

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie



Soňa Merlíčková

Svahové deformace v Českém Ráji
-rešerše, typologie a podmínky vzniku

*Slope deformations in the Bohemian Paradise
-research, typology and conditions of rise*

Bakalářská práce

Praha 2012

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Filip Hartvich PhD.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci zpracovala zcela samostatně a že jsem uvedla všechny informační zdroje a literaturu. Svoluji zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne: 28.5. 2012

Soňa Merlíčková

Poděkování:

Tímto bych ráda poděkovala svému vedoucímu práce RNDr. Filipu Hartvichovi, PhD. za její příkladné vedení, za podporu při zpracování, trpělivost a cenné připomínky. Zároveň bych chtěla poděkovat za poskytnuté materiály a především za možnost účastnit se terénních prací. Dále bych chtěla poděkovat mému konzultantovi Ing. Janu Mertlíkovi ze Správy CHKO Český ráj za cenné informace v terénu a za poskytnutí svých fotografií. V neposlední řadě děkuji své rodině za podporu během celého studia.

Vysoká škola: Univerzita Karlova v Praze
Katedra: Fyzické geografie a geoekologie

Fakulta: Přírodovědecká
Školní rok: 2009/2010

Zadání bakalářské práce



student: Soňa Merlíčková (2.Ge-Ka)

obor: Geografie - kartografie

Název práce: Svahové deformace v Českém Ráji-rešerše, typologie a podmínky vzniku

Zásady pro vypracování

Cíle práce:

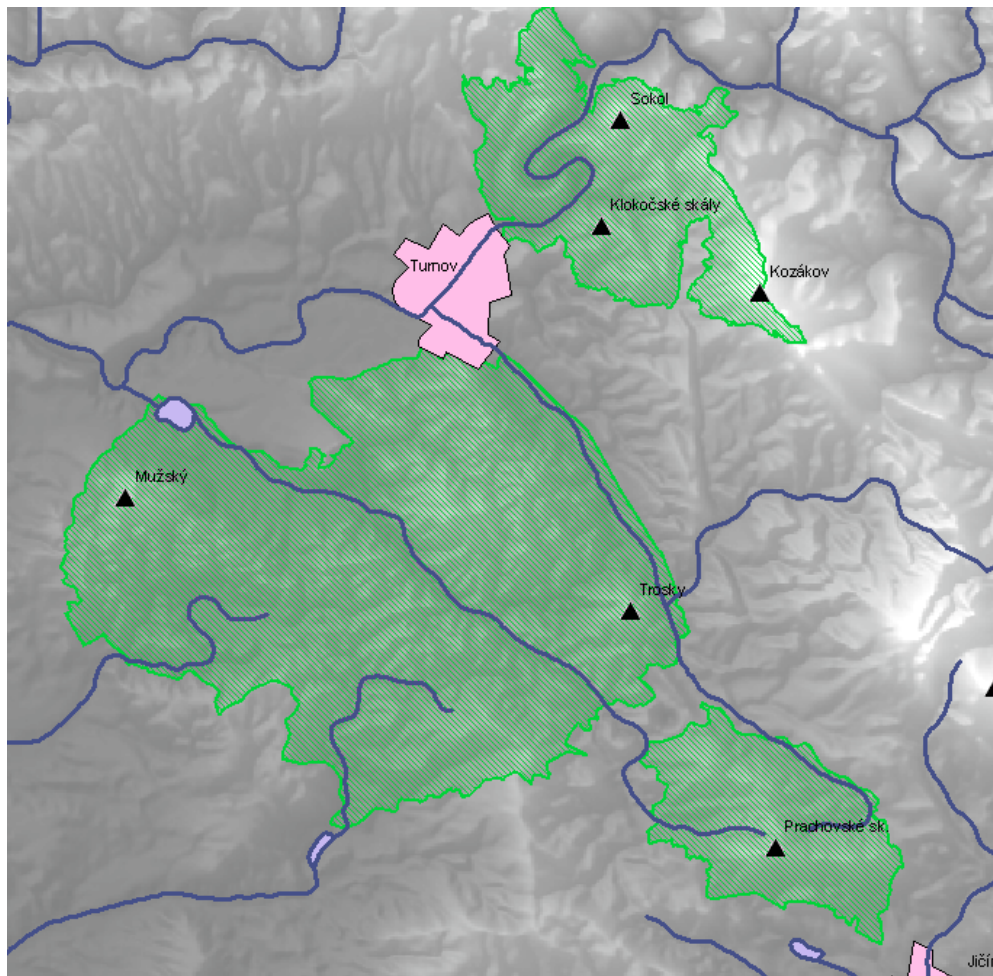
Cílem zadávané bakalářské práce bude shromáždit z publikací, zpráv, speciálních map a dalších podkladů informace o výskytu, podmínkách vzniku a charakteru svahových deformací na území CHKO Český Ráj. Poté bude provedena typologická klasifikace těchto svahových deformací, charakterizovány obecné podmínky jejich vzniku a proveden výběr několika modelových lokalit, které budou zdokumentovány podrobněji, a to včetně základního terénního průzkumu.

Práce bude rovněž obsahovat výběr (a jeho zdůvodnění) zájmového území pro pokračování v rámci DP. Na těchto lokalitách budou vybrány vhodné body a osazeny extenzometrickými a dilatometrickými měřeními, která budou využita v diplomové práci.

Zájmové území:

- CHKO Český Ráj (viz Obr. 1)

Obr. 1: Vymezení zájmového území BP jako CHKO Český ráj



ZDROJ: ArcČR

Pracovní metody a postupy:

- rešerše literatury, záznamů a zpráv v Geofondu a další odborných podkladů
- analýza topografických geologických a inženýrskogeologických map a leteckých snímků
- předběžný geomorfologický průzkum vybraných lokalit
- instalace monitorovacích sítí
- konstrukce podélných a příčných profilů toků, údolí a hřbetů
- terénní ověření nejzajímavějších lokalit - dokumentace, předběžný průzkum
- další metody budou použity podle potřeby

Rozsah bakalářské práce:

40 - 50 str.

Doporučená odborná literatura a datové zdroje:

Area of Český Ráj. - Památky a příroda (Monuments and Nature), 9, 554-559 (in Czech)

BALATKA, B. (1980): Superficial forms of Příhrazy Platform in the Natural Preserved

BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1984): The typology of the relief on block sandstones in the Bohemian Cretaceous basin. - Rozpravy ČSAV (ČSAV Treatises), series MPV, 94, 6, Academia, Praha (in Czech)

FENCL, J., ZEMAN, O. (1963): Northern part of Bohemian Cretaceous between the rivers Jizera and Labe. – Zpr. geol. Výzk. v roce 1962 (Geoscience Research Reports for 1962), 302-303, Praha (in Czech)

FORCZEK, I. (2005): Geodynamical phenomena of selected territories in the Protected Landscape Area Český ráj. - In Moser, M. ed. "Proc. 15th Conference on Engineering Geology", 429-432, Erlangen

IVAN, A. (1980): Lineární rysy v reliéfu České vysočiny a jejich vztah ke zlomům a puklinám. Studia geographica, 70/1980, str. 32 – 43.

IVAN, A. (1984): Topografické projevy zlomů a puklin v reliéfu Českého masívu. Studia geographica 87/1984, str. 55 – 58.

