektonické poměry).
Praha: MS Geofond.
- HAVLÍČEK, V. 1980. Vývoj paleozoických pánví v Českém masívu (kambrium – spodní karbon).
Praha: *Sbor. Geol. Věd, Geol.* 34. s. 31-65
- HAVLÍČEK, V. 1981. Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician – Middle Devonian; Barrandian area – central Bohemia).
Praha: *Sbor. geol. Věd, Geol.* 35. s. 7-48
- HAVLÍČEK, V. 1982. Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. Praha: *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 37. s. 103-136
- HAVLÍČEK, V. 1989. Climatic changes and development of benthic communities through the Mediterranean Ordovician. Praha: *Sbor. geol. Věd, Geol.* 44. s. 79-116
- HAVLÍČEK, V. MAREK, L. 1973. Bohemian Ordovician and its international correlation.
Praha: *Čas. Mineral. Geol.* 18, 3. s. 225-232
- HAVLÍČEK, V., ŠNAJDR, M. 1954. Starší paleozoikum na listě Holoubkov mapy 1 : 20 000.
Praha: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1953. s. 43-47
- HAVLÍČEK, V. ŠNAJDR, M. 1956a. Paleogeografie tremadockého moře v Barrandienu.
Praha: Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol. 22. s. 237-255
- HAVLÍČEK, V. ŠNAJDR, M. 1956b. Železné rudy Barrandienu - oblast Rač. Dokumentace k průzkumným vrtům. Praha: Ústřední ústav geologický. 24 s.
- HAVLÍČEK, V., ŠNAJDR, M. 1957a. Faciální vývoj skidavu, llanvirnu a llandeila v Barrandienu. Praha: *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 23. s. 549-600
- HAVLÍČEK, V., ŠNAJDR, M. 1957b. Vrstevní sled a facie v brdském kambriu. Praha: *Sbor. Ústř. Úst. Geol., Odd. geol.*, 23, 1. s. 487-522
- HAVLÍČEK, V. ŠNAJDR, M. 1958. Železné rudy Barrandienu. Výpočet zásob Fe-rud v tektonické kře Bechlova a na Rači. Stav ke dni 1. 1. 1958. Dokumentace k průzkumným vrtům.
Praha: Ústřední ústav geologický. 83 s.

- HAVLÍČEK, V., VANĚK, J. 1966. The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. Praha: *Sbor. Geol. Věd, Paleont.* 8. s. 7-69
- HAVLÍČEK, V., VANĚK, J., FATKA, O. 1994. Perunica microcontinent in the Ordovician (its position within the Mediterranean Province, series division, benthic and pelagic associations). *Sborník geologických věd* 46. s. 23-56
- HAWKSWORTH, D. L., CHATER, A. O. 1979. Dynamism and equilibrium in a saxicolous lichen mosaic. *Lichenologist* 11. s. 75-80
- HAWORTH L. A., CALKIN P. E., ELLIS, J. M. 1986. Direct measurement of lichen growth in the Central Brooks Range, Alaska, USA, and its application to lichenometric dating. *Arctic and Alpine Research* 18. s. 289-296
- HENNION, F. 1955. Frost and permafrost definitions. US National Research Council, Highway Research Board, Washington DC. HRB Bulletin III. s. 107-110
- HERBERT, D., MATTHEWS, J. 2008. *Geography: a very short introduction*. Oxford: OUP. 200 s.
- HESS, M., 1965. Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich. Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego. Prace Geograficzne 11. Kraków. s. 1-127
- HIGGITT, D. L., ALLISON, R. J. 1999. Clast exposure on boulder-covered desert slopes. *Earth Surface Processes and Landforms* 24(2). s. 111–125
- HINCHLIFFE, S., BALLANTYNE, C. K. 1999. Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. *Scottish Geographical Journal* 115. s. 53-70
- HINCHLIFFE, S., BALLANTYNE, C. K., WALDEN, J. 1998. The structure and sedimentology of relict talus, Trotternish, Northern Skye, Scotland. *Earth Surface Proc. and Landforms* 23. s. 545-560
- HOCKEY, B. 1970. An improved coordinate system for particle shape representation. *Journal of Sedimentary Petrology* 40(3). s. 1054–1056
- HOFMANN, G. 1981. Staré železářství na Podbrdsku. Vlastiv. sborník Podbrdská 19. Příbram. s. 9
- HÖGBOM, B. 1914. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Uppsala Univ. Geol. Inst. Bull. 12. s. 257-390
- HOLLAND, P. G., STEYN, D. G. 1975. Vegetational responses to latitudinal variations in slope angle and aspect. *Journal of Biogeography* 2. s. 179-183
- HONOVÁ, J. 2014. Stanovisko k posouzení vlivů provedení záměru (Stanovení dobývacího prostoru Těškov II na ložisku Těškov 2 a pokračování těžby stavebního kamene v provozovně Těškov) na životní prostředí. Praha: Ministerstvo životního prostředí. Odbor posuzování vlivů na životní prostředí a integrované prevence. 12 s.
- HOOKE, T. N., 1980: Factors affecting the growth of Antarctic crustose lichens. *British Antarctic Survey Bulletin* 50. s. 1-19
- HOSTÝNEK, J. & TOLASZ, R. 2008. Podnebí. In: DUDÁK, V (ed.). *Plzeňsko: příroda, historie, život*. Praha. s. 66-72

- HOUSE, D., LAPHORN, N., MONCRIEFF, D., OWEN-JONES, G., TURNEY, A. 2012. Risky fieldwork. *Teaching Geography* 37. s. 60-62
- HOWARD, J. L. 1992. An evaluation of shape indices as palaeoenvironmental indicators using quartzite and metavolcanic clasts in Upper Cretaceous to Palaeogene beach, river and submarine fan conglomerates. *Sedimentology* 39(3). s. 471–486
- HUBBARD, B., GLASSER, N. 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. England, Chichester: John Wiley & Sons. 400 s.
- CHLUPÁČ, I. et al. 1992. *Paleozoikum Barrandienu: (kambrium - devon)*. Praha: Český geologický ústav. 292 s.
- CHLUPÁČ, I. et al. 2002. *Geologická minulost České Republiky*. 1. vydání. Praha: Academia. 436 s.
- CHLUPÁČ, I., KUKAL, Z. 1988. Possible global events and the stratigraphy of the Barrandian Palaeozoic (Cambrian-Devonian). Praha: *Sbor. geol. Věd, Geol.* 43. s. 83-146
- CHURCH, M., STOCK, R. F., RYDER, J. M. 1979. Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: debris slope accumulations. *Arctic and Alp. Res.* 11. s. 371-402
- INNES, J. L. 1985a. Lichenometry. *Progress in Physical Geography* 9. s. 187-254
- INNES, J. L. 1985b. Lichenometric dating of debris-flow deposits on alpine colluvial fans in Southwest Norway. *Earth Surface Processes and Landforms* 10. s. 519-524
- INNES, J. L. 1990. The use of lichens in dating. In GALUN, M. (ed.). *Handbook of Lichenology*, vol. 3. CRC Press, Boca Raton. s. 75-91
- IVAN, A. 1990. 2. Reliéf. In BUČEK, A., MIKULÍK, O. (eds.). *Geosystémová diagnóza stavu životního prostředí ČR. Geografie – Teorie a praxe* 11. Brno: GGÚ ČSAV. s. 6-18
- IVAN, A., KIRCHNER, K. 1988. Study of anthropogenic relief transformation in the Institute of Geography: main results, tasks and perspective. *Sb. prací* 15. GGÚ ČSAV. s. 35-46
- IWASKOW, L. 2011. Quality Learning Outside the Classroom [online]. Cambridgeshire Env. Edu. Serv. [cit. 4. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <www.cees.org.uk/doors-to-learning.htm>.
- JAHN, J. J. 1896. Basalttuff-Breccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen. Wien: Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst.
- JEDLIČKA, K. 2009. Geomorfologický informační systém [online]. ArcDATA Praha [cit. 15. 10. 2016]. Dostupné na WWW: <http://www.arcdata.cz/digitalAssets/137759_DisP2.pdf>.
- JOB, D. 1999. *New directions in geographical fieldwork*. Cambridge University Press. 80 s.
- JOHNSTON, G. H. (ed.) 1981. *Permafrost: Engineering Design and Construction*. Canada Ltd., Toronto: John Wiley & Sons. 540 s.
- JOMELLI, V. et al. 2007. Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. *Geomorphology* 86. s. 131–143

- JOMELLI, V., GRANCHER, D., BRUNSTEIN, D., SOLOMINA, O. 2008. Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology* 93. s. 201-212
- JOSHI, S., UPRETI, D. K., DAS, P., NAYAKA, S. 2012. Lichenometry: A technique to date natural hazards. *Earth science India* V. s. 1-16
- JUNGE, M. 2015. Politika společnosti Eurovia Kamenolomy, a.s. Praha. 2 s.
- KALHOUS, Z., OBST, O. 2009. *Školní didaktika*. Vyd. 2. Praha: Portál. 447 s.
- KAPROVÁ, A. 2013. Morfometrická analýza bulžníkových útvarů na jižním Plzeňsku. Bakalářská práce. Plzeň: ZČU Fakulta ekonomická. 55 s.
- KARLÉN W., DENTON G. 1975. Holocene glacial variations in Sarek National Park, Northern Sweden. *Boreas* 5. s. 25-56
- KASL, F. 2013. Fortifikace a těžba. Disertační práce. Plzeň: ZČU Fakulta filozofická.
- KAŠPAROVSKÝ, K. 1999. Zeměpis I. v kostce: pro střední školy: (úvod do geografie, kartografie, fyzická geografie, socioekonomická geografie). Havlíčkův Brod: Fragment. 139 s.
- KĘDZIA, S. 2011. Krzywa lichenometryczna porostu naskalnego Rhizocarpon geographicum dla Karkonoszy. *Przyroda Sudetów* 14. s. 141-148
- KĘDZIA, S. 2013a. Nowa krzywa lichenometryczna dla polskiej części Tatr. *Przegląd Ge.* 85. s. 53-63
- KĘDZIA, S. 2013b. Problems and possibilities of lichenometric dating in Polish mountains. *Geographia Polonica* 86 (4). s. 363-374
- KETTNER, R. 1916. O kambrických vyřelinách v Barrandienu a jejich poměru k vrstvám krušnohorským. Praha: Rozpr. Čes. Akad. Vědy Slovesn. Umění, Tř. II, 25, 38.
- KETTNER, R., KODYM., O. 1919. Nová stratigrafie Barrandienu. Praha: *Čas. Mus. Král. čes.* 93. s. 47-55
- KETTNER, R., PRANTL, F. 1948. Nové rozdělení a návrh jednotného značení vrstev středočeského ordoviku. Praha: *Věst. St. Geol. Úst. Čs. Republ.* 23. s. 49-68
- KIRCHNER, K., MÁČKA, Z., CÍLEK, V. 2007. Scree and blocky formations in northern and central Bohemia: Geologic and geomorphologic development. *Acta Geographica Silesiana* 2. Sosnowiec: WNoZ UŚ. s. 19-26
- KISZKA, J., 1964. Porosty Beskidu Śląskiego. *Rocz. Nauk.-Dydakt. Prace z Botan.* 28. Kraków. s. 1-62
- KJÆR, K. H. & KRÜGER, J. 1998. Does clast size influence fabric strength? *Journal of Sedimentary Research* 68. s. 746-749
- KLATKA, T. 1962. *Geneza i wiek gołoborzy tysogórskich*. Łódź: Państwowe Wydawnictwo Naukowe Oddział Łodzi. 124 s.
- KLEIN, V. 1978. Stavba a morfologie podloží křídý západně od Hradce Králové. Praha: *Věst. Ústř. Úst. geol.* 53. s. 357-366

- KLOUČEK, C. 1926. O fauně vrstev krušnohorských dŕ. Praha: *Věst. St. geol. Úst. ČS* 2. s. 190-196
- KNEISEL, CH., HAUCK, CH., MÜHLL, V. 2000. Permafros below the Timberline Confirmed and Characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Swiss alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 11. s. 295-304
- KONISHCHEV, N. V., ROGOV, V. V. 1993. Investigations of cryogenic weathering in Europe and Northern Asia. *Permafrost and Periglacial Processes* 4. s. 49-64
- KONISHCHEV, V. N. 1982. Characteristic of cryogenic weathering in the permafrost zone of the European USSR. *Arctic and Alpine Research* 14. s. 261–265
- KONŠEL, J. (ed.) 1935. Naučný slovník lesnický. Knihovna ČS matice lesnické 29–30. Praha.
- KONVIČKA, V. 2005. Závod Ejpovice [online]. České rudné hornictví v letech 1945 - 1988 [cit. 18. 10. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.hornictvi.info/cteni/4500/10.htm>>.
- KOTARBA A. 1988. Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach. *Wszechświat* 89 (1). s. 13-15
- KOTARBA, A. 1989. On the age of debris flows in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 23. s. 139-152
- KOTARBA, A. 2001. Lichenometryczne oznaczanie wieku form rzeźby wysokogórskiej. *Prace Geograf. Instytut. Geogr. i Przestrzennego Zagospodarowania PAN* 179. s. 197-208
- KOTARBA, A. 2002. Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym (Present transformation of inanimate nature in Tatra National Park). In BOROWIEC, W., KOTARBA, A. KOWNACKI, A., KRZAN, Z., MIREK, Z. (eds). *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr. Kraków–Zakopane: Wydawnictwo Instytutu Bot. PAN.* s. 13-19
- KOVANDA et al. 2001. *Neživá příroda Prahy a jejího okolí*. Academia a Český geologický ústav. 216 s.
- KOWALKOWSKI, A., KOCON, J. 1991. Weathering processes in Spitsbergen on the ground of the scanning electron microscope investigation. In KOSTRZEWSKI, A. (ed.). *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Geografia* 50. Adam Mickiewicz University Press. s. 77-104
- KOWALKOWSKI, A., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO, E. 1985. Weathering of quartz grain in the liquefied horizon of permafrost solonchaks in the arid steppe zone, Central Mongolia. *Catena* 12. s. 179-190
- KRAFT, J., MENTLÍK P. 2004. Úvod do geologie pro geografy. Endogenní a exogenní dynamika (2. vyd.). Plzeň: Západočeská univerzita. 177 s.
- KRAFT, V. 1933. *Železářství na Rokycansku*. Plzeň.
- KREJČÍ, J. 1877. *Geologie čili nauka o útvarech zemských se zvláštním ohledem na krajiny československé*. Praha.
- KREJČÍ J., 1881. Über die Exhalationen warmer Luft am Gipfel des Kahlenberges bei Lobositz. *Zprávy o zasedání Král. Čes. Spol. nauk*. Praha. s. 59-61

- KRŇÁK, P. 2014. Vývoj kamenných akumulací na severním svahu vrchu Radče. Bakalářská práce. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni. Fakulta pedagogická. 73 s.
- KRUMBEIN, W. C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 11 (2). s. 64-72
- KRUMBEIN, W. C., PETTIJOHN, F. J. 1938. *Manual of Sedimentary Petrography*. New York: Appleton-Century-Crofts. 549 s.
- KUBÁT, K. 1971. Ledové jámy a exhalace v Českém středohoří. *Vlastivědný sborník Litoměřicko* 8. Litoměřice. s. 69-87
- KÜHNLOVÁ, H. 1999. Kapitoly z didaktiky geografie. Praha: Karolinum. 13 s.
- KUKAL, Z. 1957. Petrografický výzkum skaleckých a drabovských vrstev barrandienského ordoviku. Praha: *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, Odd. geol. 23, 1. s. 215-295
- KUKAL, Z. 1959. Petrografický výzkum barrandienských ordovických jílovitých hornin. Praha: *Acta Univ. Carol.*, Geol. 1-2. s. 125-140
- KUKAL, Z. 1962. Petrografický výzkum vrstev šáreckých barrandienského ordoviku. Praha: *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, Odd. geol., 27. s. 175-214
- KULAS, M. 2014. What are the Benefits of Field Trips for Children? [online]. LiveStrong fou., Childr. health [cit. 5. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.livestrong.com/article/518827-what-are-the-benefits-of-bringing-a-packed-lunch-instead-of-having-the-school-lunch/>>.
- LAROCQUE, S. J., SMITH, D. J. 2004. Calibrated *Rhizocarpon* spp. Growth Curve for the Mount Waddington Area, British Columbia Coast Mountains, Canada. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 36 (4). s. 407-418
- LAWS, K. 1989. Learning geography through fieldwork. In FIEN, J., GERBER, R. AND WILSON, P. (eds). *The Geography Teacher's Guide to the Classroom*, 2nd edition, Macmillan, Melbourne.
- LEE, R., 1963. Evaluation of solar beam irradiation as a climatic parameter of mountain watersheds. *Hydrology Papers* 1. s. 1-50
- LEGRAND, P., 1983. Reflexions sur la paleoclimatologie au Palaeozoique Inferieur. Un Exemple: l'Ordovicien. Bulletin de l'Institute Ge'ologique du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 34 et CNRS Cahiers du Quaternaire, no. special. s. 87-113
- LENOBLE, A., BERTRAN, P. 2004. Fabric of Palaeolithic levels: methods and implications for site formation processes. *Journal of Archaeological Science* 31 (4). s. 457-469
- LENTON, T. M., CROUCH, M., JOHNSON, M., PIRES, N., DOLAN, L. 2012. First plants cooled the Ordovician. *Nature Geoscience* 5. s. 86-89
- LEONARD, B. F., ROSENTERER, R. 1994. Dating a 20th Century Fault, Elk Summit Talus Apron, Big Creck Area, Valley County, Idaho. US. Geological Survey Bulletin 2101.
- LEWKOWICZ, A. G., HARTSHORN, J. 1998. Terrestrial record of rapid mass movements in the Sawtooth Range, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada. *Can. J. of Earth Sc.* 35. s. 55-64