KVASNICOVÁ, M. (1994): Slope deformations at the toe of Mužský Hill. - MS Thesis Natural Sci. Faculty, Charles University, Praha (in Czech)

KYRIANOVÁ, I. (2003): Analysis of geodynamical phenomena of the NE part of Příhrazy Platform near the town of Mnichovo Hradiště. - MS Thesis Natural Sci. Faculty, Charles University, Praha (in Czech)

KYRIANOVÁ, I. (2004): Mapping of geodynamic phenomena in NE parts of the Příhrazy Plateau. – Zpr. geol. Výzk. v roce 2003 (Geoscience Research Reports for 2003), 69-71, Praha (in Czech)

MONTGOMERY, C. W. (1997): Fundamentals of Geology. Wm. C. Brown Publishers, Dubuque, USA, 412 pp.

Rybář, J. and Forczek-Kyrianová, I. (2005): Evaluation of stability conditions in the area of Příhrazy Heights. – Zpr. geol. Výzk. v roce 2004 (Geoscience Research Reports for 2004), 70-72 (in Czech)

RYBÁŘ, J., STEMBERK, J., HARTVICH, F. (2006): Slope failures around the rock castle Drábské Světničky, Czech Republic. Acta Geodynamica et Geomaterialia, No. 4 (144), 2006 51-65

- RYBÁŘ, J., STEMBERK, J., FORCZEK, I., HARTVICH, F. (2010): Porušování svahů na severozápadním okraji Příhrazské vrchoviny. Pískovcový fenomén (in print)
- RYBÁŘ, J., HARTVICH, F. (2010): Zřícení skalní věže Pinta na západním okraji Příhrazské vrchoviny. Pískovcový fenomén (in print)
- STEMBERK, J. (2003): Study of the slope deformations on Příhrazy Plateau near Mnichovo Hradiště, map sheet 03-34-01 at a scale 1:10 000. – Zpr. geol. Výzk. v roce 2002 (Geoscience Research Reports for 2002), 102-103, Praha (in Czech)
- STEMBERK, J., SLABINA, M., KOŠŤÁK, B., RYBÁŘ, J., HARTVICH, F., ZVELEBIL, J. (2004): Geodynamical interdisciplinary studies into slope failures in localities of archaeological significance. - Acta Research Reports, 13, 61-65, Praha
- STEMBERK, J., ZVELEBIL, J. (1999): Changes of the slope movements activity along the north-western rim of the Příhrazy Plateau. - Geotechnika, 2, 15-20, Praha (in Czech)
- STRAHLER, A., STRAHLER A. N. (2000): Introducing Physical Geography. John Wiley and Sons, Inc., New York, 575 pp.
- SUMMERFIELD, M. A. 1991. Global Geomorphology. Edinburgh : Pearson Education Limited. 537 pp.
- TÍMA, V. ed. (1966): Geological map of Czech Rep., sheet 03-34 Sobotka, 1:50 000. - ČGÚ, Praha (in Czech)

Dále:

- Geologické mapy 1:50 000 (CENIA)
- ZABAGED 10, DMU25 (CENIA)
- ZM ČR 1: 10 000
- letecké snímky (Orthophoto05, CENIA)

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Filip Hartvich, Ph.D.

Datum zadání diplomové práce: 21.6. 2010

Termín odevzdání diplomové práce: 2011

V Praze dne 21. 6. 2010

.....
Vedoucí bakalářské práce

.....
Student

ABSTRAKT

Předkládaná práce se zabývá výskytem, podmínkami vzniku a charakterem svahových deformací na území CHKO Český ráj. V této oblasti se nacházejí typická pískovcová skalní města a jiné tvary, které mají příhodnou geologickou stavbu k vývoji dlouhodobých svahových deformací. Společně s tektonikou a projevy boční eroze Jizery vznikly předpoklady pro svahové pohyby, jako je řícení, sesouvání apod.

Pomocí rešerše odborné literatury byla popsána charakteristika studovaného území, obecné podmínky vzniku svahových pohybů a byla provedena jejich typologická klasifikace. Další část práce obsahuje metody výzkumu s výběrem několika modelových lokalit, na kterých byl proveden základní terénní průzkum. Součástí je rozbor příčin svahových pohybů s využitím klimatických dat stanic ČHMÚ a vytvoření podélných profilů svahů.

Klíčová slova: CHKO Český ráj, svahové pohyby, svahové deformace, tektonika, boční eroze Jizery, sesuvy, skalní řícení, Lužický zlom

ABSTRACT

This thesis deals with occurrence, conditions and character of slope deformations in the Protected landscape area (CHKO) Český ráj. This area is typically formed by sandstones, marls and claystones. Together with tectonic structures and lateral erosion of the Jizera River, they form suitable conditions for slope movements such as rockfall, sliding etc. With help extensive use of the scientific literature, character of study area as well as general conditions for the development of slope movements were described, and their typological classification was established. Next part of the thesis includes the chapters on the methods of research, and a description of the preliminary field research of the model localities. Furthermore, an analysis of causes of the slope movements using the data on climate from the stations of Czech hydro-meteorological institute was performed. Finally, the results are discussed with the referenced sources and conclusions to the topic are formulated.

Keywords: CHKO Český ráj, slope movements, slope deformations, tectonics, lateral erosion, land-slide, rockfall, Lužický fault

OBSAH

SEZNAM OBRÁZKŮ	11
SEZNAM TABULEK	12
SEZNAM PŘÍLOH.....	13
1. Úvod.....	14
1.1 Zájmové území	15
2. Přírodní aspekty	17
2.1 Geologické poměry a vývoj.....	17
2.1.1 Předkřídové období.....	17
2.1.2 Křídové moře	18
2.1.3 Tektonika a vulkanismus	21
2.1.3.1 Lužický zlom	22
2.1.4 Kvartér	24
2.1.4.1 Terasy Jizery.....	24
2.2 Geomorfologická charakteristika Českého Ráje	26
2.2.1 Česká křídová pánev.....	26
2.2.2 Lokalizace a systematické zařazení	29
2.3 Hydrologické a hydrogeologické poměry	33
2.4 Ostatní fyzickogeografické poměry.....	35
3. Metody výzkumu	36
3.1 Svahové deformace a jejich klasifikace.....	36
3.2 Aktivita a její měření	44
3.3 GIS a digitální data	49
4. Svahové deformace v zájmovém území	53
4.1 Výskyt.....	53
5. Modelové lokality	56
5.1 Výběr a charakteristika	56
5.1.1 Skalní věž Pinta	58
5.1.2 Říčení u hradu Valdštejn	59
5.1.3 Proudový sesuv v Pleskotech	62
5.1.4 Sesuv u Rakous.....	64
5.2 Předběžný terénní průzkum	66
6. Diskuze	74