- LIPOLD, M. V. 1863. Die Eisensteinlager der silurischen Grauwackenformation in Böhmen. Wien: *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt* 13. s. 339–448
- LIPOLD, M. V., KREJČÍ, J. 1860. In Verhandlungen der K.-Kön. geologischen Reichsanstalt, Sitzungbericht vom 24. April, Wien. s. 88-91
- LISSEK, P. 2003. Příspěvek k poznání struktury středověkého osídlení krajiny Labských pískovců. In *Minulosti Českého Švýcarska I. Krásná Lípa*. s. 46-55
- LOCKE, W. W., ANDREWS, J. T., WEBBER, P. J. 1979. A manual for lichenometry. *British Geomorphological Research Group Technical Bulletin* 26. 47 s.
- LONGMAN FAMILY DICTIONARY 1991. Praha: Aventinum. 827 s.
- LONGTON, R. 1988. *Biology of Polar Bryophytes and Lichens*. Cambridge Univ. Press. 404 s.
- LOSO, M. G., DOAK, D. F. 2006. The biology behind lichenometric dating curves. *Oecologia* 147. s. 223-229.
- LOWELL, T. V., SCHOENENBERGER, K., DEDDENS, J. A., DENTON, G. H., SMITH, C., BLACK, J., HENDY, C. H. 2005. Rhizocarpon calibration curve for the Aoraki/Mount Cook area of New Zealand. *Quaternary Sci.* 20. s. 313-325
- LOŽEK, V. 1973. *Příroda ve čtvrtohorách*. Praha: Academia. 372 s.
- LOŽEK, V. 2007. *Zrcadlo minulosti - Česká a slovenská krajina v kvartéru*. Praha: Dokořán. 216 s.
- LOŽEK, V. 2008. Hynutí lesů, hrozba eroze a svědectví svahovin. *Vesmír* 87. s. 856-860
- LUKAS, S. et al. 2013. Clast shape analysis and clast transport paths in glacial environments: A critical review of methods and the role of lithology. *Earth-Science Reviews* 121. s. 96-11
- LUNDQVIST, G. 1948. De svenska fjällens natur. Sv Turistf. Forl. Stockholm.
- LÜTTGE, U. 2013. Desiccation tolerance of the epilithic lichen *Lecanora muralis* (Schreb.) Rabenh. in the temperate climate. *Flora - Morphology, Distr., Funct. Ec. of Plants* 208. s. 233-237
- LUTTIG, G. 1962. The shape of pebbles in the continental fluvial and marine facies. *Int. assoc. Scientific hydrology pub.* 59. s. 235-258
- MAHANEY, W. C. 2002. *Atlas of Sand Grain Surface Textures and Applications*. Oxford University Press. 237 s.
- MACHÁČEK, J. 2002. Geofyzikální průzkumné metody (kapitola). In VANÍČEK, I. 2002. *Sanace skládek a starých ekologických zátěží*. Učební texty Fsv ČVUT. s. 41-66
- MAJOR, J. J. 1998. Pebble orientation on large, experimental debris-flow deposits. *Sedimentary Geology* 117. s. 151-164
- MARADA, M. 2006. Jak na výuku zeměpisu v terénu? *Geografické rozhledy* 15. s. 2-5
- MARQUES, M. A., MORA, E., 1992. The influence of aspect on runoff and soil loss in a mediterranean burnt forest Spain. *Catena* 19. s. 333-344

- MARQUETTE, G. C., GRAY, J. T., GOSSE, J. C., COURCHESNE, F., STOCKLI, L., MACPHERSON, G., FINKEL, R. 2004. Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41. s. 19-38
- MARTINEZ-BOFILL, J., COROMINAS, J., SOLER, A. 2004. Behaviour of the weak rock cut slopes and their characterization using the results of the slake durability test. *In Engineering Geology for Infrastructure Planning in Europe: a European Perspective*. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag. s. 405-413
- MATSUOKA, N., 1990. The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes* 15. s. 73-90
- MATSUOKA N., 1991. A Model of the Rate of Frost Shattering: Application to Field Data from Japan, Svalbard and Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes* 2. s. 271–281
- MATSUOKA, N., 2001a. Direct observation of frost wedging in Alpine bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms* 26. s. 601-614
- MATSUOKA, N., 2001b. Microgelivation versus macrogelivation: towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering. *Permafrost and Periglacial Proc.* 12. s. 299-313
- MATSUOKA, N., MURTON, J., 2008. Frost weathering: recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes* 19. s. 195-210
- MATTHEWS, J. A. 1994. Lichenometric dating: A review with particular reference to 'Little Ice Age' moraines in southern Norway. *In* BECK, C. (ed.). *Dating in Surface Context*, Albuquerque, New Mexico Press. s. 185-212
- MATTHEWS, J. A., TRENBIRTH, H. E. 2011. Growth rate of a very large crustose lichen (*Rhizocarpon* subgenus) and its implications for lichenometry. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography* 93. s. 27-39
- MAY, S., RICHARDSON, P. AND BANKS, V. 1993. *Fieldwork in Action: Planning Fieldwork*. Sheffield: Geographical Society.
- MCCANN, T. (ed.) et al. 2008. *The Geology of Central Europe - Volume 1 Precambrian and Palaeozoic*. Geological Society of London. 784 s.
- MCCARROLL, D., SHAKESBY, R. A., MATTHEWS, J. A. 1998. Spatial and temporal pattern of Late Holocene rockfall activity on a Norwegian talus slope: a lichenometric and simulation-modelling approach. *Arctic and Alpine Research* 30. s. 51-60
- MCCARROLL, D., SHAKESBY, R. A., MATTHEWS, J. A. 2001. Enhanced rockfall activity during the Little Ice Age: further lichenometric evidence from a Norwegian talus. *Permafrost and Periglacial Processes* 12. s. 157-164
- MCCARTHY, D. P. 1999. A biological basis for lichenometry? *J. Biogeogr.* 26. s. 379-386

- MCCARTHY, D. P. 2003. Estimating lichenometric ages by direct and indirect measurement of radial growth: A case study of *Rhizocarpon* agg. At the Illecillewaet Glacier, British Columbia. *Arctic Antarctic and Alpine Research* 35. s. 203-213
- MCINTOSH, P. D., EBERHARD, R., SLEE, A., MOSS, P., PRICE, D. M., DONALDSON, P., DOYLE, R., MARTINS, J. 2012. Late Quaternary extraglacial cold-climate deposits in low and mid-altitude Tasmania and their climatic conditions. *Geomorphology* 179. s. 21-39
- MCINTOSH, P. D., PRICE, D. M., EBERHARD, R., SLEE, A. J. 2009. Late Quaternary erosion events in lowland and mid-altitude Tasmania in relation to climate change and first human arrival. *Quaternary Science Reviews* 28 (9-10). s. 850-872
- MENCL, J. et al. 1988. Železnorudný důl Krušná Hora – Historie a současnost. Bratislava: Rudné bane a magnezitové závody. 149 s.
- MENTLÍK, P. 2001. Zarovnané povrchy ve vrcholových partiích Špičáku a Rozvodí (Královský hvozd). *Silva Gabreta* 6. Vimperk: Správa NP Šumava. s. 7-18
- MENTLÍK, P. 2002. Tvorba geomorfologického informačního systému pro oblast Prášílského jezera. *Geomorfologický sborník 1*. In KIRCHNER, K., ROŠTÍNSKÝ, P. (eds.). MU v Brně. s. 90-94
- MENTLÍK, P. 2003. Mapování glaciálních forem georeliéfu v okolí Prášílského jezera na Šumavě. *Geomorfologický sborník 2*. ZČU v Plzni. s. 155-164
- MENTLÍK, P. 2004. Georeliéf (kapitola). In BŘICHÁČEK, P. et al. *Příroda Plzeňského kraje*. Plzeň: Krajský úřad Plzeňského kraje. s. 32-51
- MENTLÍK, P. 2006. Geomorfologická analýza a tvorba GmIS pro okolí Prášílského jezera a jezera Laka na Šumavě (Česká republika). Disertační práce. Bratislava: Katedra fyzickej geografie a geoekológie. 252 s.
- MENTLÍK, P. 2011. Výzkum vývoje reliéfu vrcholových partií SZ Šumavy prostřednictvím inovativních výzkumných metod. Habilitační práce. Bratislava: Kat. fyzickej ge. a geoekológie. 181 s.
- MENTLÍK, P., JEDLIČKA, K., MINÁR, J., BARKA, I. 2006. Geomorphological information system: physical model and options of geomorphological analysis. *Geografie* 111 (1). s. 15-32
- MERGL, M. 1996. New lingulate brachiopods from the top of the Klabava Formation (lower Ordovician, Arenig, Bohemia). *Journal of the Czech Geological Society* 41. s. 43–49
- MERGL, M. 2005. Ordovické železné rudy na Rokycansku a Komárovsku (průvodce ke geologické exkurzi). Plzeň: Krajské centrum vzdělávání a Jazyková škola. 23 s.
- MERGL, M., BUDIL, P. 2011. Unikátní zachování exoskeletonů trilobitů v řevnických křemencích (libeňské souvrství, ordovik) z Ejpovic na Rokycansku. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2010 (44) – podzim. s. 109-112
- MERGL, M., VOHRADSKÝ, O. 2000. *Vycházky za geologickými zajímavostmi Plzně a okolí*. Mariánské Lázně: Koura Publishing. 270 s.

- MĚSKA, G., PRANTL, F. 1946. O křemencích skaleckých – novém oddílu středočeského ordoviku. Praha: *Věst. St. Geol. Úst. Čs. Republ.* 20. s. 29-57
- MIGOŇ P. 2006. *Geomorfologia*. Warszawa: Wydawnictwo PWN. 484 s.
- MILLER, G. H., ANDREWS, J. T. 1972. Quaternary history of Northern Cum-berland Peninsula, east Baffin Island, N.W.T., Canada, Part IV: Preliminary lichen growth curve for *Rhizocarpon geographicum*. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83. s. 1133-1138
- MILLET, D. 2011. River erosion, landslides and slope development in Göta River. A study based on bathymetric data and general limit equilibrium slope stability analysis. Master of Science Thesis in the Master's Programme Geo and Water Engineering. Sweden, Göteborg: Chalmers University of Technology, Department of Civil and Environmental Engineering, Division of GeoEngineering. 97 s.
- MINÁR, J. 1996. Niektoré teoreticko-metodologické problémy geomorfológie vo vzbe na tvorbu komplexných geomorfologických máp. *Acta facultatis rerum naturalium universitatis Comeniane. Geographica* 36. s. 7-125
- MINÁR, J. (ed.) 2001. Geoekologický (komplexný fyzickogeografický) výskum a mapovanie vo veľkých mierkach. *Geografické spektrum* 3/2001. Bratislava: Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave. Nakl. Geografika. 209 s.
- MINÁR, J., MENTLÍK, P., JEDLIČKA, K., BARKA, I. 2005. Geomorphological information system: idea and options for practical implementation. *Geografický časopis* 57 (3). s. 247-266
- MINÁR, J., EVANS, I. S. 2006. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology* 95. s. 236-259
- MINÁR, J. & KUSANDOVÁ, D. 1995. Komplexná geomorfologická mapa jako súčasť GIS-U. *Geographica Slovaca*. s. 157-161
- MIŠČEVIĆ, P., VLASTELICA, G. 2014. Impact of weathering on slope stability in soft rock mass. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering* 6. s. 240-250
- MONK, P. 2016. Progression in fieldwork. *Teaching Geography* 41. s. 20-21
- MURTON, J. B., PETERSON, R., OZOUF, J.-C. 2006. Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science* 314. s. 1127-1129
- NĚMEČEK, J. et al. 2008. Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. ČZU v Praze. 95 s.
- NIKONOV, A. A., SHEBALINA, T. Y. 1979. Lichenometry and earthquake age determination in Central Asia. *Nature* 280. s. 675-677
- NOLLER J. S., LOCKE W. W. 2000. Lichenometry. In NOLLER, J. S., SOWERS, J. M., LETTIS, W. R. (eds.). *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. WA: Am. Ge. Union. s. 261-272
- NUTTALL, M. (ed.) 2005. *Encyclopedia of the Arctic*, Volume 3 (O – Z). Routledge. 2278 s.
- O'NEAL, M. A., SCHOENENBERGER, K. R. 2003. A *Rhizocarpon geographicum* growth curve for the Cascade Range of Washington and northern Oregon, USA. *Quatern. Res.* 60. s. 233-241

- OBEC HOLOUBKOV. 2013. Oficiální stránky [online]. Symboly obce [cit. 23. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.obecholoubkov.cz/cs/o-obci-holoubkov/symboly-obce/>>.
- OBEC TĚŠKOV. 2017. Oficiální stránky [online]. Historie obce, úvod [cit. 8. 2. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://www.obec-teskov.cz/cs/>>.
- OFSTED 2008. Learning outside the Classroom [online]. Office for Standards in Education, Children's Services and Skills, UK government [cit. 4. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <www.ofsted.gov.uk/resources/learningoutside-classroom>.
- OKE, T. R. 1987. *Boundary Layer Climates*. Methuen, New York. 435 s.
- OSBORN, G., MCCARTHY, D., LABRIE, A., BURKE, R. 2015. Lichenometric dating: science or pseudo-science? *Quat. Res.* 83. s. 1-12
- TURNBULL, J. (ed.) 2006. *Oxford Wordpower Dictionary* (3rd ed.). Oxford University Press. 548 s.
- ØYE, I. 2005. Introduction. In HOLM, I., INNSELSET, S., ØYE, I. (eds.). „Utmark.“ The Outfield as Industry and Ideology in the Iron Age and the Middle Ages. Bergen. s. 9-20
- PAASCHE, Ø., STRØMSØE, J. R., DAHL, S. O., LINGE, H. 2006. Weathering characteristics of arctic islands in northern Norway. *Geomorphology* 82. s. 430-452
- PANNEWITZ, S., SCHLENSOG, M., GREEN, T. G. A., SANCHO, L. G., SCHROETER, B., 2003. Are lichens active under snow in continental Antarctica? *Oecologia* 135. s. 30-38
- PARIS, F., 1998. Early Palaeozoic palaeobiogeography of northern Gondwana regions. *Acta Universitatis Carolinae. Geologica* 42. s. 473-483
- PARIS, F., ROBARDET, M., 1990. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics* 177. s. 193-213
- PARKER, S. 2003. „granulometry“. In McGraw-Hill Dictionary of Scientific & Technical Terms, 6E. McGraw-Hill Professional Publishing. 2380 s.
- PELTIER, L. C. 1950. The Geographic Cycle in Periglacial Regions as it is Related to Climatic Geomorphology. *Annals of the Association of American Geographers* 40. s. 214-236
- PENCK, W. 1924. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttgart: J. Engelhorn's Nachf. 283 s.
- PÉREZ, F. L. 1989. Talus fabric and particle morphology on Lassen Peak, California. *Geografiska Annaler* 71. s. 43-57
- PÉREZ, F. L. 1998. Talus fabric, clast morphology, and botanical indicators of slope processes on the Chaos Crags (California Cascades), U.S.A. *Geographic physique et Quatern.* 52. s. 47-68
- PETERKA, T. 2010. Ordovik [online]. Barrandien paleopage [cit. 1. 2. 2017]. Dostupné na WWW: <http://barrandien.wz.cz/stratigrafie_ordovik.htm>.
- PETRÁNEK, J. 1993. *Malá encyklopedie geologie*. České Budějovice: JIH. 248 s.