7. Závěr	77
SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	79
OSTATNÍ ZDROJE	85
PŘÍLOHY	86

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1: Vymezení zájmového území BP jako CHKO Český ráj	5
Obr. 2: Hranice CHKO a zvláště chráněná území uvnitř CHKO Český ráj	16
Obr. 3: Česká křídlová pánev – základní schéma výplně	18
Obr. 4: Rozšíření svrchnokřídových a terciérních sedimentů v jihočeských pánvích ..	19
Obr. 5: Schematická geologická mapa české křídlové pánve	26
Obr. 6: Pravčická brána.....	29
Obr. 7: Pohled na Suché skály z vrchu Sokol.....	32
Obr. 8: Dělení sesuvů podle půdorysu	36
Obr. 9: Příklady svahových pohybů skupiny ploužení	38
Obr. 10: Hlavní části sesuvu	39
Obr. 11: Příklady svahových pohybů skupiny stékání.....	40
Obr. 12: Příklady svahových pohybů skupiny řícení.....	41
Obr. 13: Určení polohových změn pomocí stabilizovaných bodů trigonometrického měření	45
Obr. 14: Mechanicko-optický dilatometr TM-71	46
Obr. 15: Schéma pásmového extenzometru.....	46
Obr. 16: Mechanické dilatometry	47
Obr. 17: Indukční extenzometr firmy Strix.....	48
Obr. 18: Klimatické oblasti v CHKO Český ráj	49
Obr. 19: Geologická mapa oblasti CHKO Český ráj	50
Obr. 20: Půdní pokryv v CHKO Český ráj	51
Obr. 21: DMT oblasti CHKO Český ráj	52
Obr. 22: Schematický geologický profil mezi Libuňkou a Troskami	53
Obr. 23: Pozůstatek z původní vesnice Dneboh	56
Obr. 24: Příčný profil severozápadním svahem Příhrazské plošiny	57
Obr. 25: Rekonstrukce pravděpodobné mechaniky řícení věže Pinta	58
Obr. 26: Plán akumulace zřícené věže Pinta.....	59
Obr. 27: Srážkový úhrn za rok 2011	60
Obr. 28: Vývoj teploty v listopadu 2011	60
Obr. 29: Zřícení skalního bloku u hradu Valdštejn.....	61
Obr. 30: Srážkový úhrn za březen 2006.....	62
Obr. 31: Odlučná hrana sesuvu	63
Obr. 32: Proudový sesuv v Pleskotech	63

Obr. 33: Chléviště a blokové pole.....	64
Obr. 34: Skalní stěna.....	65
Obr. 35: Akumulace.....	65
Obr. 36: Původní umístění věže.....	66
Obr. 37: Porovnání situace za rok 2009 a 2012	67
Obr. 38: Části narušeného bloku.....	68
Obr. 39: Konečná akumulace.....	69
Obr. 40: Podélný profil sesuvem v Pleskotech	70
Obr. 41: Místo měření podélného profilu	70
Obr. 42: Porovnání změny stavu sesuvu v roce 2006 a 2012	71
Obr. 43: Vstup do jeskyně	72
Obr. 44: Puklina mezi bloky	72
Obr. 45: Sintrová výzdoba jeskyně	72
Obr. 46: Podélný profil sesuvu u Rakous	73

SEZNAM TABULEK

Tab. 1: Vertikální uspořádání křídových vrstev	20
Tab. 2: Sklon lužického zlomu při technických pracích.....	22
Tab. 3: Rozdělení teras podle Záruby	25
Tab. 4: Rychlost svahových pohybů.....	36
Tab. 5: Typy svahových pohybů.....	37
Tab. 6: Faktory, které se podílejí na vzniku svahových pohybů	42

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1: Regionálně geomorfologické členění Českého ráje.....	86
Příloha 2: Rozložení srážkových úhrnů za roky 2009 až 2011	86
Příloha 3: Vedlejší klasifikace svahových pohybů.....	88
Příloha 4: Klasifikace svahových pohybů podle Varnesa	89
Příloha 5: Charakteristika klimatických oblastí.....	89
Příloha 6: Rozšíření sesuvů v oblasti CHKO Český ráj	90
Příloha 7: Umístění modelových lokalit.....	91
Příloha 8: Přehledná situace sesuvných jevů na svazích Mužského	92
Příloha 9: Lokalita zřícení skalního bloku u hradu Valdštejn	93
Příloha 10: Lokalita sesuvu v Pleskotech	93
Příloha 11: Rozložení teplot v roce 2011	94
Příloha 12: Lokalita sesuvného území u Rakous	95
Příloha 13: Lokalita zřícení skalní věže Pinta	96
Příloha 14: Letecký pohled na zřícenou skalní věž Pinta	96
Příloha 15: Porovnání situace za rok 2009 a 2012	97
Příloha 16: Vrápenci malí	98
Příloha 17: Lokalita měření podélného profilu u Rakous.....	98
Příloha 18: Lokalita u Rakous určená k monitoringu	99
Příloha 19: Lokalita u hradu Valdštejn určená k monitoringu	99
Příloha 20: Klasifikace svahových pohybů podle Nemčoka a kolektivu	100

1. ÚVOD

Roku 1926 došlo ke katastrofickému sesuvu u obce Dneboh na okraji Příhrazské plošiny u Mnichova hradiště. Po vydatných deštích se dalo do pohybu 3 mil. m³ zeminy na ploše asi 14 ha. Sesuvem bylo postiženo 11 domů osady a také silnice, která spojuje Dneboh s Olšinou (Záruba a kol., 1966). Od té doby začaly probíhat výzkumné práce nejen v této lokalitě, ale v celém Českém ráji a na území české křídové pánve, jejíž je součástí.

Svahovými pohyby se označuje přemísťování horninových hmot na svazích účinkem gravitace. Tyto pohyby jak přírodního, tak antropogenního původu řadíme k velmi rozšířeným geodynamickým jevům, které způsobují vážné škody na budovách, komunikacích, liniových vedeních, důlních a vodohospodářských stavbách (Rybář, 2004). Za svahové pohyby se v užším slova smyslu považují jen ty případy, při kterých nedochází k unášení horninové masy transportním médiem, jako je voda, led, sníh nebo vítr (Ondrášík, Vlčko a Fendeková, 2011). Výsledkem svahového pohybu je svahová deformace, přičemž jejím nejběžnějším druhem je sesuv. V bývalém Československu mělo studium svahových pohybů dlouhou tradici. Z počátku šlo jen o ojedinělé zmínky o aktivních sesuvech, ale později se profesor Záruba začal svahovým pohybům věnovat systematicky. Stal se zakladatelem československé inženýrské geologie (Ondrášík, Vlčko a Fendeková, 2011).

Cílem této práce je shromáždit veškeré poznatky o výskytu, podmínkách vzniku a charakteru svahových deformací na území CHKO Český ráj. S využitím všech dostupných materiálů, geologických, topografických a inženýrsko-geologických map s pomocí počítačové aplikace GIS a dalších podkladů. Součástí je i základní terénní průzkum a průzkum několika modelových lokalit.