- PETTIJOHN, F. J. 1984. *Memoirs of an Unrepentant Field Geologist: A Candid Profile of Some Geologists and Their Science, 1921-1981*. University of Chicago Press. 260 s.
- PHARAOH, T. C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics* 314. s. 17-41
- PLEINER, R. 1958: Základy slovanského železářského hutnictví v českých zemích. *Monumenta archaeologica*, tomus VI. s. 208-224
- PLEINER, R., KOŘAN, J., KUČERA, M., VOZÁR, J. 1984. *Dějiny hutnictví železa v Československu 1*. Praha.
- PLEVOVÁ, P. 2014. Terénní výuka geografie a měření její efektivity. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta. 79 s.
- PLÍVA, K. 1987. Typologický klasifikační systém ÚHÚL. Brandýs n. L. 52 s.
- POESEN, J. W., VAN WESEMAEL, B., BUNTE, K., BENET, A. S. 1998. Variation of rock fragment cover and size along semiarid hillslopes: a case-study from southeast Spain. *Geomorphology* 23. s. 323-335
- PORTER, S. C. 1981. Lichenometric studies in the Cascade range of Washington; establishment of *Rhizocarpon geographicum* growth curves at Mount Rainier. *Arct. Alp. Res.* 13. s. 11-23
- POTTS, A. S. 1970. Frost Action in Rocks: Some Experimental Data. *Transactions of the Institute of British Geographers* 49. s. 109-124
- PRICK, A. 1997. Critical degree of saturation as a threshold moisture level in frost weathering of limestones. *Permafrost and Periglacial Processes* 8. s. 91-99
- PROCTOR, M. C. F. 1983. Sizes and Growth-Rates of Thalli of the Lichen *Rhizocarpon Geographicum* on the Moraines of the Glacier De Valsorey, Valais, Switzerland. *The Lichenologist* 15(3). s. 249-261
- PROSOVÁ, M. 1961. Recentní regelace v horských oblastech Českého masivu. *Přírodov. čas slezský* 22, 2. Opava. s. 217-222
- PROSOVÁ M., SEKÝRA J. 1961. Vliv severovýchodní expozice na vývoj reliéfu v pleistocénu. *Časopis pro mineralogii a geologii* VI, 4. s. 448-463
- PYE, K., BLOTT, S. 2004. Particle size analysis of sediments, soils and related particulate materials for forensic purposes using laser granulometry. *Forensic Science Intern.* 144(1). s. 19-27
- PYE, W. D., PYE M. H. 1943. Sphericity determinations of pebbles and sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology* 13 (1). s. 28-34
- QUITT, E. 1971. *Klimatické oblasti Československa*. Praha: Academia. 73 s. + 1 mapa
- RAPP, A. 1960. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler* 42. s. 65-200
- RAPSON, S. C. 1985. Minimum age of corrie moraine ridges in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Boreas* 14. s. 155-159

- RAWLING, E. 1975. Supermarket for Llandovery: An exercise in field research. *Teaching Geography* 1. s. 7-10
- REA, B. R., WHALLEY, W. B., RAINEY, M. M., GORDON, J. E. 1996. Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaus in northern Norway. *Geomorphology* 15. s. 109-121
- REMPEL, A. W., MARSHALL, J. A., ROERING, J. J. 2016. Modeling relative frost weathering rates at geomorphic scales. *Earth and Planetary Science Letters* 453. s. 87-95
- ROBINSON, D. A., JERWOOD, L. C. 1987. Sub-aerial weathering of chalk shore platforms during harsh winters in southeast England. *Marine Geology* 77. s. 1-14
- ROGERSON, R. J., EVANS, D. J. A., MCCOY, W. D. 1986. Five-year growth of rock lichens in a low-arctic mountain environment, Northern Labrador. *Géographie physique et Quat.* XL. s. 85-91
- ROMANOVSKII, N. N., TYURIN, A. I. 1974. Facies characteristics of rock streams of Southern Yakutia and Northern Transbaikalia. *Geologia* 4. Vestnik Moskovskogo Universitets.
- ROMANOVSKII, N. N., TYURIN, A. I. 1983. Rock stream description. Proceedings of the 4th International Permafrost Conference. Washington DC: National Academy Press. s. 1078-1082
- ROMANOVSKII, N. N., TYURIN, A. I. 1986. Kurums. *Builetyn Peryglacjalny* 31. s. 249-259
- RÖNTY, H. 2013. Frost weathering turns the quartzite bedrock into jagged boulders in Isokuru gorge. Fotografie [online]. Panoramio – Google Maps [cit. 16. 2. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://www.panoramio.com/photo/99490155>>.
- ROOF, S., WERNER, A. 2011. Indirect growth curves remain the best choice for lichenometry: evidence from directly measured growth rates from Svalbard. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 43. s. 621-631
- ROSENWINKEL, S., KORUP, O., LANDGRAF, A., DZHUMABAEVA, A. 2015. Limits to lichenometry. *Quaternary Science Reviews* 129. s. 229-238
- ROSS, S. 2001. The geography of awe and wonder. *Teaching Geography* 26. s. 86-88
- ROUS, J. & PECH, J. 1966. *Rokycansko (Průvodce po Rokycansku)*. Západočeské nakladatelství v Plzni. 136 s.
- ROŽMBERSKÝ, P. 2009: Sklárna ve Sklené Huti. Sborník Muzea dr. B. Horáka v Rokycanech 21. s. 3-16
- RUKHIN, L. B. 1947. Granulometricheskíi metod izucheníia p̄eskov. In The Great Soviet Encyclopedia (Большая советская энциклопедия), 3rd Edition. Trans. and publ. by Macmillan Publ.
- RŮŽIČKOVÁ, E. et al. 2003. Kvartérní klastické sedimenty České republiky: struktury a textury hlavních genetických typů. Praha: Česká geologická služba. 92 s.
- RŮŽIČKOVÁ, E., ZEMAN, E. 1992.. The Blahutovice – 1 borehole near Hranice na Moravě: weathering effects in Badenian deposits. *Scripta* 22. s. 128-132

- RYDER, R. H., MCCANN, S. B. 1971. Periglacial phenomena on the island of Rhum, Inner Hebrides. *Scottish Journal of Geology* 7. s. 293-303
- ŘEZNIČKOVÁ, D. 2012. Geografie: aktivně, aktuálně a s aplikacemi: Přírodní vědy a matematika na středních školách v Praze: aktivně, aktuálně a s aplikacemi - projekt OPPA. P3K. 67 s.
- SÆTER, M.-B. 2008. Dynamics of talus formation. Master Thesis in Geosciences. University of Oslo. Faculty of Mathematics and Natural Sciences. 191 s.
- SALT, K. E. & BALLANTYNE, C. K. 1997. The structure and sedimentology of relict talus, Knockan, Assynt, N.W. Scotland. *Scottish Geographical Magazine* 113. s. 82-89
- SAMMARTANO, M. 2015. Frost Wedging [online]. Regents Earth Sc. at Hommocks [cit. 13. 2. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://hmxearthscience.com/Sammartano/Weathering%20STUDENT>>.
- SANCHO, L. G., GREEN, T. G. A., PINTADO, A. 2007. Slowest to fastest: Extreme range in lichen growth rates supports their use as an indicator of climate change in Antarctica. *Flora* 202. s. 667-673
- SANCHO, L. G., PALACIOS, D., GREEN, T. G. A., VIVAS, M., PINTADO, A. 2011. Extreme high lichen growth rates detected in recently deglaciated areas in Tierra del Fuego. *Polar Biology* 34. s. 813-822
- SANCHO, L. G., PINTADO, A. 2004. Evidence of high annual growth rate for lichens in the maritime Antarctic. *Polar Biology* 27. s. 312-319
- SASS, O., 1998. Die Steuerung von Steinschlagmenge durch Mikroklima, Gesteinsfeuchte und Gesteinseigenschaften im westlichen Karwendelgebirge. Münchener Geographische Abhandlungen. Reihe B 29.
- SASS, O., KRAUTBLATTER, M. 2007. Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology* 86. s. 176-192
- SCOTESE, C. R. 2001. Ancient Oceans Separate the Continents [online]. Paleomap project [cit. 1. 2. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://www.scotese.com/newpage1.htm>>.
- SCOTESE, C. R., BOUCOT, A. J., MCKERROW, W. S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences* 28. s. 99-114
- SEAWARD, M. R. D. 1976. Performance of *Lecanora muralis* in an urban environment. In BROWN, D. H., HAWKSWORTH, D. L., BAILEY, R. H. (eds). *Progress and Problems in Lichenology*. London: Academic Press.
- SEDLÁČEK, A. 1889 (Fotoreprint 1995). *Hrady, zámky a tvrze Království českého - 6.díl Podbrdsko*. Praha: Argo. 279 s.
- SEDLÁČEK, P. 2015. Geomorfologická analýza kamenných akumulací vrchu Žďár. Bakalářská práce. Plzeň: ZČU Fakulta ekonomická. 76 s.
- SELMES, I., WALLACE, A. 2014. The fieldwork of place. *Teaching Geography* 39. s. 118-120

- SERVAIS, T., LEHNERT, O. 2006. Good and bad terranes: Are some methods better than others for inferring palaeogeography? *In* Annual meeting of project IGCP 503 – Changing palaeogeographical and palaeobiogeogr. patterns in the Ordovician and Silurian, Glasgow.
- SHARPLES, C. 1994. A Reconnaissance of Landforms and Geological Sites of Geoconservation Significance in the North-East Tasmanian Forest District (Eastern Tiers and Bass Forest Districts). *Forestry Tasmania* (2 vol.), Hobart.
- SHARPLES, C. 1995. A Reconnaissance of Landforms and Geological Sites of Geoconservation Significance in the State forests of Eastern Tasmania (parts of Derwent and Eastern Tiers Forest Districts). *Forestry Tasmania* (2 vol.), Hobart.
- SCHROETER, B., SCHEIDEGGER, C., 1995. Water relations in lichens at subzero temperatures: structural change and carbon dioxide exchange in the lichen *Umbilicaria aprina* from continental Antarctica. *New Phytol.* 131. s. 273-285
- SCHWABENICKY, W. 2007. Beziehungen zwischen mittelalterlichen Burgen und Bergbau – Vztahy mezi středověkými hrady a hornictvím. *In* Stříbrná Jihlava, Jihlava – Brno. s. 130-147
- SKALICKÝ, V. 1988. Regionálně fytogeografické členění. *In* HEJNÝ, S. & SLAVÍK, B. *Květena ČSR I.* Textová část. Praha: Academia. s. 103-121
- SKOČEK, V. 1963. Petrografické složení a geneze železných rud v oblasti Březiny. Praha: *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd* 73.
- SLAVÍK, B. 1988. Regionálně fytogeografické členění [mapa]. *In* HEJNÝ, S. & SLAVÍK, B. *Květena ČSR I.*
- SLEE, A. J. 2015. The distribution and paleoclimate implications of periglacial landforms in eastern Australia. A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy at The University of Queensland. 234 s.
- SMITHSON., P., BRIGGS, D. J. 1993. *Fundamentals of Physical Geography: New edition.* Routledge. 560 s.
- SNEED, E. D., FOLK, R. L. 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology* 66. s. 114-150
- SNELLING, J. 2015. Fieldwork on your CV. *Teaching Geography* 40. s. 124
- SOLOMINA, O. et al. 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: “Little Ice Age” moraine chronology. *Global and Planetary Change* 59. s. 225–235
- SOLOMINA, O., IVANOV, M., BRADWELL, T. 2010. Lichenometric studies on moraines in the Polar Urals. *Geografiska Annaler* 92 A(1). s. 81-99
- SOWTER, F. A. 1950. The cryptogamic flora of Leicestershire and Rutland, Lichens. Leicester, Leicester Library and Philosophical Society.
- SPIELDNAES, N. 1961. Ordovician climatic zones. Oslo: *Nor. geol. Tidsskr.* 41. s. 45-77
- STACKE, V. 2008. Geomorfologie Slunečné na Šumavě. Bakalářská práce. Plzeň: ZČU Fakulta pedagogická. 65 s.

- STANDISH, A. 2014. Some important distinctions for geography educators. *Geography* 99. s. 83–89
- STATHAM, I. 1972. Scree slope development under conditions of surface particle movement. *Inst. British Geographers Trans.* 59. s. 41-53
- STATHAM, I. 1976a. A scree slope rockfall model. *Earth surface proc.* 1. John Wiley & Sons. s. 43-62
- STATHAM, I. 1976b. Debris flows on vegetated screes in the Black Mountains, Carmarthenshire. *Earth Surface Processes and Landforms* 1. s. 173-180
- STEIJN, H. V., BREDERODE, L. E. V., GOEDHEER, G. J., 1984. Stratified Slope Deposits of the grèze-litée Type in the Ardèche Region in the South of France. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 66 (4). s. 295-305
- STIMAC, J. 2004. Mechanical and Chemical Weathering [online]. Eastern Illinois Univers. [cit. 13. 2. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://www.ux1.eiu.edu/%7Ecfjps/1300/weathering.html>>.
- STRAHLER, A. 2003. *Introducing Physical geography* (3. ed.). New York: John Wiley & Sons. 684 s.
- SUDA, J. 2008. Geomorfologie. In DUDÁK, V. (ed.). *Plzeňsko: příroda, historie, život*. Praha. s. 55-65
- SUK, M. et al. 1984. Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. Praha: Ústř. Úst. geol.
- SUMMERFIELD, M. A. 1991. *Global geomorphology: an introduction to the study of landforms*. Harlow: Pearson/Prentice Hall. 537 s.
- SVENONIOUS, F. 1909. Om skarf eller blockhaven pa vara hogfjall. *GFF Bd 31*, Stockholm.
- SWENSON, M. J., WAAG, C. J. 1991. TEEPLOT — A microsoft quick-basic program for the analysis of clast morphology. *Computers & Geosciences* volume 17, Issue 2. s. 227-250
- SYNEK, J. 2007. Obrázek 216 – suť. In PETRÁNEK, J. 2007. Geologická encyklopedie [online]. Česká geologická služba [cit. 29. 1. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?o=216>>.
- ŠKARPICH, V., GALIA, T., HRADECKÝ, J., PEČ, J. 2010. Identifikace (dis)konektivit vodních toků za využití makrogranulometrické analýzy korytových sedimentů (Moravskoslezské Beskydy). *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2010*. s. 199-204
- ŠPALEK V. 1935. Ledové sluje u Vranova nad Dyjí. *Sbor. čs. spol. zem.* 41. Praha. s. 49-55
- ŠTASTNÝ, V. 2003. Vliv struktury na reliéf vrchu Žďár (Strašická vrchovina). *ČAG, ZČU v Plzni. Geomorfologický sborník* 2. s. 189-194
- ŠUF, J., PRANTL, F. 1946. Příspěvek k poznání geologické stavby území mezi Berounem a Prahou. Praha: *Věštník SGÚ* 21. s. 42-69
- TAFESSE, S. et al. 2012. Digital sieving-Matlab based 3-D image analysis. *Engineering Geology* 137–138. s. 74–84
- TAYLOR, R. 2005. It's virtually fieldwork! *Teaching Geography* 30. s. 157–160

- TEN BRINK, N. W. 1973: Lichen growth rates in West Greenland. *Arctic and Alp. Res.* 5. s. 323-331
- THORNBURY, W. D. 1969. *Principles of Geomorphology*. New York: John Wiley and Sons. 594 s.
- TLÁSKAL, M. 2014. Postavení terénní výuky v kurikulu základní školy a její využití pro výuku na Olomoucku. Diplomová práce. Univerzita Palackého v Olomouci, Př. fakulta. 102 s.
- TOLASZ, R. et al. 2007. *Atlas podnebí Česka*. Praha, Olomouc: Český hydrometeorologický ústav, Universita Palackého. 256 s.
- TOPHAM, P. B. 1977. Colonisation, growth, succession and competition. In SEAWARD, M. R. D. (ed.). *Lichen Ecology*. London: Academic Press.
- TRENBIRTH, H. E. 2010. Lichenometry – Chap. 4, Sec. 2.7 In COOK, S. J., CLARKE, L. E. & NIELD, J. M. (eds.). *Geomorphological Techniques*. British Society for Geomorphology; London, UK.
- TRENBIRTH, H. E., MATTHEWS J. A. 2010. Lichen growth rates on glacier forelands in southern Norway: Preliminary results from a 25-year monitoring programme. *Geogr. Annaler* 92 (1). s. 19-39
- TRICART J., 1960. Prace doświadczalne w zakresie zagadnienia wietrzenia mrozowego (Experimental studies on frost weathering). In TRICART, J. (ed.). *Zagadnienia geomorfologiczne*. Warszawa: Wydawnictwo PWN. s. 201–234
- TROTTER J. A., WILLIAMS I. S., BARNES C. R., LÉCUYER C., NICOLL R. S. 2008. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry. *Science* 321. s. 550-554
- TRUHLÁŘ, J. (ed.). 1880. Urbář zboží rožmberského z roku 1379. 62 s.
- TURKINGTON, A. V., PARADISE, T. R. 2005. Sandstone weathering: a century of research and innovation. *Geomorphology* 67. s. 229-253
- ÚHÚL (Ústav pro hospodářskou úpravu lesů) Brandýs nad Labem. 2016. Lesnicko-typologická mapa [online] Lesnická typologie [cit. 3. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://geoportal.uhul.cz/OPRLMapNew/>>.
- Ústav výzkumu globální změny AV ČR. 2016. Mrazové dny, Ledové dny. Mapy [online]. Klimatická změna [cit. 9. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.klimatickazmena.cz/cs/?l=41>>.
- VANDENBERGHE, J. 2001. Permafrost during the Pleistocene in north, west and central Europe. In PAEPE et al. (ed.). *Permafrost Response on Economic Development. Environmental Security and Natural Resources*. Kluwer Acad. Publ. s. 185-194
- VÁNĚ, M. 1992. Exhalace par na Borči a na Jezerní hoře. *Sborník Severočeského muzea – přírodní vědy* 18. Liberec. s. 175-191
- VAŘEKA, P., HOLATA, L., ROŽMBERSKÝ, P., SCHEJBALOVÁ, Z. 2011. Středověké osídlení Rokycanska a problematika zaniklých vsí. *Archaeologia historica* 36, 2. Brno: Masarykova univerzita. s. 319-342

- VECOLI, M., LE HÉRISSE, A. 2004. Biostratigraphy, taxonomic diversity and patterns of morphological evolution of Ordovician acritarchs (organic-walled microphytoplankton) from the northern Gondwana margin in relation to palaeoclimatic and palaeogeographic changes. *Earth-Science Reviews* 67. s. 267-311
- VERRECCHIA, E. P., FREYET, P., JULIEN, J., BALTZER, F. 1997. The unusual hydrodynamical behaviour of freshwater oncolites. *Sedimentary Geology* 113(3-4). s. 225-243
- VÍTEK, J. 1997. Kamenná moře. *Vesmír* 8 (76). s. 458-462
- VOKÁČ, V., GRYGAR, L. 1991. Výskyt fauny v řevnických křemencích (libeňské souvrství) na Mýtském vrchu u Mýta. *Zpr. Muz. Západočes. Kraje, Přír.* 41. s. 3-5
- VOS, K., VANDENBERGHE, N., ELSEN, J. 2014. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): from sample preparation to environmental interpretation. *Earth-Science Reviews* 128. s. 93-104
- VOŽENÍLEK, V. 2001. Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. 1. vydání. UPOL. 185 s.
- VÚP (Výzkumný ústav pedagogický v Praze) 2007. Rámcový vzdělávací program pro gymnázia [online]. Praha. [cit. 4. 12. 2016]. Dostupné na WWW: <http://www.vuppraha.cz/wp-content/uploads/2009/12/RVPG-2007-07_final.pdf>.
- WADELL, H. 1932. Volume, shape, and roundness of rock particles. *Jour. of Geology* 40. s. 443-451
- WALDHAUSROVÁ, J. 1968. *Kambrické vulkanity*. Praha: MS Ústř. úst. geol.
- WALFORD, R. 1995. Fieldwork on parade. *Teaching Geography* 20. s. 112-117
- WALKER, M. J. C. 2005. *Quaternary dating methods*. Chichester: John Wiley & Sons. 286 s.
- WANG, P., XU, J., LIU S., LIU S., WANG. H. 2016. A prediction model for the dynamic mechanical degradation of sedimentary rock after a long-term freeze-thaw weathering: Considering the strain-rate effect. *Cold Regions Science and Technology* 131. s. 16-23
- WASHBURN, A. L. 1973. *Periglacial processes and environments*. London: Edward Arnold. 320 s.
- WASHBURN, A. L. 1979. *Geocryology*. London: Edward Arnold. 406 s.
- WEBBER, P. J., ANDREWS, J. T. 1973. Lichenometry: a commentary. *Arctic and Alp. Res.* 5. s. 295-302
- WERNER A. 1990. Lichen growth rates for the northwest coast of Spitsbergen, Svalbard. *Arctic and Alpine Research* 22(2). s. 129-140
- WHITE, S. E., 1976a. Is frost action really only hydration shattering? A Review. *Arctic and Alpine Research* 8 (1). s. 1-6
- WHITE, S. E. 1976b. Rock glaciers and block fields, review and new data. *Quat. Res.* 6. s. 77-97
- WHITTARD, W. F. 1960. Lexique stratigraphique international I. Europe, 3 et 4, Ordovicien. Paris.