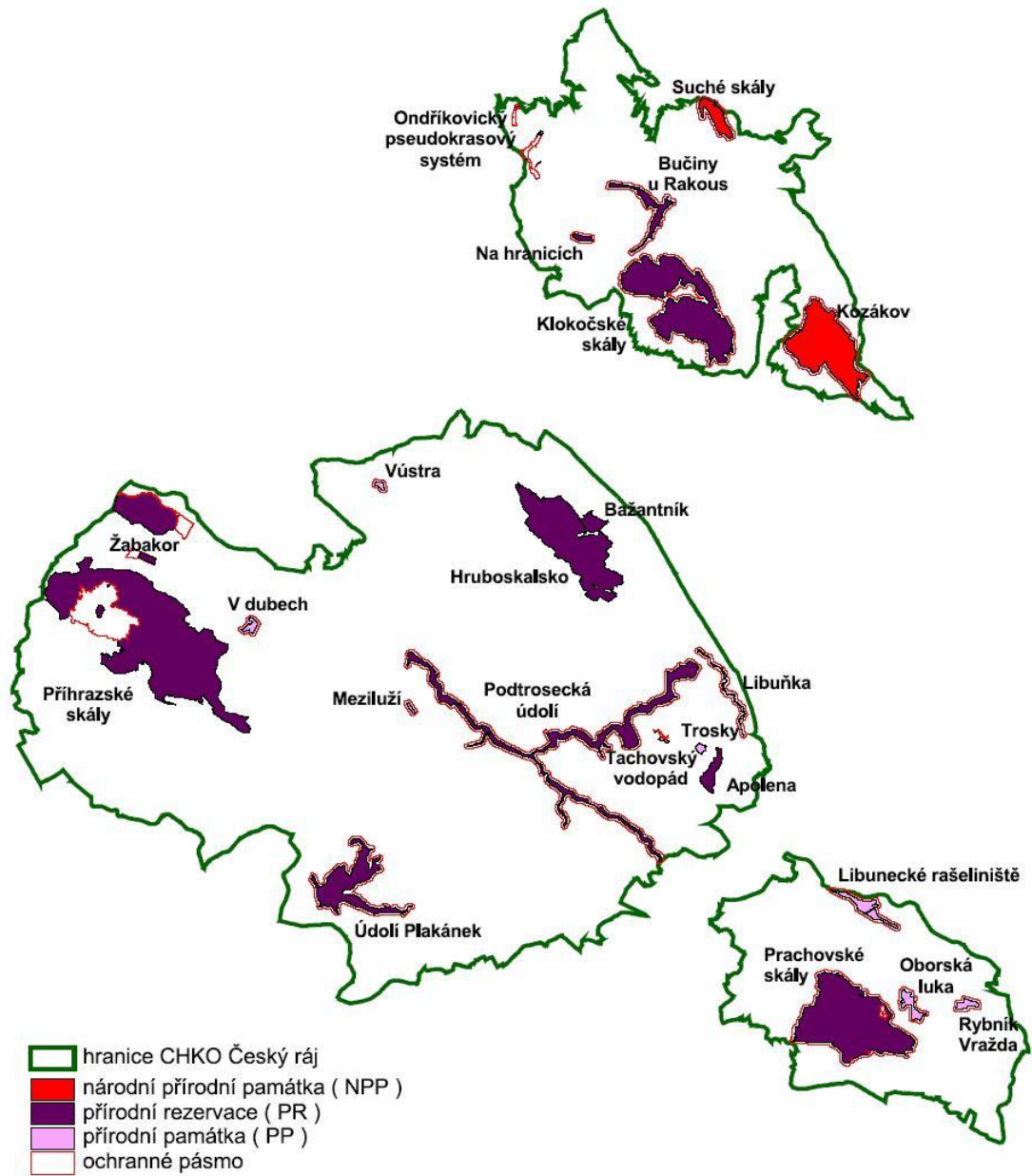
Bakalářská práce se skládá z několika částí. První část je tvořena především rešerší odborné literatury, ve které je popsána oblast Českého ráje. Následují přírodní poměry území s rozsáhlou geologickou částí, která je nezbytná pro pochopení vývoje studované oblasti. Navazují na ně metody výzkumu a související klasifikace typů svahových pohybů. Druhá část je věnována studiu zvolených modelových lokalit obsahující vlastní poznatky z terénních prací. Vše je zakončeno diskuzí a závěrem.

1. 1 Zájmové území

Území CHKO Český ráj se rozkládá v okresech Jičín, Semily a Mladá Boleslav a tudíž zasahuje do Královéhradeckého, Libereckého a Středočeského kraje. Typickým znakem Českého ráje jsou pískovcová skalní města, která vznikala působením eroze na kvádrové pískovce. Tyto pískovce vznikaly jako usazeniny materiálů křídového mělkého moře. Ve třetihorách byla pískovcová tabule rozlámána vlivem tektonických pohybů a na povrch pronikly čedičové výlevy, které dotvořily krajinný ráz dominantními vrcholy, jako Mužský, Vyskeř či Trosky (Střída a Nováková, 2002). Archeologické nálezy ukázaly, že území Českého ráje bylo osídleno už od pravěku a není divu, že si lidé tuto oblast oblíbili a stala se jedním z hlavních turistických cílů (Friedl a kol., 1991). O výjimečnosti této krajiny svědčí fakt, že se Český ráj stal roku 1955 první chráněnou krajinnou oblastí v tehdejším Československu (CHKO Český ráj). Území Českého ráje tvoří mozaiku skalních měst a dalších pískovcových útvarů, prostoupených sopečnými výlevy. Množství lesů, hájů, luk a rybníků, malebná údolí Jizery, Cidliny a dalších toků protkaná mezi historickými sídly, kostely, zámky a hrady, často už jen ve zříceninách. Řada z nich patří k přírodním památkám a rezervacím stejně jako naleziště kozákovských drahokamových odrůd křemene (Střída a Nováková, 2002).

5. prosince 2002 došlo k rozšíření Chráněné krajinné oblasti Český ráj ze stávajících 92 km² na 181,5 km². K původnímu území CHKO přibyla ještě oblast Maloskalska, Kozákovska, Klokočských skal, Prachovských skal a oblast mezi Kněžmostem a Sobotkou. Chráněná krajinná oblast je tak tvořena třemi oddělenými částmi (Obr. 2) (CHKO Český ráj).

Obr. 2: Hranice CHKO a zvláště chráněná území uvnitř CHKO Český ráj



ZDROJ: http://www.chkocr.cz/doc/planpece_cr.pdf

2. PŘÍRODNÍ ASPEKTY

2. 1 Geologické poměry a vývoj

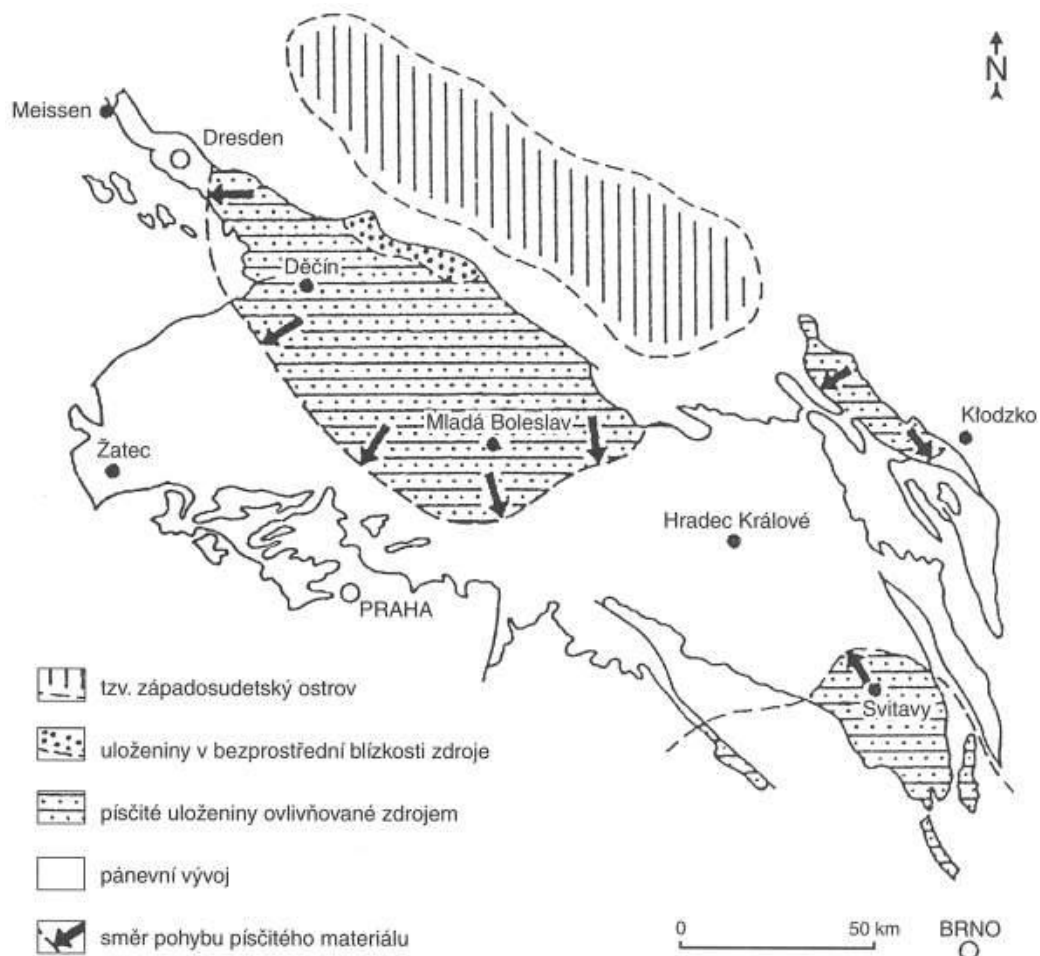
2. 1. 1 Předkřídové období

Český ráj z geologického hlediska náleží Českému masivu, který je zbytkem evropského variského neboli hercynského horstva, které bylo vyvrásněno při variském (=hercynském) vrásnění. Vrásnění probíhalo před 380 až 300 miliony lety, tedy od středního devonu po svrchní karbon (Chlupáč a kol., 2002). V oblasti CHKO jsou jednotné krystalické horniny pokryty mocnou vrstvou sedimentů z mladopaleozoické mnichovohradištské pánve a mezozoické české křídové pánve. V železnobrodském krystaliniku se nacházejí spodnopaleozoické sedimenty společně s vložkami bazických vulkanitů, které byly v karbonu podrobeny regionální metamorfóze. Z hlediska uspořádání celku Českého masivu patří tato oblast lugiku (krkonošsko-jizerské krystalinikum) a přibližně v linii Sobotka-Jičín byly nalezeny nemetamorfované horniny svrchnoproterozoického stáří, které patří již bohemiku. Právě mezi těmito dvěma celky, lugikem a bohemikem, vznikla ve svrchním karbonu deprese, která byla během karbonu a permu vyplněna kontinentálními sedimenty. Známe ji jako mnichovohradištskou pánev, jejíž výplň tvoří přímé podloží pro křídové sedimenty. Je vytvořena cyklickým ukládáním prachovců, jílovců, pískovců a slepenců společně s výlevy kyselých a intermediálních vulkanitů. Mocnost výplně sahá až k 1800 metrům. Lomy na Kozákově a v Bezděčíně tradičně poskytují různé odrůdy křemene (chalcedon, opál, ametyst a jiné) (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006). Vznikají výlevem sopky, který obsahuje rozpuštěné plyny a vodu. Jak se sopečná tavenina přibližuje k povrchu, začíná tuhnout a vypuzuje plyny, tím vytváří duté kuličky, tzv. mandle. Voda, která obsahuje minerální složky a hodně křemene, proniká do mandlí nebo do žil a vyplňuje je. Někdy vytváří koncentrické sraženiny, které působí jako malované kameny (Cílek, 2011).

2. 1. 2 Křídové moře

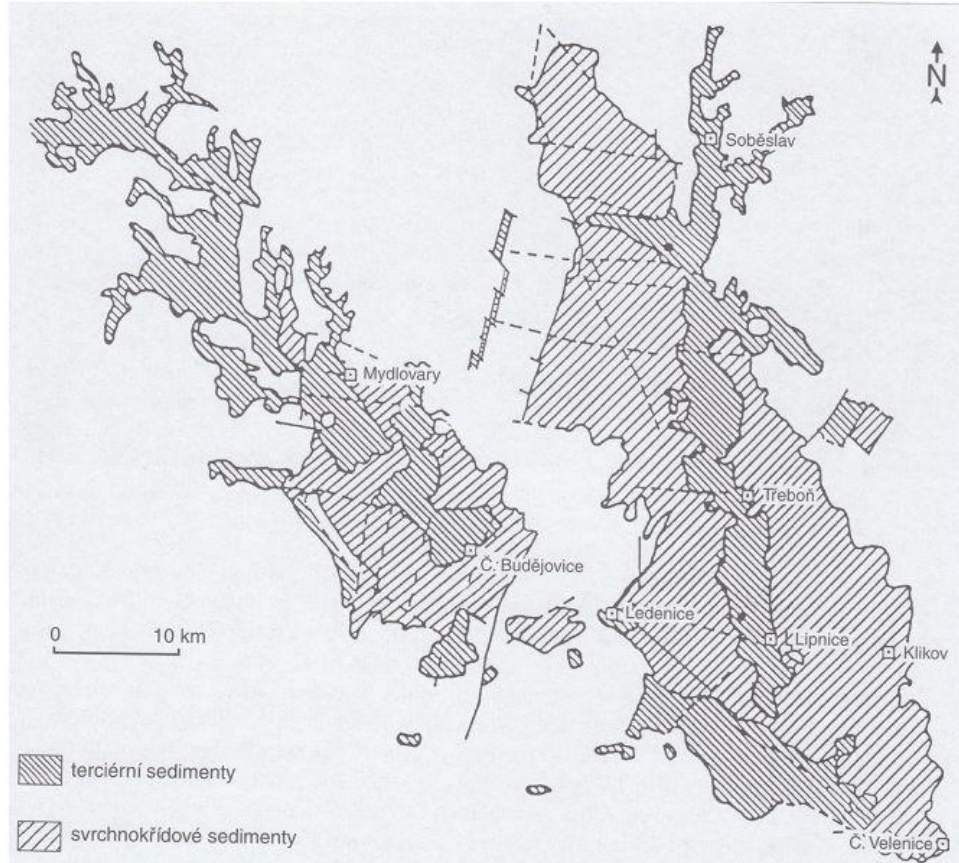
Povrch Českého ráje a jeho okolí představují sedimenty vyplňující českou křídovou pánev. Tato pánev se začala tvořit ve středním cenomanu, asi před 94 miliony lety, kdy došlo ke globálnímu vzestupu mořské hladiny (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006). Hladina moře se zvedla o 200 až 300 m a to mělo za následek zaplavení níže položených částí pevnin. Do oblasti severních a východních Čech se dostalo moře podél tektonické deprese labské zóny. Postupně se v Čechách vytvořila pánev (Obr. 3) asi 300 km dlouhá a téměř 100 km široká, která začínala od Drážďan přes Děčínsko, Polabí až k Blansku. Moře proniklo přes Kladno do Králiků (polická pánev) a na severní Moravu do okolí Osoblahy (osoblažská pánev). V senonu ze severních Čech a Moravy ustoupilo, kvůli Alpskému vrásnění. Díky němuž jižní část masivu klesla natolik, že se v jižních Čechách začaly tvořit jihočeské pánve (budějovická a třeboňská) (Obr. 4) (Malkovský a kol., 1974).