- WILDE, P., BERRY, W., 1986. The role of oceanographic factors in the generation of global bio-events. In WALLISER, O. *Global Bio-Events*. Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 8. Berlin: Springer-Verlag. s. 75-91
- WIMAN, S. 1963. A preliminary study of experimental frost weathering. *Geografiska Annaler* A45. s. 113-121
- WINCHESTER, V. 1984. A proposal for a new approach to lichenometry. In BURT, T. P. (ed.). *British Geomorph. Research Group Techn. Bulletin* 33 (V). Oxford. s. 3-20
- WINCHESTER, V., CHAUJAR, R. K. 2002. Lichenometric dating of slope movements, Nant Ffrancon, North Wales. *Geomorphology* 47. s. 61-74
- WOLMAN, M. G. 1954. A method of sampling coarse bed material. *American Geophysical Union* 36. s. 951-956
- WORONKO, B. 2012. Micromorphology of quartz grains as a tool in the reconstruction of periglacial environment. In CHURSKI, P. (ed.). *Contemporary Issues in Polish Geography*. s. 111-131
- WORONKO, B. 2016. Frost weathering versus glacial grinding in the micromorphology of quartz sand grains: Processes and geological implications. *Sediment. Geology* 335. s. 103-119
- WORONKO, B., HOCH, M.. 2011. The development of frost-weathering microstructures on Sand-sized quartz grains: examples from Poland and Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes* 22. s. 214-227
- WORONKO, B., PISARSKA-JAMROŻY, M. 2015. Micro-Scale Frost Weathering of Sand-Sized Quartz Grains. *Permafrost and Periglacial Processes* 27. s. 109-122
- WRIGHT, J. S. 2007. An overview of the role of weathering in the production of quartz silt. *Sedimentary Geology* 202. s. 337-351
- YAVUZ, H., ALTINDAG, R., SARAC, S., UGUR, I., SENGUN, N. 2006. Estimating the index properties of deteriorated carbonate rocks due to freezeethaw and thermal shock weathering. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 43 (5). s. 767-775
- ZEMANOVÁ, A. 2005. Geomorfologická analýza povodí Hamerského potoka (se zvláštním zřetelem na kryogenní reliéf). Magisterská práce. PŘF UK v Praze. 193 s.
- ZHU, C., 1996. Rates of periglacial processes in the Central Tianshan, China. *Permafrost and Periglacial Processes* 7. s. 79-94
- ZHU, C., WUA, L., ZHU, T., LI, F., ZHANG, Y. 2013. Lichenometric dating and the nature of the excavation of the Huashan Grottoes, East China. *Jour. of Archaeol. Sc.* 40. s. 2485-2492
- ZICHA, O. 2005. Rod mapovník – Rhizocarpon [online]. BioLib.cz [cit. 2. 1. 2017]. Dostupné na WWW: <<http://www.biolib.cz/cz/taxon/id125218/>>.
- ZINGG, T. 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweiz. Min. und Petro. Mitteilungen* 15. s. 39-140

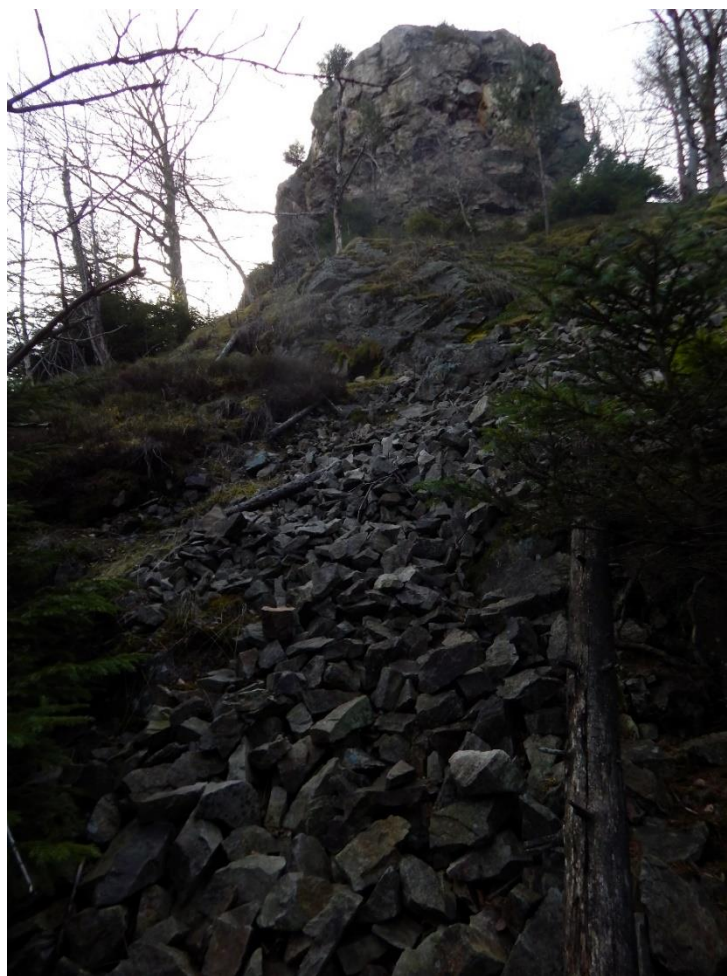
- ZUMR, D., JELÍNKOVÁ, V., ŠANDA, M., CÍSLEROVÁ, M. 2006. Monitorování infiltrace v heterogenním prostředí s použitím ERT. Proceedings CD of 14th International Poster Day. Bratislava: Ústav hydrologie SAV a Geofyzikální ústav SAV. s. 507-514
- ZUMR, D., LEVOROVÁ, M., CÍSLEROVÁ, M. 2009. Využití ERT pro kvantitativní vyhodnocení infiltračních experimentů. *In* Udržitelná výstavba 5. Praha: ČVUT, Fakulta stavební. s. 218-222

Seznam obrázků, tabulek a grafů

Obrázek 1: Geografická poloha zájmového území.....	7
Obrázek 2: Geomorfologické jednotky v okolí zájmového území.....	9
Obrázek 3: Mapa počtu mrazových a ledových dní	13
Obrázek 4: Mapa počtu dní s přechodem přes 0°C.....	13
Obrázek 5: Oblastní plán rozvoje lesů - mapa přírodních lesních typů.....	14
Obrázek 6: Geologická mapa hřbetu Radče, detail východní části	16
Obrázek 7: Stratigrafická tabulka barrandienského ordoviku	19
Obrázek 8: Poloha mikrokontinentu Perunika na přelomu kambria a ordoviku.....	21
Obrázek 9: Přibližná poloha zájmového území v době ukládání řevnických křemenců.....	21
Obrázek 10: Západní část pražské pánve v dobrotivu; mocnosti dobrotivského souvrství.....	24
Obrázek 11: Západní část pražské pánve ve spodním berounu; mocnosti libeňského souvrství. ...	24
Obrázek 12: Tektonická mapa SZ části Barrandienu.....	26
Obrázek 13: Geologický řez ordovikem v sz. křídle pražské pánve.....	27
Obrázek 14: Znak obce Holoubkov.....	29
Obrázek 15: Geologická mapa hřbetu Radče a stínovaný DMR 5G	32
Obrázek 16: Plán hradu na Radči.	34
Obrázek 17: Diagram ukazující zvětšení plochy částic při dezintegraci mechanickými procesy.....	36
Obrázek 18: Princip mrazového tříštění.....	38
Obrázek 19: Ilustrační foto vzniku kamenného moře ve Finsku	41
Obrázek 20: Srovnání DMR 4G a DMR 5G východní části hřbetu Radče	48
Obrázek 21: Schéma jednotlivých měřených os klastu.....	55
Obrázek 22: Misnička zední	63
Obrázek 23: Mapovník zeměpisný	63
Obrázek 24: Pohled od JV na 3D model reliéfu východní části hřbetu Radče	71
Obrázek 25: Celkový model reliéfu hřbetu Radče.....	71
Obrázek 26: Pohled od VSV na 3D model reliéfu východní části hřbetu Radče	72
Obrázek 27: Nadmořské výšky v okolí zájmového území	73
Obrázek 28: Geomorfologická mapa východní části hřbetu Radče	74
Obrázek 29: Podrobné plány výzkumných lokalit	75
Obrázek 30: Mapa sklonu svahů	76
Obrázek 31: Mapa orientace svahů vůči světovým stranám	77
Obrázek 32: ERT profil severního svahu – lokalita A.....	78
Obrázek 33: Předpokládaná růstová křivka pro misničku zední	93

Tabulka 1: Přehled profilů pro makrogranulometrickou analýzu	54
Tabulka 2: Klasifikace tvarů částice a názvosloví dle různých autorů	56
Tabulka 3: Srovnání ročního nárůstu stélek mapovníků a misničků z vybraných studií.	66
Tabulka 4: Velikost a stáří stélek lišejníků na vzorcích pro profil B0.....	92
Tabulka 5: Gymnaziální učivo dotčené během terénního vyučování	114
Graf 1: Schématický SNEED & FOLK diagram	57
Graf 2: Zjednodušený ZINGGŮV diagram	58
Graf 3: Původní SNEED & FOLK diagram pro klasifikaci tvaru klastů	58
Graf 4: Rychlost růstu <i>Rhizocarpon geographicum</i> na polské straně Krkonoš	67
Graf 5: Růstové křivky stélek lišejníků rodu <i>Rhizocarpon</i> pro různé subpolární oblasti	69
Graf 6: Indexy velikostí klastů v závislosti na vertikální pozici v profilu A0.....	80
Graf 7: Rose diagram + stereonet pro profil A0	80
Graf 8: Indexy velikostí klastů v závislosti na horizontální pozici v profilech A1 a A2	81
Graf 9: Rose diagram + stereonet pro profil A1	82
Graf 10: Rose diagram + stereonet pro profil A2	82
Graf 11: Indexy velikostí klastů v závislosti na vertikální pozici v profilu B0.....	83
Graf 12: Rose diagram + stereonet pro profil B0	84
Graf 13: Indexy velikostí klastů v závislosti na horizontální pozici v profilech B1 a B2.....	85
Graf 14: Rose diagram + stereonet pro profil B1	86
Graf 15: Rose diagram + stereonet pro profil B2	86
Graf 16: Stereonet pro všechny vzorky z lok. B.....	87
Graf 17: SNEED & FOLK diagram pro profil A0	88
Graf 18: SNEED & FOLK diagramy pro profily A1 a A2	88
Graf 19: SNEED & FOLK diagram pro profil B0	89
Graf 20: SNEED & FOLK diagramy pro profily B1 a B2	89
Graf 21: Shrnující SNEED & FOLK diagram pro lokality A i B	90
Graf 22: Zastoupení měřených mapovníků zeměpisných ve věkových kategoriích	91
Graf 23: Úspěšnost vypracování úloh a odpovědí v individuální části pracovního listu	122

Přílohy



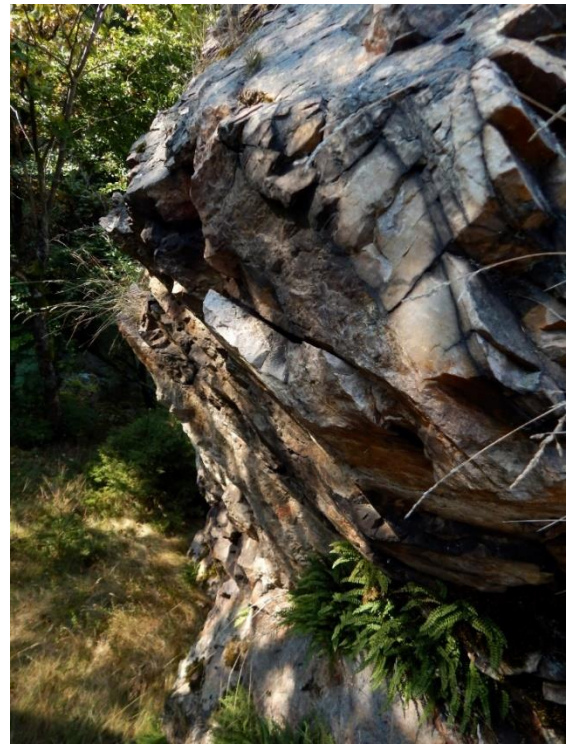
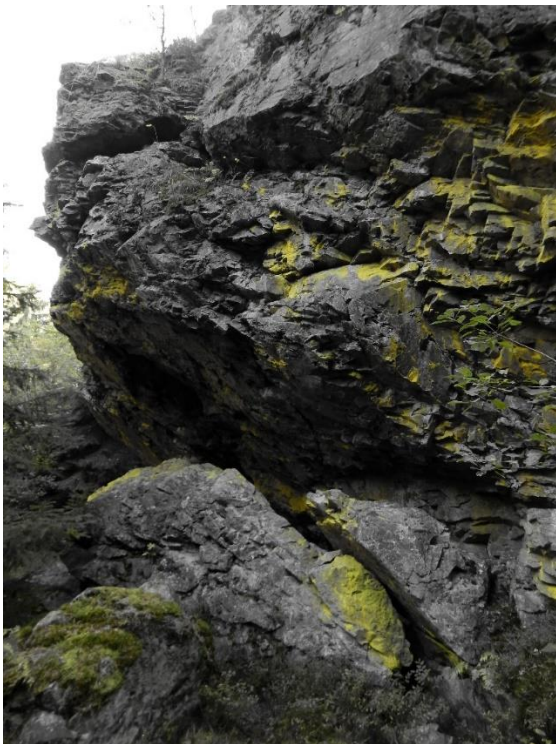
Příloha 1: Kamenné moře na „severním“ svahu pod místem bývalého hrádku (lokality A)
(foto: autor, duben 2016)



Příloha 2: Pohled na hřbet (zleva: Čihátko, Hrad, Brno s vysílačem) a Lhotu pod Radčem (foto: ADAM 2007)



Příloha 3: Pohled z vyhlídkové plošiny v místě bývalého hrádku (lokalita A) na skalní výchoz a zimní krajinu (foto: autor, leden 2017)



Příloha 4: Zvětrávající skalní výchozy u paty „severního“ svahu (vlevo) a nad ním, v místě bývalého hrádku (vpravo) ve výzkumné lokalitě A (foto: autor, září 2016)



Příloha 5: Kamenné moře na „jižním“ svahu (lokalita B) (foto: autor, duben 2016)



Příloha 6: Kamenné moře na „jižním“ svahu (lokalita B) (foto: autor, leden 2017)



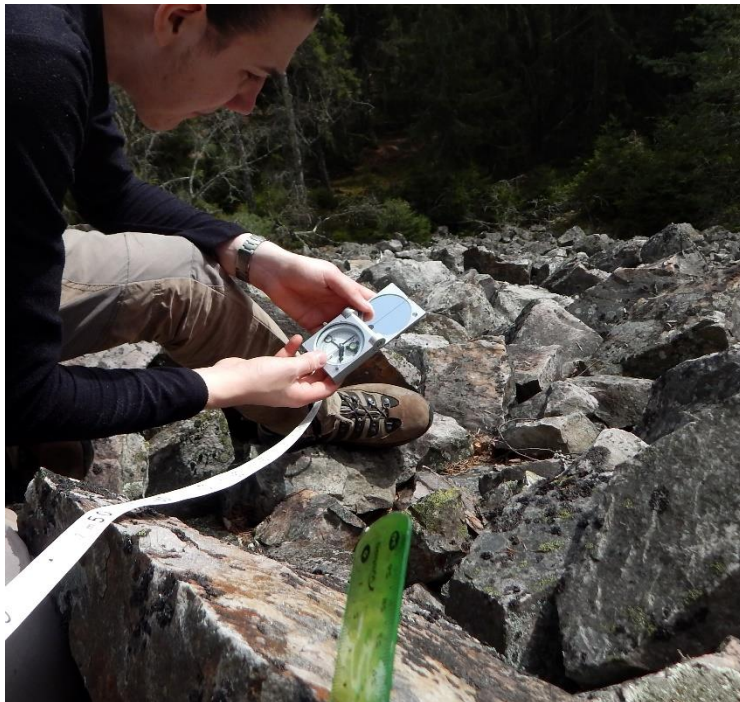
Příloha 7: Kamenné moře na „jižním“ svahu (lokality B) (foto: autor, duben 2016)



Příloha 8: Detail skalní stěny u kamenného moře na „jižním“ svahu (lokality B) (foto: autor, duben 2016)



Příloha 9: Makrogranulometrické měření v lokalitě B – podélný profil (foto: autor, duben 2016)



Příloha 10: Měření orientace a sklonu klastů geologickým kompasem

Příloha 11:
Vpravo: Měření klastů
Dole: Vytyčování příčného
profilu pro
makrogranulometrickou
analýzu v lokalitě B
(foto: autor, duben 2016)

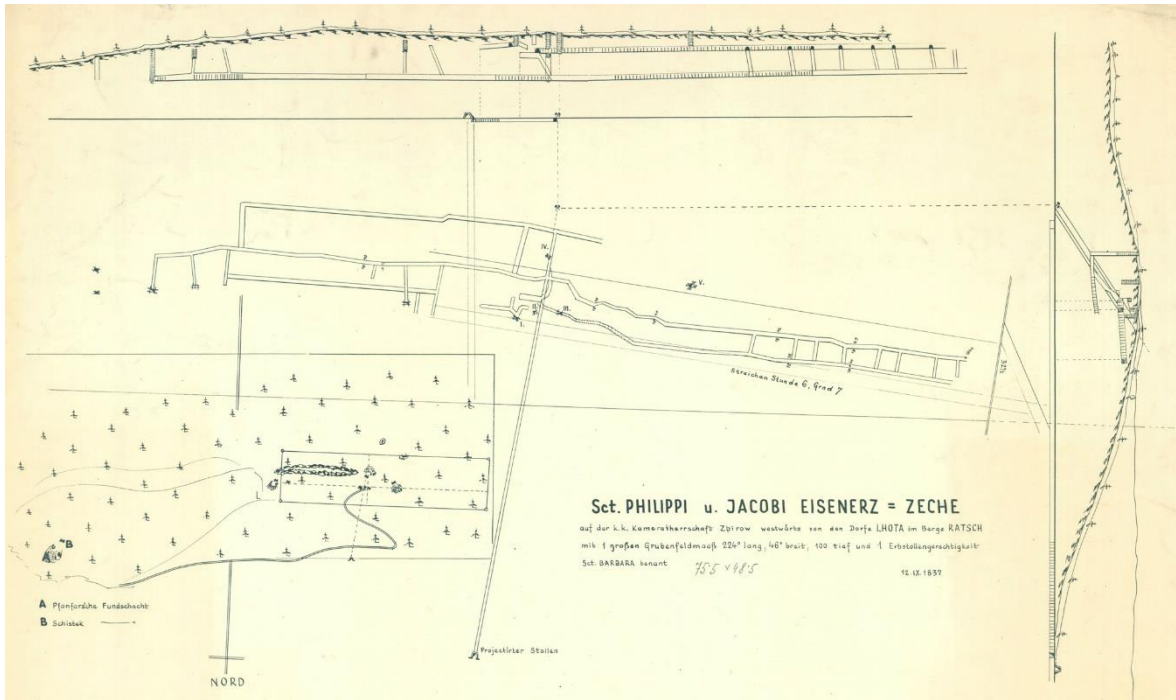




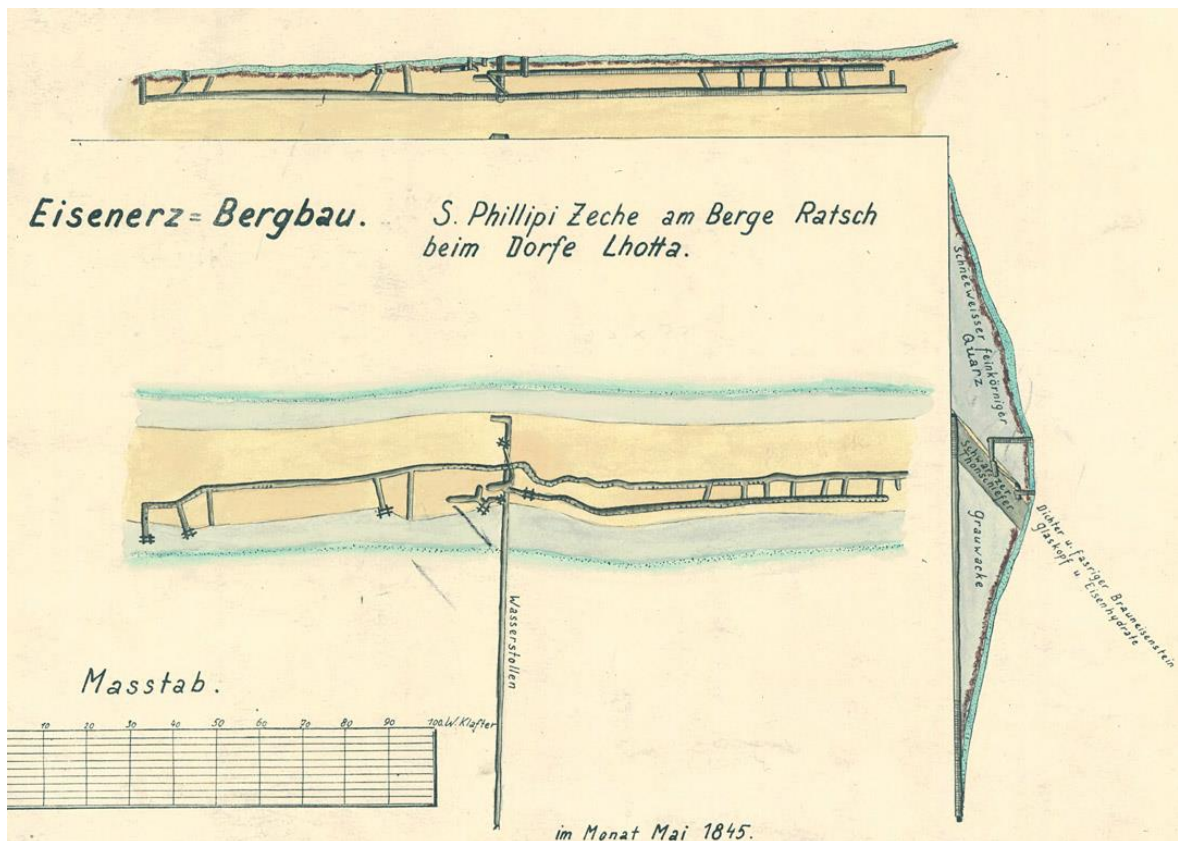
Příloha 12: Typická podoba lesů na svazích Radče (foto: autor, září 2016)



Příloha 13: Úseky nejdelšího těžebního tahu sledujícího hlavní žilné ložisko železných rud na Radči.
Vlevo: obvalová část tahu. Vpravo: liniová část tahu. (foto: autor, září 2016)



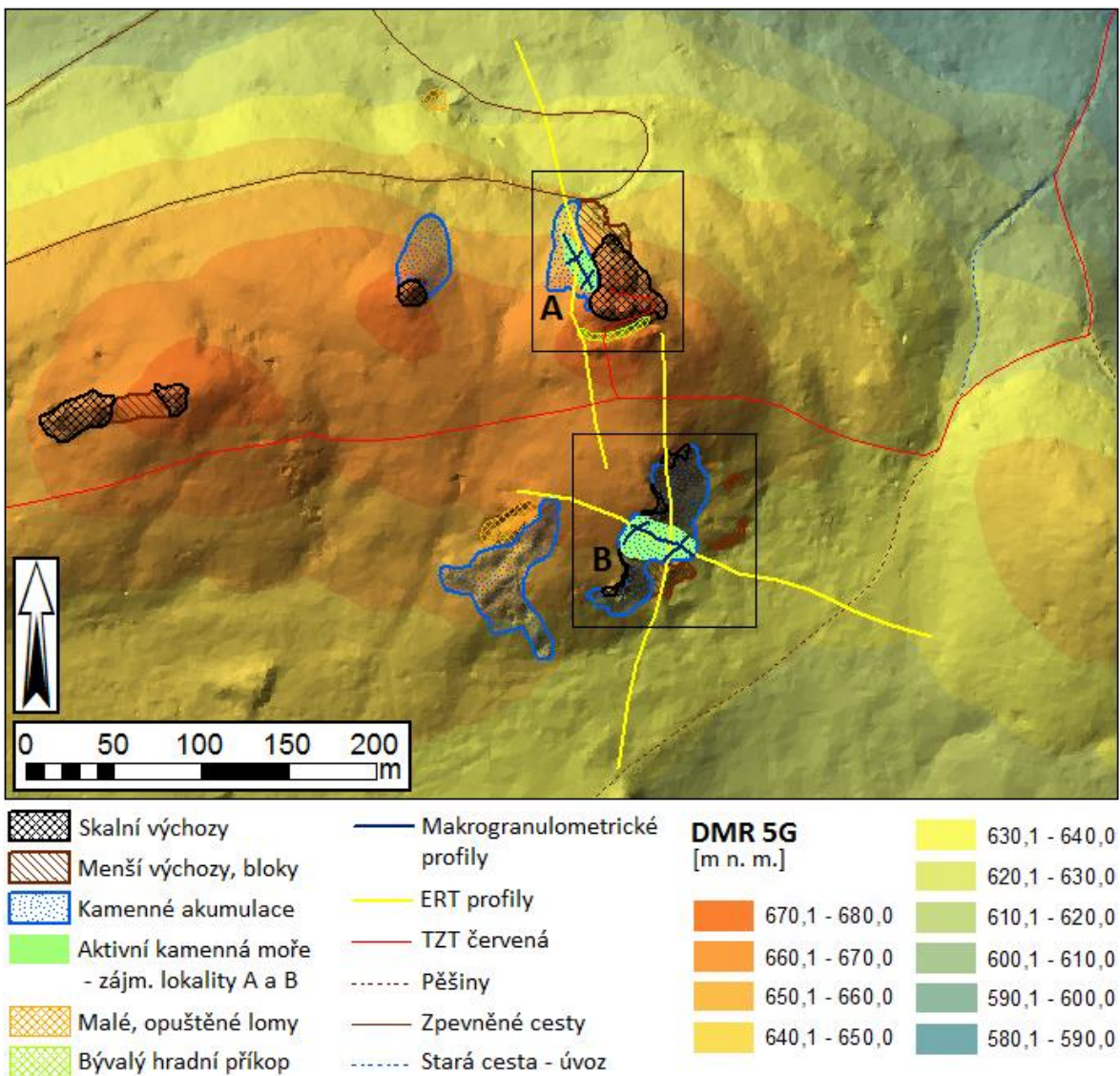
Příloha 14: Historické schéma dolu na Radči z roku 1837 (převzato z ČGS 2015)



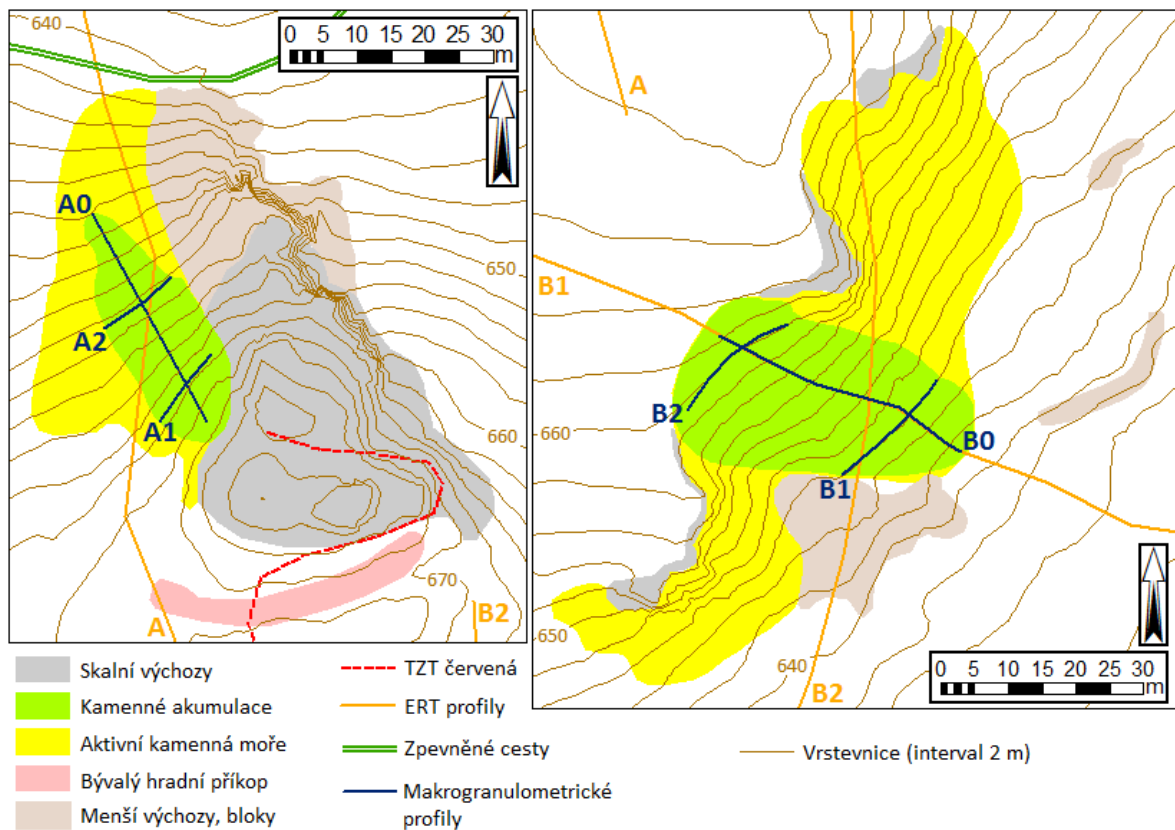
Příloha 15: Historické schéma dolu na Radči z roku 1845 (převzato z ČGS 2015)



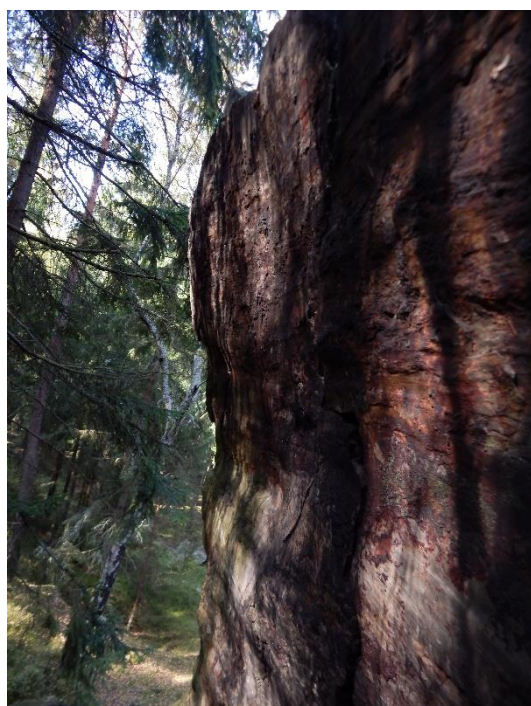
Příloha 16: Vlevo: Puklinové štěpení křemencového bloku in situ v lese nedaleko studánky pod Radčem (foto: autor, září 2016), Vpravo: Projevy zvětrávání křemenců na Bílé skále (převzato z KRŇÁK 2014)



Příloha 17: Návrh průběhu ERT profilů lokalitou B vyznačený na geomorfologické mapě východní části hřbetu Radče (obr. 28) (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2015)