Obr. 3: Česká křídová pánev – základní schéma výplně



ZDROJ: Valečka (1999)

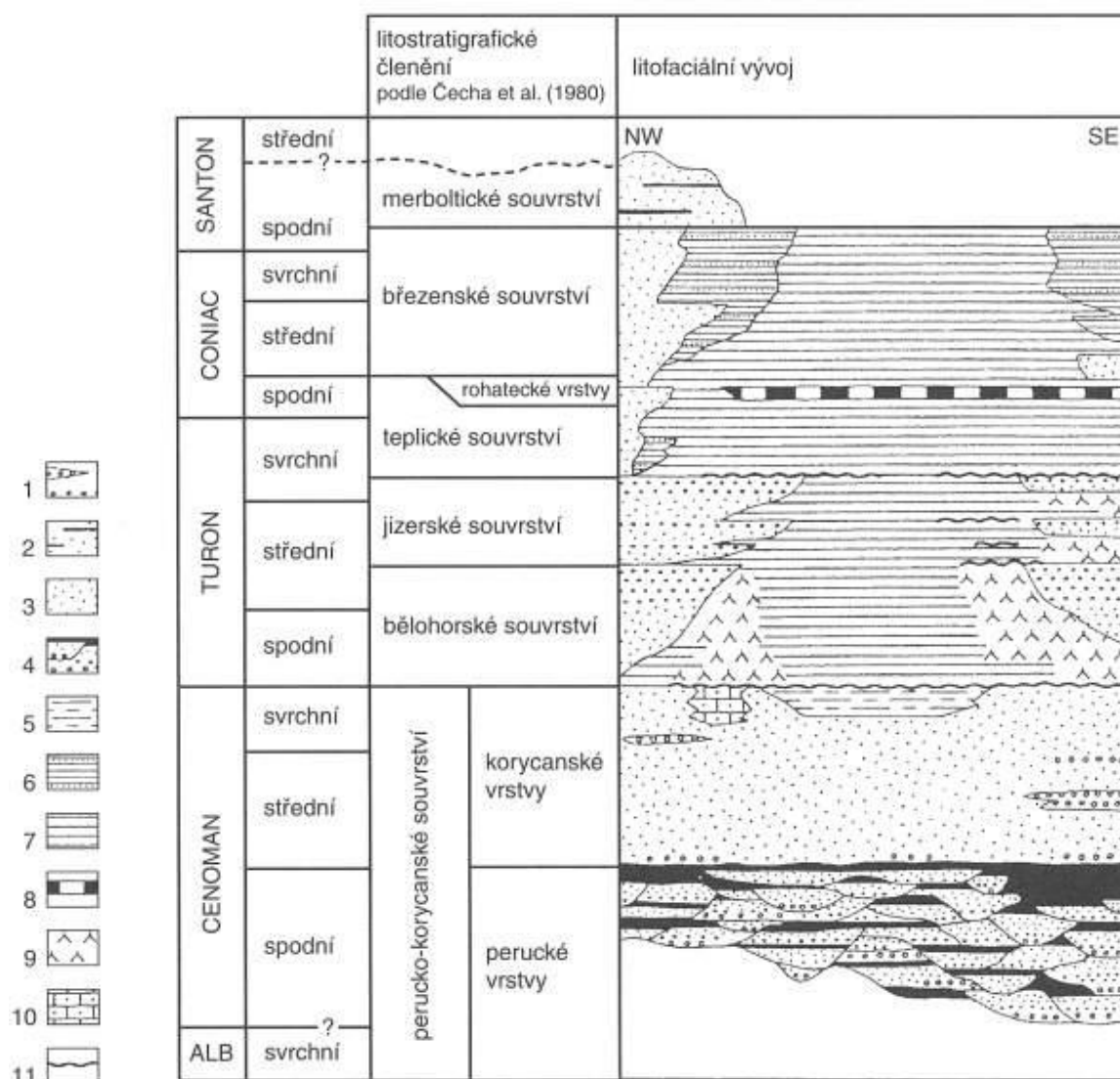
Obr. 4: Rozšíření svrchnokřídových a terciálních sedimentů v jihočeských pánvích



ZDROJ: upraveno podle Slánské (1974)

Vývoj sedimentace závisel na rozložení zdrojových oblastí a rychlosti subsidence pánevního dna. Nejmladší křídové sedimenty v Českém ráji datujeme do svrchního coniacu, což je stáří kolem 87 mil. let. Jednotlivé pánevní výplně se uklánějí směrem do pánve, tj. JZ. Tyto úklony mají tektonický původ a směrem k SV jejich hodnota roste až ke zlomově přeměněnému pánevnímu okraji. Vertikální sled jednotlivých vrstev křídý je znázorněn na Tab. 1 (Chlupáč a kol., 2002).

Tab. 1: Vertikální uspořádání křídových vrstev



ZDROJ: Chlupáč a kol. (2002)

Sedimenty pocházející z cenomanu mají velmi pestré složení. Ve spodních částech nacházíme uloženiiny říční a jezerní, které tvoří několik cyklů. Od křemenných slepenců a pískovců přecházejí v prachovce a jílovce. Dále usazeniny lagun a pískových bariér z mořského pobřeží a v závěru slepence, biogenní vápence a křemenné pískovce, hojně se vyskytující v mělkém moři (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006).

Od spodního turonu dochází v průběhu sedimentace k rozdělení facií na dva základní typy. **Facie kvádrových pískovců**, pro které písčité materiál pocházel z pevniny, tudíž se nacházejí v oblasti, kam zasahovala snosová oblast pevninského hrubozrnného materiálu. Nejsou příliš viditelně zvrstveny a tvoří několik set metrů mocná tělesa. Litologický vývoj a kvádrová odlučnost pískovců dala za vznik skalním

městům a jiným pískovcovým útvarům, kvůli snadné náchylnosti pískovce k erozi. Podle Skočka a Valečky (1983) panují dva hlavní názory na vznik facie kvádrových pískovců. Buď šlo o uložení deltového typu, nebo o putující mocné podmořské usazeniny tvaru duny.

Druhým typem jsou **facie vápenných jílovců a slínovců** neboli opuk, které přecházejí až do jílovitých vápenců. Tyto jílovito-karbonátové facie vznikaly daleko od pobřeží, kde nebyl přisun pevninského materiálu. Projevuje se zde výrazné střídání slínů a karbonátů (Chlupáč a kol., 2002).

2. 1. 3 Tektonika a vulkanismus

Konec křídly a začátek paleocénu byl ve znamení mohutných tlaků na konsolidovaný Český masiv vlivem alpské orogeneze. Střetnutí desek v alpsko-karpatské oblasti zapříčinilo severo-jihní stlačení zemské kůry, které nejprve zvrásnilo výplň pánve a poté ho porušilo zlomy. Největší význam pro Český ráj má zlom lužický, který je dnes ukončujícím prvkem pánve v severních Čechách (Adamovič, Mikuláš a Cílek, 2010). Zlomové pásmo lužické poruchy má souvislost s rázem krajiny Českého ráje. Na jihu má klesající charakter, kdežto na severu se zvedá. Typickým výzdvihem jsou např. Suché skály na Maloskalsku (Coubal, Adamovič a Pazdírek, 1996).

Vlivem těchto pohybů se česká křídlová pánve trhá podél starých obnovených i nových zlomů a rozpadá se na několik ker. Izoluje se kra turnovská, žehrovska a hruboskalská, ta se dále dělí na troseckou a prachovskou. Na plošiny a hřbety kvádrových pískovců působí vnější činitele, které vytváří z bloků malá či velká skalní města v různé fázi vývoje. Mohou se v nich tvořit dutiny či puliny, ze kterých pak vznikají puklinové jeskyně (Balatka a Sládek, 1984).