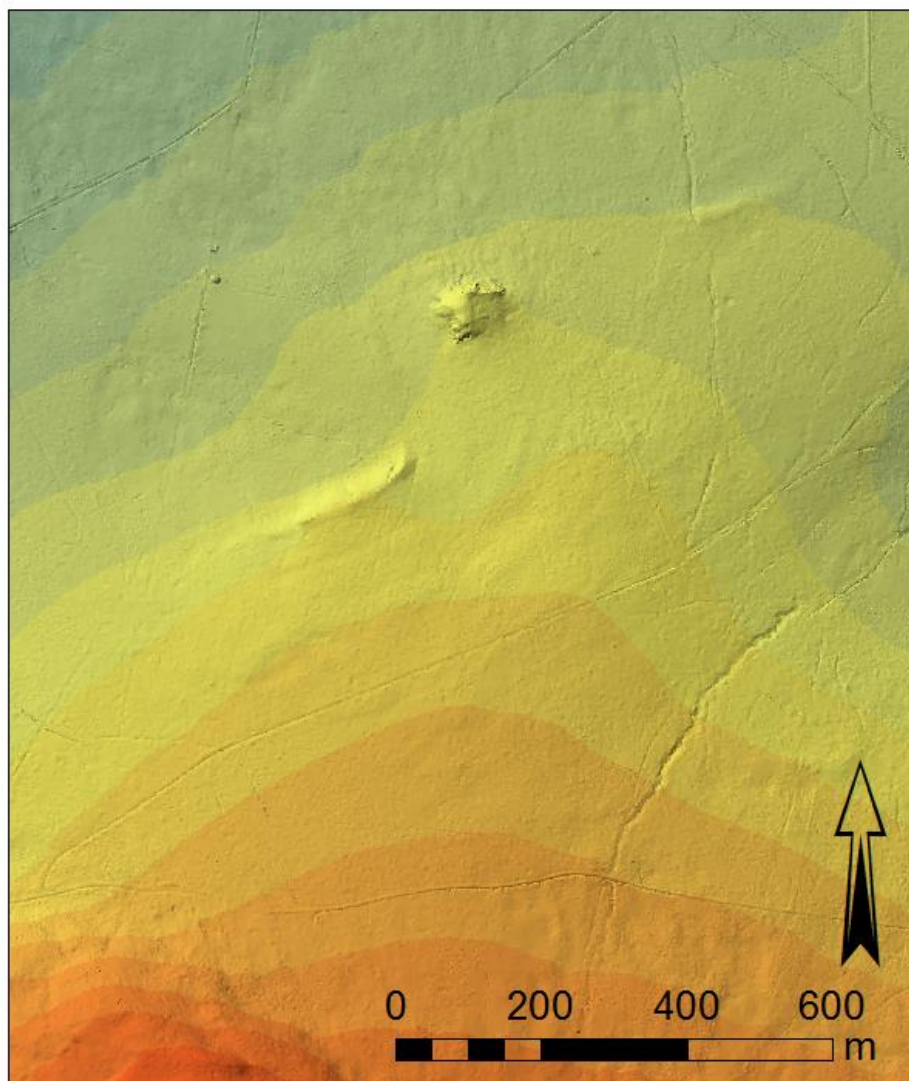
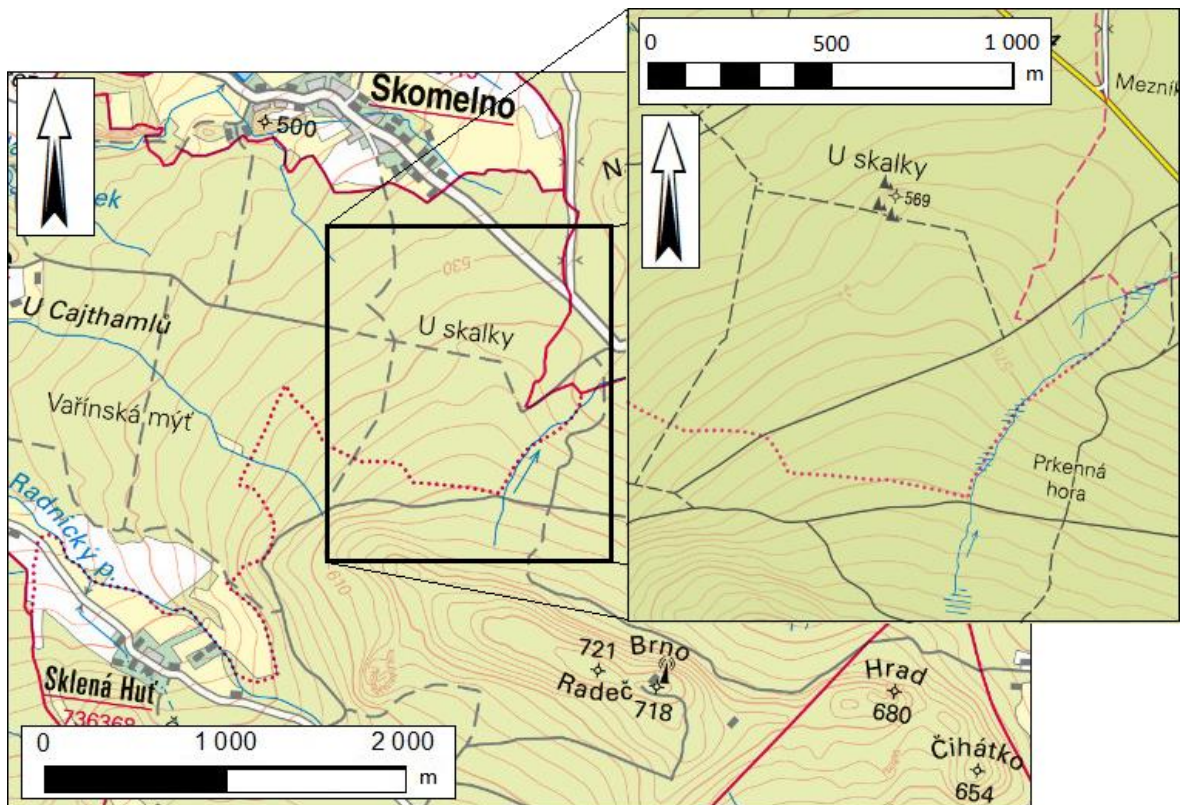
Příloha 18: Návrh průběhu ERT profilů lokalitou B vyznačený na podrobných plánech výzkumných lokalit (obr. 29) (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2015)



**Příloha 19: Skalní výchozy v lokalitě U Skalky mezi Radčem a vsí Skomelno
Vpravo: Pravděpodobně tektonické zrcadlo
(foto: autor, září 2016)**

Na další straně:

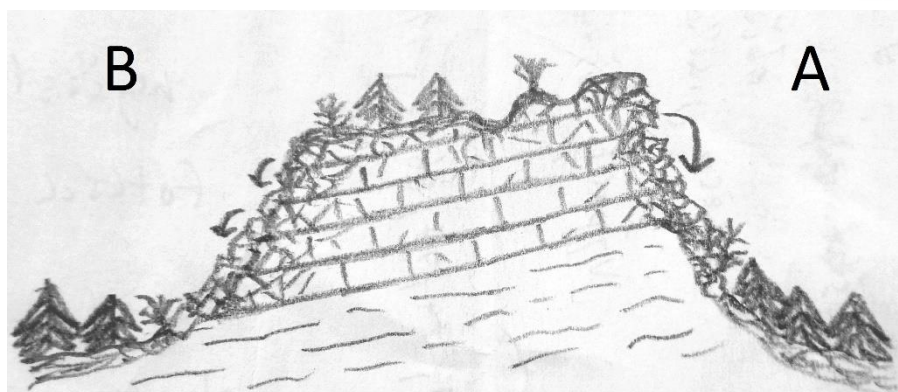
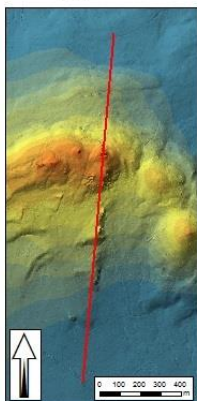
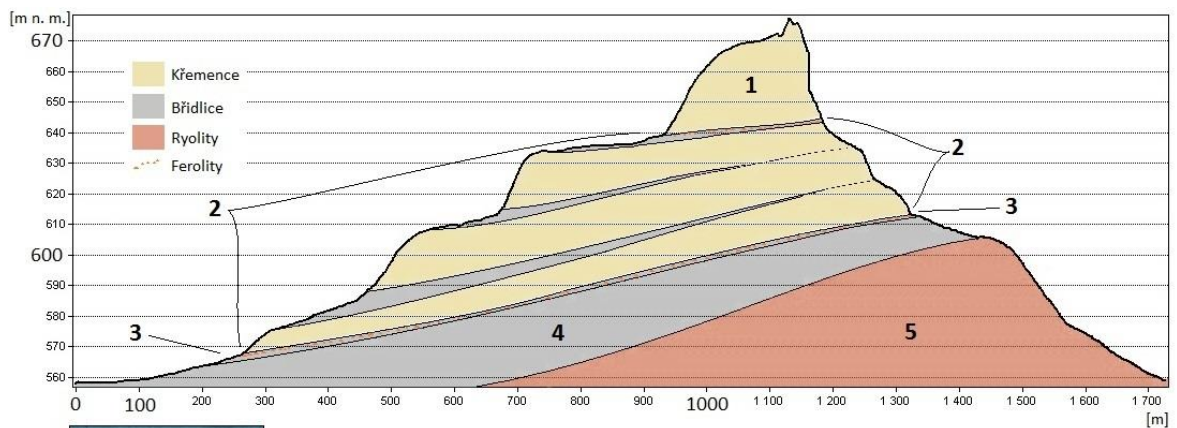
Příloha 20: Geografická poloha lokality U Skalky (nahore) a DMR jejího okolí (dole) (vlastní zpracování v programu ArcGIS 10.4.1 s použitím dat z ČÚZK 2014 a 2015)



DMR 5G [m n. m.]			
620,1 - 630,0	610,1 - 620,0	580,1 - 590,0	540,1 - 550,0
640,1 - 650,0	600,1 - 610,0	570,1 - 580,0	530,1 - 540,0
630,1 - 640,0	590,1 - 600,0	560,1 - 570,0	520,1 - 530,0
		550,1 - 560,0	510,1 - 520,0



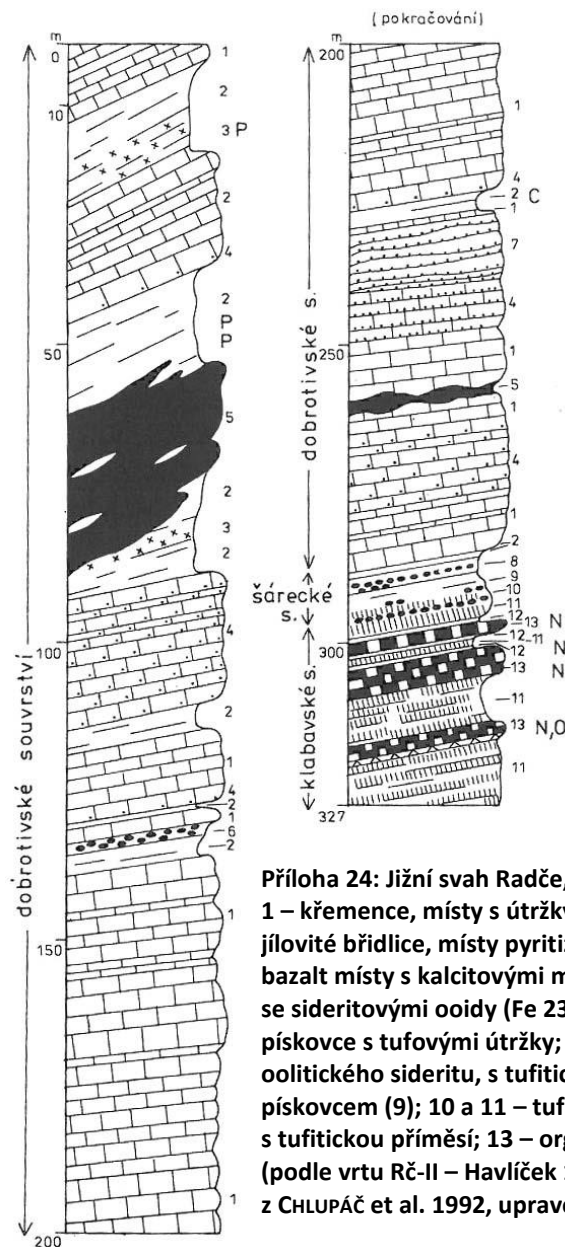
Příloha 21: Střídání poloh křemenců a břidlic v opuštěném lomu na S svahu Čiliny (foto: autor, srpen 2016)



Příloha 22: Schématické zobrazení hypotetického vlivu struktury na geomorfologii zájmového území. Nahoře: Silně zjednodušený geologický řez východní částí hřbetu Radče (1 – libeňské souvrství - beroun, 2 – dobrotiv, 3 – šárecké souvrství, 4 – klabavské s., 5 – křivoklátsko-rokycanský vulkanický komplex).

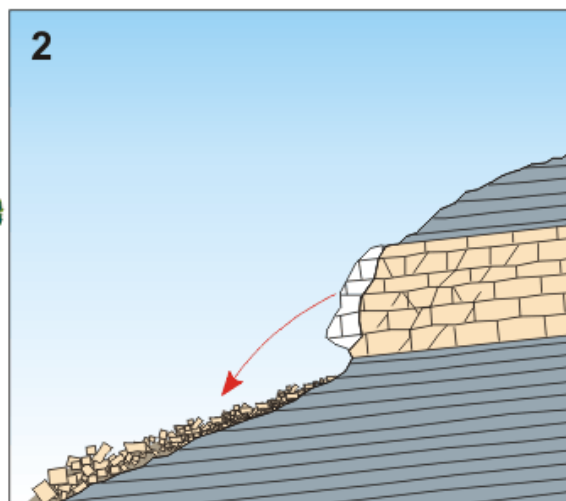
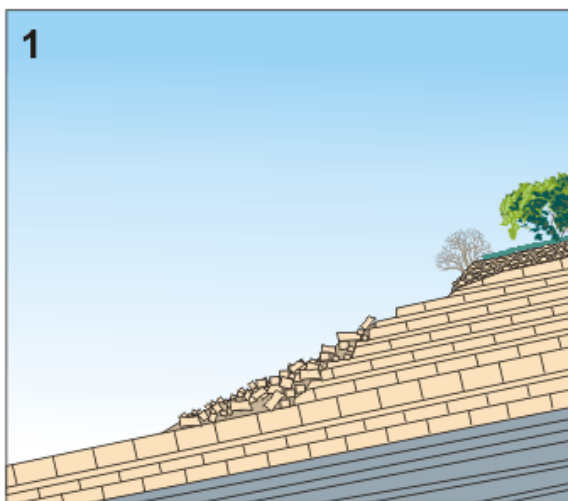
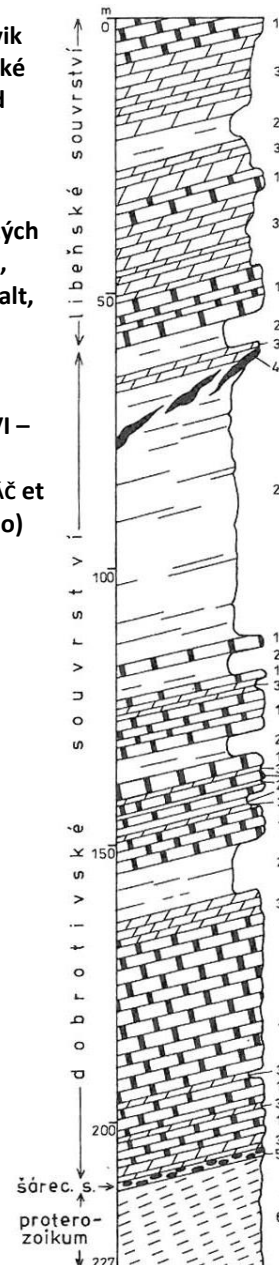
Vlevo dole: Průběh tohoto řezu na DMR (cf. obr. 25).

Vpravo dole: Situační náčrtek s označenými lokalitami (A, B), který byl vytvořen přímo v terénu.

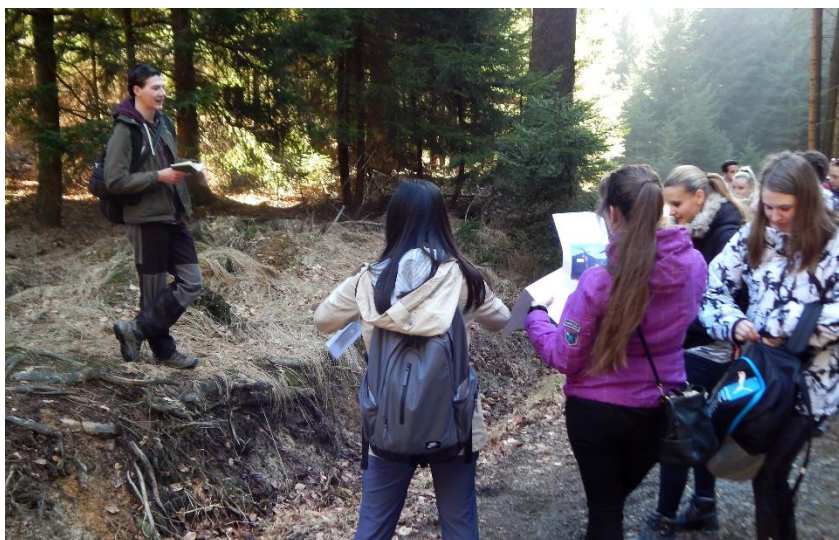


Příloha 24: Jižní svah Radče, nedaleko vrchu Brno:
 1 – křemence, místy s útržky břidlic (4); 2 – černé jílovité břidlice, místy pyritizované (3); 5 – intruzivní bazalt místy s kalcitovými mandlemi; 6 – pelosiderit se sideritovými ooidy (Fe 23,5 – 27%); 7 – jílovité pískovce s tufovými útržky; 8 – břidlice s polohami oolitického sideritu, s tufitickými vápenci a tmavým pískovcem (9); 10 a 11 – tufity; 12 – zelené břidlice s tufitickou příměsí; 13 – organodetrinitické vápence (podle vrtu RČ-II – Havlíček 1955, převzato z CHLUPÁČ et al. 1992, upraveno)

Příloha 23: Ordovik v z. části tektonické kry Bechlava j. od Vejvanova:
 1 – křemence,
 2 – břidlice,
 3 – střídání jílovitých pískovců a břidlic,
 4 – rozložený bazalt,
 5 – pelosiderity,
 6 – břidlice a prachovce (podle vrtu RČ-XVI – Havlíček 1959, převzato z CHLUPÁČ et al. 1992, upraveno)



Příloha 25: Vznik sutě rozpadem (1) nebo říčením (2) rozpukaných hornin a gravitačním pohybem po svahu (SYNEK 2007).



Příloha 26: Realizace navržené geomorfologické exkurze. Na stanovišti 2 pokládá vedoucí exkurze studentům FPE otázku. (foto: Markéta Pluháčková, březen 2017)



Příloha 27: Realizace navržené geomorfologické exkurze. Na stanovišti 2 doplňují studenti pojmy do schématu horninového cyklu. (foto: Markéta Pluháčková, březen 2017)



Příloha 28: Účastníci exkurze pod dohledem vedoucího přímo v místě bývalého Hrádku na Radči samostatně vyplňují pracovní listy (foto: Markéta Pluháčková, březen 2017)



Příloha 29: Týmová práce – skupiny studentů se rozmístily podél horního okraje kamenného moře na slunném, „jižním“ svahu (foto: autor, březen 2017)



**Příloha 30: Studenti se přesouvají mezi jednotlivými stanovišti exkurze.
(foto: autor, březen 2017)**

Následuje:

Příloha 31: Pracovní list pro studenty

Geomorfologická exkurze na Radeč

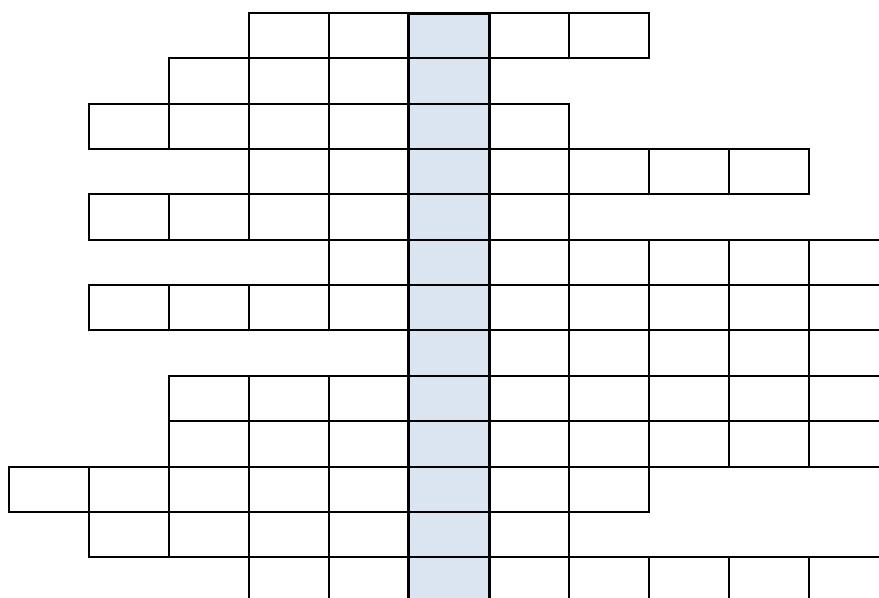
Datum:

Jméno:

Stanoviště 1 – „Na Skalce“ u Těškova

Doplň do křížovky:

1. Tavenina vznikající v kůře nebo svrchním plášti Země, jejímž utužením vznikají vyvřelé horniny. Skládá se především z roztavených silikátů s rozpuštěnou vodou a plyny.
2. Kamenné - akumulace kamenů či bloků, která není pokryta vegetací. Dělí se na autochtonní (vzniklé zvětráváním horniny na hranáče na svém původním místě) a alochtonní (osyp, suťové pole), která jsou tvořena úlomky přemístěnými gravitací
3. Skalní podloží vystupující na zemský povrch – skalní
4. Český ekvivalent starořeckého názvu vědy "geografie"
5. Jméno vsi u úpatí Radče (nejspíš odvozené od slova těžiti, neboť v okolí včetně samotného hřbetu se v minulosti těžila železná ruda)
6. Geologický útvar starších prvohor (období před 485-444 mil. let), během něhož se usazovaly horniny, dnes tvořící masiv Radče
7. Přeměna nezpevněné usazeniny v pevnou a soudržnou horninu
8. Posledním z držitelů (v letech 1409-1423) hradu Mitrvaldu byl Petr z
9. Třída vyhynulých členovců patřící mezi typické prvohorní živočichy – největšího rozkvětu dosáhli ve svrchním kambriu a ordoviku. Název podle těla tvořeného třemi laloky.
10. Název obce, ze které byla v létě roku 1889 proznačena první turistická cesta v západních Čechách
11. Věda zkoumající složení a stavbu Země, její vznik a vývoj
12. Výlevná vyvřelá hornina, která se v současnosti těží ve velkém lomu na Kněžském vrchu u Těškova nedaleko Radče a používá se jako stavební kámen
13. Odolné a velmi tvrdé sedimentární horniny (vznikající zpevněním křemenných písků křemitým tmelem) tvořící hřbet Radče se nazývají



Doplň chybějící slova:

Zemský povrch (g. . . .) je svrchní plochou zemské kůry. Ta je z 95% složena z vy. . . . (magmatických) hornin. Zbývajících 5% připadá na horniny u. . . . (sedimentární) a p. . . . (metamorfované).

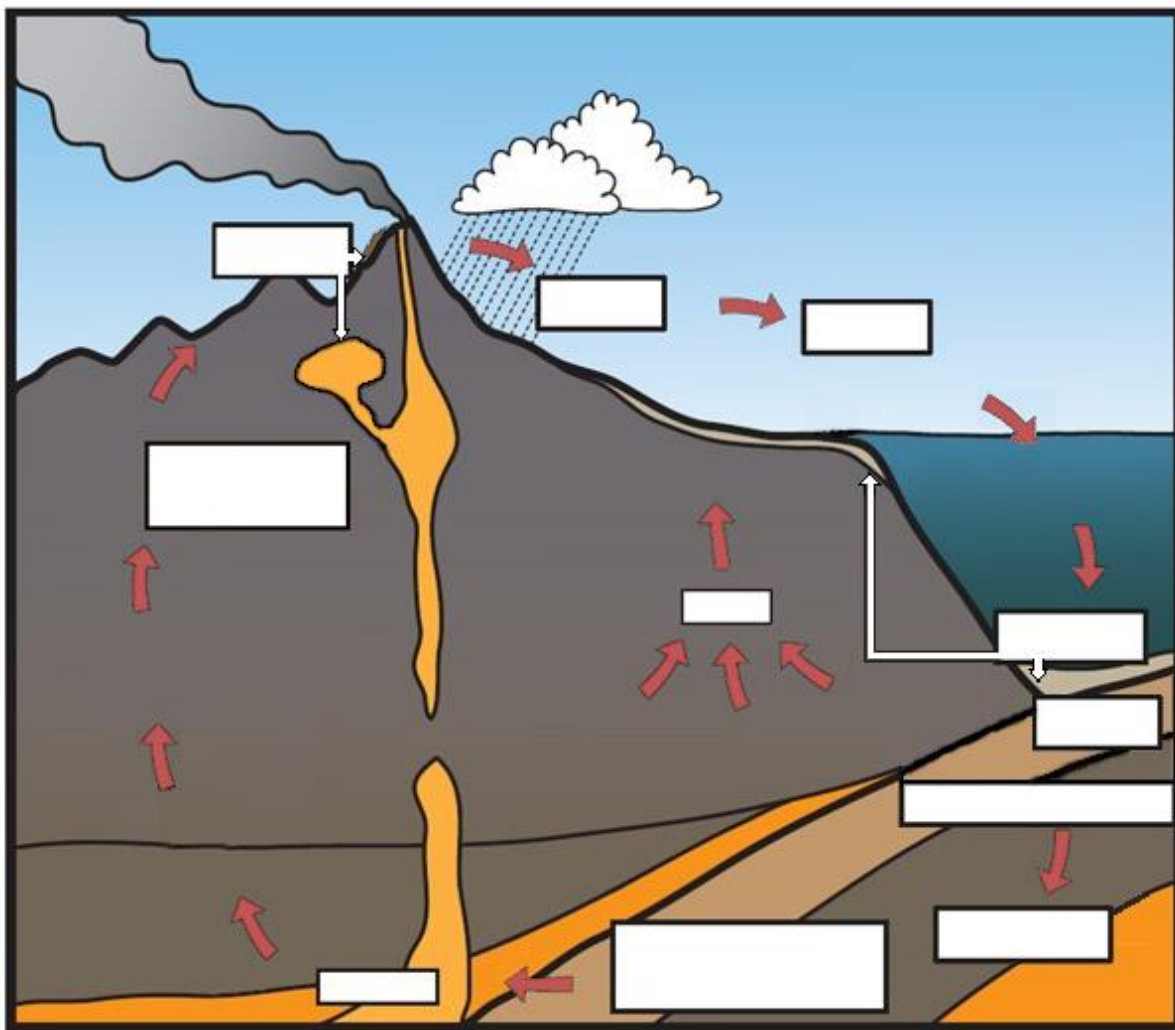
Na povrchu pevnin i na dně oceánů a moří převládají horniny, spočívající na podkladu z hornin (na pevninách hlavně na ž. . . . a jim příbuzných horninách a v oceánech (hlavně na č. . . .).

Horniny jsou v zemském tělese v pohybu, i když z hlediska trvání lidského života velmi pomalém, a v zemské kůře se proměňují v tak zvaném cyklu.

Stanoviště 2 – „U Studánky“ pod Radčem

Vyber ze seznamu správný termín a umísti jej do okénka v obrázku:

Vyvěřelé horniny	Přeměněné hor.	Usazené hor.
Zvětvávání, eroze	Pohřbívání a zpevňování (litifikace)	Tavení
Přeměna a deformace	Usazování	Transport
Výzdvih	Ochlazování, tuhnutí magmatu, krystalizace	



Obrázek 1

Stanoviště 3a – u rozcestí „Radeč – východ“

Doplň chybějící slova:

V tajence křížovky ze cv. 1 vyšlo slovo , což je věda v rámci fyzické geografie, zabývající se studiem tvarů zemského povrchu (g).

G. . . je plocha, na které se zemská kůra stýká s dalšími geosférami.

Můžeme říci, že je na rozhraní . . . sféry (svrchní pevný obal Země), . . . sféry (vodní obal Země) a . . . sféry (plynný obal Země).

Na této ploše dochází k přírodním krajinotvorným procesům vyvolaným dvěma skupinami krajinotvorných činitelů: vn. . . (endogenními) a vn. . . (exogenními).

Vn. . . (endogenní) činitelé mají původ v zemském nitru a způsobují složité změny v litosféře projevující se napětím, tlaky a různými pohyby zemské kůry. Mezi krajinotvorné procesy vn. . . původu patří sopečná (v. . .) činnost a t. . . děje, zahrnující vrásnění a další pohyby zemské k. . . .

Vn. . . (exogenní) činitelé mají svůj původ mimo zemskou kůru. Jejich působení podmiňuje energie ze Slunce, dále pohyby Země a gravitace. Menší roli hraje i přitažlivá síla Slunce a Měsíce. Změny t. . . , vítr, déšť, sníh, proudící voda, jezera, moře, ledovce a . . . organismy vyvolávají na zemském povrchu, spolu s přitažlivou silou Země (g. . .) četné změny.

Každá, i ta nejméně nápadná část zemského povrchu, představuje určitý konkrétní tvar georeliéfu nebo jeho část. Tvary se dají rozlišit podle procesů, které je vytvořily. Ačkoli však téměř všechny tvary vznikly kombinací více procesů (takže mají složitý, polygenetický původ), je možné obvykle posoudit, který proces měl rozhodující vliv...

K fotografiím napiš, jací exogenní činitelé zde pravděpodobně převládají při utváření reliéfu:

Možnosti:

Povrchová voda (tekoucí či stojatá),	srážky (déšť, sníh),	vítr,
ledovce (horské či kontinentální),	gravitace,	živé organismy,
člověk		



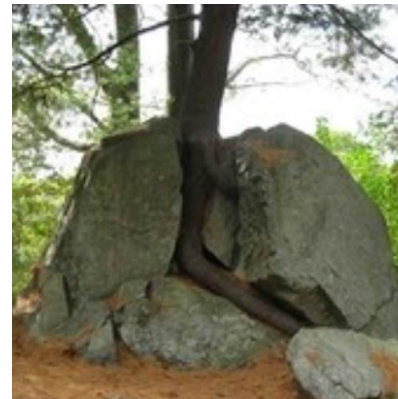
Obrázek 2



Obrázek 3



Obrázek 4



Obrázek 5



Obrázek 6



Obrázek 7



Obrázek 8



Obrázek 9



Obrázek 10

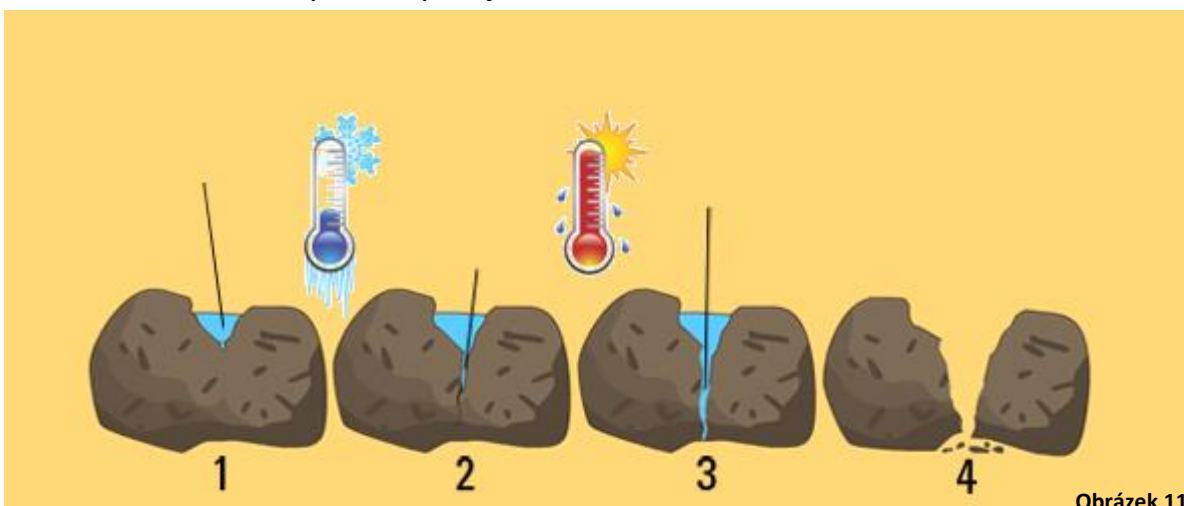
Stanoviště 3b – „U Jámy“

Z pohledu vývoje krajiny docela nedávno byl reliéf na Radči změněn a ještě dnes je tu možné vidět četné jámy, haldy a dokonce i jakési liniové příkopy. Jsou to pozůstatky na určitou činnost, která zde probíhala v minulosti. Jinde stejná činnost, jen jinými metodami, umožnila později vznik dnešního „Ejpovického jezera“. O co se jedná?

Stanoviště 4 – Hrádek na Radči

Stanoviště 4a – „Severní svah“

Mrazové zvětrávání – popiš jednotlivé fáze mrazového tříštění hornin.
Ke každému číslu napiš alespoň jednu větu.



Obrázek 11

Chemické zvětrávání



Obrázek 12

Jak z tvrdé skály vznikne písek a hlína?

Jaké čtyři faktory ovlivňují rychlost a intenzitu zvětrávání?

Proč nemůžete dát plnou uzavřenou láhev s vodou do mrazáku? Co se stane?

Proč bývá povrch silnic v nejhorším stavu zrovna po zimě?

Jaký je rozdíl mezi fyzikálním (mechanickým) a chemickým zvětráváním?

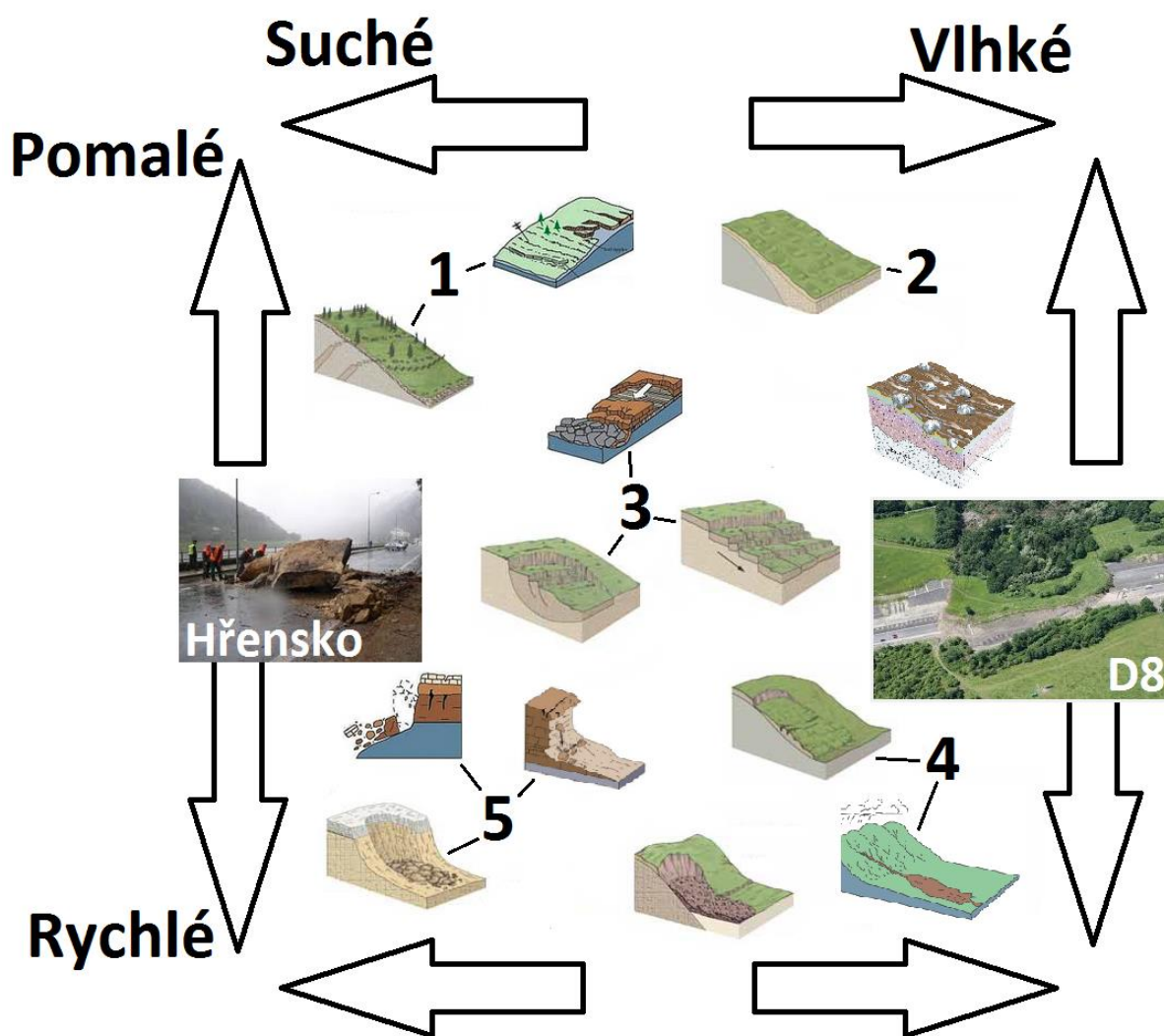
Selektivní zvětrávání –

Odolnější horniny odolávají zvětrávání a vyčnívají nad okolní povrch jako suky.
Znáte z okolí svého bydliště podobné útvary?