Na tvorbě reliéfu se uplatňuje i mladotřetihorní vulkanická činnost. Vyvěliny mají z velké části žilný charakter, magma buď proniklo do zlomových trhlin, nebo komínovou intruzí vytvořilo podpovrchová tělesa, jakými jsou lakolity nebo sopouchy. V některých případech se sopečné proudy mohly dostat až k povrchu. K nejznámějším komínovým intruzím patří například Mužský, Vyskeř či Humprecht (Chlupáč a kol., 2002). Neobyčejným sopečným útvarem jsou Trosky, jejichž vrchol je tvořen bazanitovou horninou. Vytvořily se jako podpovrchové těleso, kterému se přírodní sopečný kanál rozdělil, a tím vznikly dva sopouchy. Po odnosu zvětralin bylo těleso vypreparováno a nyní tvoří dominantu Českého ráje. Čedičových vulkanických suků je

v oblasti mnoho, proto se některé z nich využívají na lomový kámen, štěrk či tavený čedič (Střída a Nováková, 2002).

2. 1. 3. 1 Lužický zlom

Lužický zlom patří k nejvýznamnějším saxonským strukturám Českého masivu. Byl studován Coubalem, Adamovičem a Pazdírkem (1996) a následně v rámci grantového projektu pro Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, Geologický ústav AV ČR a DIAMO s. p., na kterém spolupracovali Coubal, Prouza, Čech a Málek (1999).

Jde o tektonickou linii, která je dlouhá kolem 130 km, procházející územím Německa a Česka. Začíná u Weinböhly u Drážďan, vede k severnímu okraji Labských pískovců, dále podél severního okraje Lužických hor a Ještědského hřbetu až na Turnovsko. Lužický zlom byl studován v rámci grantového projektu v úseku mezi vrchem Kozákov u Turnova a městem Oybin, nacházejícím se v SRN nedaleko státních hranic.

Jde o širší zlomové pásmo, které má na jihu kontakt se sedimenty české křídové pánve a mnichovohradištské pánve a na severu s krkonošsko-jizerským krystalinikem, krkonošsko-jizerským plutonem a lužickým plutonem. Obě tyto kry oddělené zlomem jsou výsledkem dlouhodobého vývoje několika generací pohybů. Nejstarší a nejvýznamnější fáze měla za následek přesmyk železnobrodského krystalinika přes permokarbonské a křídové horniny. Dnešní pozice udává, že výškový rozdíl mezi relativně vyšší severní krou a nižší jižní krou je více než 1000 metrů. Záznamy o sklonu lužického zlomu nebyly dosud jednotně zpracovány. K dispozici jsou pouze údaje z lokalit, které prošly technickými pracemi (Tab. 2).

Tab. 2: Sklon lužického zlomu při technických pracích

Lokalita	Typ	Sklon
Doubice u Krásné Lípy	vrtý	15°
Dolní Podluží u Jiřetína	vrtý	25°
Křižany	důlní díla	30°
Světlá pod Ještědem	kopané rýhy	25°
Vráty u Železného Brodu	kopané rýhy	61°

ZDROJ: Coubal a kol. (1999)

Na všech uvedených lokalitách má lužický zlom charakter přesmyku s plochou ukloněnou k SSV. Ze shromážděných údajů vyplývá, že západní část lužického zlomu po Světlou pod Ještědem má sklon pozvolně stoupající ke 30°. Pro oblast mezi Světlou pod Ještědem a Malou Skálou nemáme záznamy, ale v okolí Vrátu u Železného Brodu a nejspíše i dále na JV je sklon více strmý. Mezi Malou Skálou a Kozákovem se nachází hlavní linie pásma Lužického zlomu, zde na povrch vybíhají bloky pískovců korycanských vrstev, které jsou silně rotované, rozpukané a sklánějí se směrem do pánve (Mertlík, Adamovič a Nešporová, 2002).

Z výsledků prací plyne, že lužický zlom je lineární tektonická struktura vyššího řádu, která tvoří několik set metrů až kilometr široké pásmo. Zahrnuje některé typy struktur, mezi které členíme: hlavní zlom (lužický zlom), zlomy spojené nebo sblížené s lužickým zlomem a příčné zlomy geneticky související s lužickým zlomem. Dále sem patří zóny zvýšeného regionálního sklonu vrstev, zóny vleku a vyvlečené kry. V neposlední řadě ohlazové plochy, drcená pásma a pukliny.

Nejvýznamnějším zlomem z řad zlomů sblížených s lužickým je rovenský zlom. Stejně jako zlom lužický je pokryt kvartérními sedimenty a proto byl studován pomocí dvou řad kopaných sond. Na Maloskalsku tento zlom rozděluje strmé až překocené sedimenty cenomanu až středního turonu od mírně ukloněných svrchnokřídových sedimentů. Rovenský zlom je rovnoběžný se zlomem lužickým, má charakter šikmého levostranného posunu a je důsledkem mladších pohybů na lužickém zlomu.

Vztyčené sedimenty se objevují pouze na několika málo lokalitách, jejich tvar je většinou protáhlý ve směru lužického zlomu s délkou stovek metrů a šířkou desítek metrů. Jedná se o tzv. vyvlečené kry, které byly vytrženy a následně přeorientovány. S vyvlečenými krami souvisí přesmyk a systém střížných zón, což silně narušuje pískovce. Tyto deformační zóny jsou tvořeny silně rozdrčenými a stmelenými zrny pískovců. Vzájemné posunování zón naznačuje plochý násun severní kry. Konečný násun nejspíše neproběhl podle jednoho či několika zlomů, ale byl rozložen do širokého pásma hustých střížných zón. Orientace striací na ohlazových plochách, orientace žil neovulkanitů a další typy porušení hornin v okolí lužickému zlomu posloužily pro rekonstrukci paleonapětí. Výsledkem bylo, že většina těchto deformací vznikla nebo byla oživena při silném tlaku ve směru SSV-JJZ, který se datuje do předspodnomiocenního a pravděpodobně paleogenního období. Nejmladší zjištěná pole paleonapětí byla svrchnomiocenního až pliocenního stáří.

2. 1. 4 Kvartér

V závěru třetihor se centrální část Českého ráje skládala z téměř souvislé desky pískovců teplického souvrství, s mírným úklonem k jihu a jihovýchodu. Vybíhal z ní dominantní kozákovský hřbet a vypreparovaná podpovrchová vulkanická tělesa, která byla navíc ohraničena relikty prachovců a jílovců z nadložních vrstev (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006). Jizera v této době zanechala v nejvyšších částech terénu pliocenní šterkové akumulace. V pleistocénu zahlubování a zpětná eroze Jizery a jejích přítoků zapříčinila rozrušení pískovcové desky (Balatka a Sládek, 1962). V současnosti má deska různé stupně porušení, které můžeme pozorovat u jednotlivých skalních měst. Důvodem je poloha vůči Jizeře a jejím přítokům, litologie a tektonické porušení (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006). Eroze nejprve zvýraznila tektonicky podmíněnou kvádrou odlučnost křemenných pískovců a poté, když zasáhla plastické jílovce v jejich podloží, následoval častý jev gravitačního odsedání bloků, skalní řízení a sesuvy (Malkovský a kol., 1974). Akumulační činnost se podílela na vzniku šterkopískových teras Jizery a ukládání eolických sedimentů, spraší a sprašových hlín, na V a JV svazích. Svahové sedimenty se datují od svrchního pleistocénu po holocén a jejich litologické složení je písčité, pocházející z pískovců teplického souvrství, nebo hlinité, původem od spraší (Balatka a Sládek, 1962). V menším rozsahu se zde objevují kamenitá koluvia odvozená z vulkanitů nebo pískovců jizerského souvrství. Významnými holocenními sedimenty jsou pískové osypy v okolí skal, rozsedlinové a jeskynní výplně a pěnovce (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006).