Stanoviště 4b – „Jižní svah“

Typy svahových pochodů - doplň do tabulky čísla podle obrázku 12:

	Skalní říčení (odsedání, opadávání úlomků)
	Tečení (bahnotok, půdotok, suťový proud, kamenitá lavina, ...)
	Ploužení (creep)
	Soliflukce (pomalé tečení, půdotok)
	Sesouvání (rotační sesuv, translační sesuv)



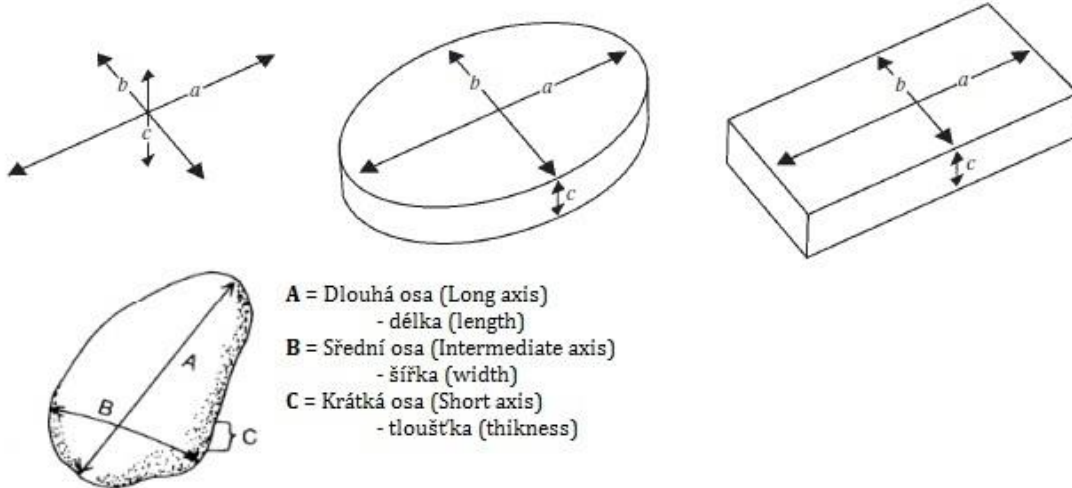
Obrázek 13

Týmová aktivita

Makrogranulometrie

Makrogranulometrie patří mezi sedimentologické metody a spočívá v měření kamenných úlomků třeba na kamenných mořích. Kromě jejich velikosti se měří také jejich sklon vůči rovině zemského povrchu nebo orientace hlavní osy vůči světovým stranám (azimut).

Váš tým obdržel jeden vzorek – „hranáč“. S pomocí obrázku změř jeho osy a hodnoty napiš níže v milimetrech:



Obrázek 14

Osa A =

Osa B =

Osa C =

S pomocí kalkulačky (mobilu) a uvedeného vzorce nyní vypočítejte „velikost“ úlomku:

$$D_n = (a * b * c)^{1/3}$$

D_n =

Na kamenných mořích Radče dochází k podobnému jevu, jako například v hrnku, kde nerozpuštěná mletá káva klesá ke dnu a po nějaké době vytvoří sedlinu. Podobně když si dáte do lahve s vodou písek s menšími a většími kamínky a buď ji necháte dlouho stát, nebo proces urychlíte, tak uvidíte, že dochází k zajímavému jevu.

Dokážete jej popsat jednou nebo dvěma větami?

Jaká síla zde působí?

Lichenometrie

Pokud jste se již někdy dívali na starou zeď, na kamenný pomník nebo třeba i na skálu a zajímalo vás, jak dlouho tam je, vězte, že existují vědecké metody, díky kterým je možné přesně určit stáří kamenného povrchu.

Budťo je možné zjistit absolutní věk, tedy počet let před přítomností nebo kalendářní datum, nebo relativní věk, který je znám pouze ve vztahu k okolí, například nadložní sedimentační vrstvě.

Pokud je ve výzkumu vývoje reliéfních forem nemožné či obtížné použít absolutní metody datování (známá radiokarbonová metoda například využívá poločasu rozpadu určitých izotopů uhlíku), je možno použít místo toho metody relativního datování.

Tyto metody se opírají o ukazatele, které se systematicky mění s věkem zkoumané formy. Ostatní faktory, mající vliv na tyto parametry, jakožto klima a horninový podklad, pak jsou považovány za téměř konstantní.

Princip této skupiny technik je založen na pravidelném ročním zvětšení objemu materiálu v sekvencích sedimentů, resp. organické tkáni, z toho pak vyplývá, že mnoho z nich se řadí do metod biologických. Kromě *lichenometrie* se do skupiny dále řadí třeba dendrochronologie („počítání“ letokruhů) nebo růst korálů a schránek měkkýšů. Relativně datovat lze i pomocí krápníků a dalších krasových útvarů, nebo ze záznamu ročního nárůstu vrstvy sedimentů (*varve chronology*) či ledovcového ledu (více viz WALKER 2005) v případě, že známe množství materiálu, které ročně přibude, a že se tato hodnota příliš nemění.

Většina metod se spoléhá na speciální, drahé vybavení. Naproti tomu lichenometrie, a v tom je právě její výhoda, se provádí pouze za pomoci nějakého měřidla, obvykle pravítka, a psacích potřeb.

Pokud na tom kamenném objektu, jehož stáří vás zajímá, najdete lišejník, pravděpodobně tam roste skoro od začátku, takže když zjistíte, jak je starý ten lišejník, dostanete i věk kamenného povrchu, na kterém roste.

Nejčastěji používaná lichenometrická metoda je založena na korelaci velikosti a věku největšího jedince na jednom skalním povrchu. Další dva přístupy, jež se vyvinuly v posledních letech, jsou pak založeny na velikosti všech jedinců v dané populaci. Mezi nejhojněji používané rody patří zejména *mapovníky* (*Rhizocarpon sp.*) a další.

Proč myslíte, že jsou některé rody lišejníků vhodné a jiné ne? Jaké faktory mohou mít vliv na použitelnost lišejníků pro dataci kamenných povrchů?

Růstové tempo mapovníku zeměpisného (*Rhizocarpon geographicum*) bylo v této oblasti stanoveno na cca **0,4** mm za rok. Dokážete vlastními slovy vysvětlit, co to znamená?

Vypočtete pomocí kalkulačky (mobilu) a doplňte do tabulky věk kamenných povrchů v letech před přítomností, když znáte průměry stélek největších lišejníků (je zde lineární vztah):

Průměr stélky lišejníku (<i>Rhizocarpon geographicum</i>) v mm	Stáří povrchu v letech před přítomností
6	
10	
14	
21	
30	
	80

Stanovit tempo růstu lišejníků je možné pomocí lidských objektů (např. chrámy, silnice, přehrady, plošiny, pomníky, staré budovy, artefakty apod.). Jako ideální objekty se osvědčily kamenné náhrobky. Proč myslíte, že se nejčastěji používají zrovna náhrobní kameny?

Přijdete na další možné využití lichenometrie ve výzkumu, ať již geomorfologickém či jiném?

Literatura:

Primární zdroje a další rozšiřující literaturu naleznete v těchto písemných a elektronických pramenech:

- ANDĚRA, M. 2000. Encyklopedie naší přírody. Praha: Slovart. 176 s.
- BIČÍK, I. et al. 2001. Příroda a lidé Země: učebnice zeměpisu pro střední školy. Praha: Nakladatelství České geografické společnosti. 135 s.
- BIRNER, Z. et al. 1961. Plzeňsko a Brdy. Praha: Sportovní a turistické nakladatelství. 203 s.
- BRYCHTOVÁ, Š., BRINKE, J., HERINK, J. 1997. Planeta Země: zeměpis pro 6. a 7. ročník základní školy. 2., opravené vyd. Praha: Fortuna. 167 s.
- ČERVENÝ, P. et al. 2013. Zeměpis 6: učebnice: pro základní školy a víceletá gymnázia (nová generace). Plzeň: Fraus. 136 s.
- DEMEK, J. et al. 2007. Zeměpis 6: pro základní školy. Planeta Země. Praha: SPN - pedagogické nakladatelství. 120 s.
- DEMEK, J., VYSOUDIL, M., VOŽENÍLEK, V. 1997. Geografie pro střední školy. Díl 1, Fyzickogeografická část. Praha: Státní pedagogické nakladatelství. 94 s.
- DUDA, M. 2015. Příroda Rokycanska [online]. Rokycany – oficiální web města, informační centrum [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.rokycany.cz/priroda%2Drokycanska/d-876412/p1=52118&p3=%29>>.
- HANUŠ, J. (ed.) 2003. Almanach vědomostí. Praha: Reader's Digest Výběr. 640 s.
- HERBER, V. 2006. Přírodní katastrofy a environmentální hazardy - multimediální výuková příručka [online]. Brno: Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.sci.muni.cz/~herber/>>.
- HUBER, H. et al. 2005. Hory (Co, Jak, Proč? - svazek 3). Plzeň: Fraus. 48 s.
- CHLUPÁČ, I. et al. 1992. Paleozoikum Barrandienu: (kambrium - devon). Praha: Český geol. ústav. 292 s.
- CHLUPÁČ, I. et al. 1998. *Palaeozoic of the Barrandian: (Cambrian to Devonian)*. Prague: Czech Geological Survey. 183 s.
- CHVÁTAL, M. 2014. Geologie: pro gymnázia. Praha: Fortuna. 103 s.
- JANSKÝ, B. et al. 1993. Země: Učebnice zeměpisu. Praha: Nakladatelství České geografické společnosti. 63 s.
- KAŠPAROVSKÝ, K. 1999. Zeměpis I. v kostce: pro střední školy: (úvod do geografie, kartografie, fyzická geografie, socioekonomická geografie). Havlíčkův Brod: Fragment. 139 s.
- KELLER, E. A. 2005. Introduction to Environmental Geology, 3rd Edition. London: Pearson
- KHOLOVÁ, H., BOROVÍČKA, M. 1999. Ottova moderní encyklopedie, svazek 2 – Země. Praha: Ottovo nakladatelství. 290 s.
- KLÍMOVÁ, E. et al. 2001. Rekordy České republiky – příroda. Mapa Slovakia Bratislava. 206 s.
- MENTLÍK, P. 2003. EXOGENNÍ DYNAMIKA – úvod do problematiky [online]. Plzeň: ZČU Katedra geografie [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.kge.zcu.cz/vyuka2/mentlik/geol/exogen.pdf>>.
- MENTLÍK, P. 2004. Georeliéf (kapitola). In BŘICHÁČEK, P. et al. *Příroda Plzeňského kraje*. Plzeň: Krajský úřad Plzeňského kraje, 2004. s. 32-51

- MERGL, M., VOHRADSKÝ, O. 2000. Vycházky za geologickými zajímavostmi Plzně a okolí. Mariánské Lázně: Koura Publishing. 270 s.
- REYNOLDS, S., JOHNSON, J. (eds.) 2009. Exploring Geology 2nd (second) Edition. New York: Mcgraw-Hill College.
- ROUS, J., PECH, J. 1966 Rokycansko. Západočeské nakladatelství v Plzni. 136 s.
- SVOBODA, D. 2003. Zeměpisný web. Výuka [online]. Gymnázium Petra Bezruče ve Frýdku-Místku [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://ostrava-educanet.cz/svoboda/vyuka/vyuka.htm>>.
- ŠTULC, M., PŘÍHODA, P., SRBOVÁ, H. 1995. Přírodní obraz Země: Pro 1. roč. gymnázia. Praha: Fortuna. 153 s.
- VILÍMEK, V. et al. 1996. Zeměpisný slovníček: příručka pro střední školy. Praha: Nakladatelství České geografické společnosti. 55 s.
- WALKER, M. J. C. 2005. Quaternary dating methods. Chichester: John Wiley & Sons. 286 s.

Seznam obrázků včetně zdrojů:

1. Horninový cyklus (upraveno dle EDUCATION.COM 2013)
2. Vodní eroze (AUSTRALIAN DEPARTMENT OF AGRICULTURE 2006)
3. Škrapy (EKOČLEN 2005)
4. Atol Nukuoro (NASA 2006)
5. Biologické zvětvávání (YERGES 2015)
6. Kamenolom Těškov (EUROVIA KAMENOLOMY 2011)
7. Mořská eroze (BRITISH COUNCIL 2014)
8. Kar (HAMBREY 2016)
9. Duny na Marsu (upraveno dle NASA 2015)
10. Tramin – skalní říčení (TAREOM 2014)
11. Fyzikální zvětvávání (upraveno podle ESCHOOLTODAY 2016 a CLIPART KID 2016)
12. Chemické zvětvávání (upraveno podle ESCHOOLTODAY 2016 a CLIPARTPANDA 2014)
13. Svahové pochody (vlastní zpracování dle PECHA 2013, RAIE 2013, SVOBODY 2003, SHANMUGAMA 2015 a VAŘILOVÉ 2009)
14. Makrogranulometrie - schéma jednotlivých měřených os klastu (Převzato z KRŇÁKA 2014, upraveno dle WOLMANA 1954 a HUBBARDA & GLASSERA 2005)

AUSTRALIAN DEPARTMENT OF AGRICULTURE. 2006. Water erosion. Fotografie [online]. The natural causes of soil erosion [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <http://www.angelfire.com/vamp2/block9mn/images/water_erosion.jpg>.

BRITISH COUNCIL. 2014. I see, I think, I wonder - Coastal erosion. Fotografie [online]. EAL resources [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <https://eal.britishcouncil.org/sites/default/files/styles/resource_image_full/public/images/resources/coastal-erosion.jpg?itok=dz58qdcL>.

CLIPART KID. 2016. Cold thermometer clipart [online]. Powered by Awesomeness [cit. 26. 11. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.clipartkid.com/cold-thermometer-cliparts/>>.

CLIPARTPANDA. 2014. Chemicals clip art vector [online]. Collection of clipart on the web [cit. 26. 11. 2016]. Dostupné na WWW: <http://www.clipartpanda.com/clipart_images/chemicals-clip-art-vector-64777809>.

EDUCATION.COM. 2013. All About the Rock Cycle [online]. Earth & Space Science Worksheets [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.education.com/worksheet/article/rock-cycle-quiz/>>.

- EKOČLEN. 2005. Žlebiči, značilna kraška površinska oblika; primer s slovenskega Krasa. Fotografie [online]. Wikimedia Commons [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<https://cs.wikipedia.org/wiki/Soubor:%C5%BDlebi%C4%8Di.jpg>>.
- ESCHOOLTODAY. 2016. Your revision notes on rocks [online]. Revision lesson by eSchooltoday in association with BusinessGhana.com [cit. 26. 11. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.eschooltoday.com/rocks/what-is-a-rock.html>>.
- EUROVIA KAMENOLOMY. 2011. Těškov. Fotografie [online]. EUROVIA Kamenolomy, a.s. - Produkty a služby - Fotogalerie [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <http://www.euroviakamenolomy.cz/fotogalerie_detail.aspx?fotografie_id=220>.
- HAMBREY, M. 2016. Cirque. Fotografie [online]. What is a glacier? Alaska Satellite Facility [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<https://www.asf.alaska.edu/blog/whats-a-glacier/>>.
- HUBBARD, B., GLASSER, N. 2005. Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology. England, Chichester: John Wiley & Sons. 400 s.
- KRŇÁK, P. 2014. Vývoj kamenných akumulací na severním svahu vrchu Radče. Bakalářská práce. Plzeň: Západočeská univerzita v Plzni. Fakulta pedagogická. 73 s.
- NASA. 2006. The atoll of Nukuoro. Fotografie [online]. NASA/Johnson Space Center, Image Science & Analysis Laboratory. In Wikimedia Commons [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <https://en.wikipedia.org/wiki/File:Nukuoro_ISS013-E-28610.jpg>.
- NASA. 2015. View of "High Dune" from the Mast Camera on NASA's Curiosity rover. Fotografie [online]. NASA/JPL-Caltech/MSSS [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.nasa.gov/feature/jpl/nasa-mars-rover-curiosity-reaches-sand-dunes>>.
- PECH, K. 2013. Sesuv půdy na stavbě dálnice D8. Fotografie [online]. Litoměřický Deník - fotogalerie [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://litomericky.denik.cz/galerie/dobkovicky-litochovice-d8-dalnice-sesuv.html?mm=4550676>>.
- RAI, R. 2013. E-Content on Slope Engineering [online]. Varanasi: Department of Mining Engineering, Indian Institute of technology (Banaras Hindu University) [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.iitbhu.ac.in/faculty/min/rajesh-rai/NMEICT-Slope/lecture/intro.html>>.
- SHANMUGAM, G. 2015. The landslide problem. Journal of Palaeogeography 4(2). s. 109-166
- STRAHLER, A. 2003. Introducing Physical geography (3th ed.). New York: John Wiley & Sons, Inc. 684 s.
- SVOBODA, D. 2003. Zeměpisný web. Výuka [online]. Gymnázium Petra Bezruče ve Frýdku-Místku [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://ostrava-educanet.cz/svoboda/vyuka/vyuka.htm>>.
- TAREOM. 2014. Tramin - rockfall. Fotografie [online]. Tareom.com [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://blogs.agu.org/landslideblog/2014/01/29/tramin-rockfall/>>.
- VAŘILOVÁ, Z. 2009. Ve Hřensku se zřítil skalní blok. Fotografie [online]. Oficiální internetové stránky NP České Švýcarsko [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://www.npcs.cz/ve-hrensku-se-zritil-skalni-blok>>.
- WOLMAN, M. G. 1954. A method of sampling coarse bed material. American Geophysical Union 36. s. 951–956
- YERGES, S. 2015. Biological Weathering. Fotografie [online]. Weathering and Erosion – presentation [cit. 24. 9. 2016]. Dostupné na WWW: <<http://bunkrapp.com/present/51ytI3/#5>>.