2. 1. 4. 1 Terasy Jizery

První zmínka o terasách Jizery pochází z roku 1899 od Laubeho, který na dolním toku rozlišil dvě terasy s relativní výškou 30 – 70 m a 10 – 20 m. Další vědci, kteří studovali tuto problematiku, byli například Zahálka (1946), Havlíček a Štor (2009) či Růžičková a Havlíček (1981). Nejpodrobněji se však vývojem říční soustavy a teras Jizery zabýval Dědina. Jeho podklady a publikace využili ve svém výzkumu Balatka a Sládek (1962, 1965) z jejichž práce dále čerpám.

Údolí v české křídové pánvi směřují především čtyřmi hlavními směry. 1. Rudohorský (VSV–ZJZ), 2. Sudetský (ZJZ–VJV), 3. Jizerský (SSV–JJZ), které byly podmíněny především tektonickými liniemi a 4. SZ–JV, ovlivněn svahovými procesy. Mezi Mnichovo Hradištěm a Brodci nad Jizerou objevil Dědina sedm terasových

stupňů. Nejvyšší I. stupeň má výšku 412–394 m n. m., je štěrkového složení a nachází se u Drahoňovic, Mužského a Markvartic. Štěrky II. stupně jsou ve výšce 380–372 m n. m. a vyskytují se na rozvodí mezi Klenicí a Mrlinou a mezi Mrlinou a Cidlinou. Podle Dědiny jsou na tomto území akumulace terasy mladší než čedičová tělesa. III. terasa tvoří pouze erozní tvary a plošiny bez štěrků ve výšce 360–310 m n. m. a má jv. směr. Tento směr má shodný s uloženinami IV. terasy, která se rozprostírá například na žehrovské plošině, u Branžeže, Kosti a jinde ve výšce 325–290 m n. m. Tato terasa vznikla a vyvíjela se vlivem tektonických pohybů. V. stupeň Dědina dělí na vyšší a nižší úroveň, tedy do výšek 302–277 m a 278–265 m n. m. Vodní toky protékaly do povodí dnešní Mrliny a Vlkavy. VI. terasa, která je ve výšce 260–230 m n. m., kopíruje již dnešní tok Jizery a některých přítoků. Vznik nejmladší VII. terasy byl již v době, kdy údolí mělo podobu dnešní Jizery a rozdíl výšek terasy od hladiny řeky činí 5–20 m. Současné široké údolí Jizery pod Turnovem vzniklo tektonickými poklesy, díky kterým vzniklo jezero a uložilo zde mocné sedimenty.

Terasám v okolí Turnova se věnoval Záruba, který rozlišil čtyři stupně pleistocenních teras (Tab. 3) a hledal spojitosti s Dědinovými terasami.

Tab. 3: Rozdělení teras podle Záruby

terasa	název	výška [m]
I. Svrchní	károvska	300 - 328
II. Střední	kamenecká	282 - 309
III. Spodní	ohrazenická	260 - 280
IV. Údolní	nudvojovická	245 - 256

ZDROJ: Balatka a Sládek (1962)

Károvska terasa je podle Záruby shodná se IV. terasou Dědiny, kamenecká s V. stupněm, ohrazenická s VI. a nudvojovická se VII. stupněm Dědinových teras. Podle těchto výsledků Záruba usuzuje, že tři nejvyšší Dědinovo terasové stupně jsou třetihorního stáří. V úrovni ohrazenické terasy bylo údolí řeky rozšířeno boční erozí a nižší úroveň nudvojovické terasy je složena ze štěrků holocenních náplav.

Rozmístění štěrkových akumulací v jednotlivých stupních značí velké změny v odvodňování Jizery především na území křídové tabule. Směr odvodňování povodí v oligocénu není znám, ale na rozhraní oligocénu a miocénu došlo k tektonickým pohybům a k rozlámání oligocenní paroviny, díky čemuž došlo ke změně směru toků

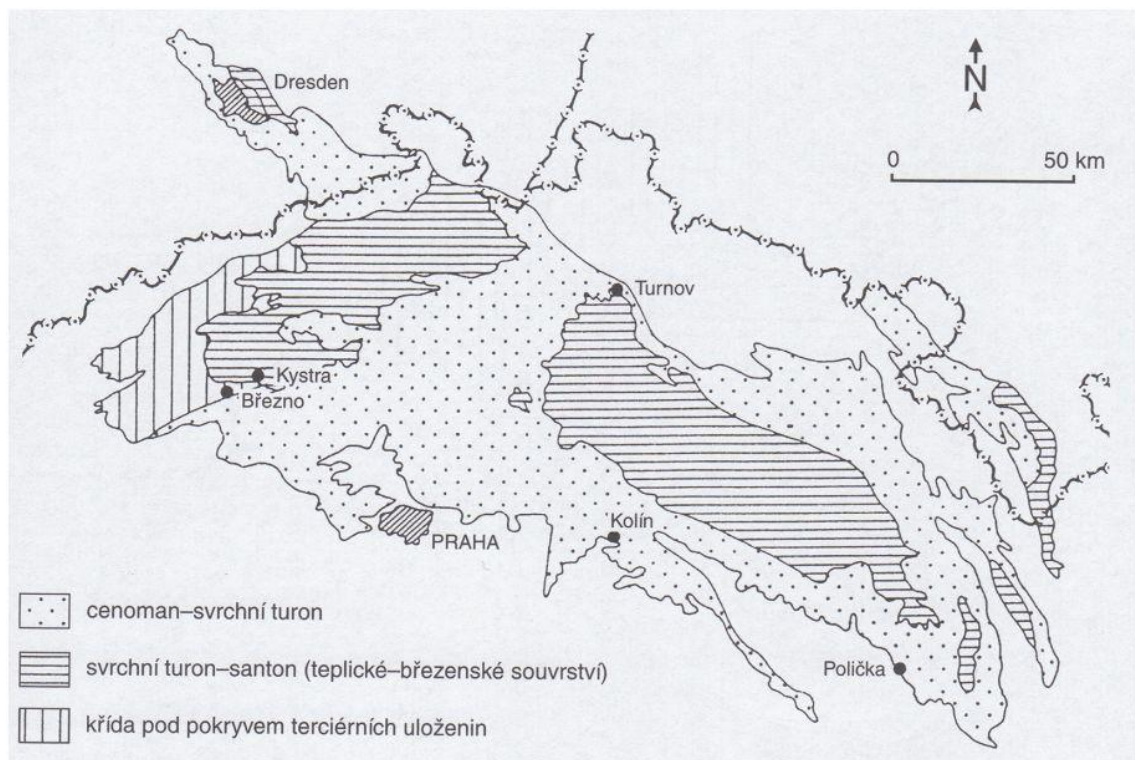
z předpokládaného jihozápadního směru na jihovýchodní. Jizera od miocénu po pliocén směřovala od Turnova k povodí Cidliny. Poté došlo k poklesům středního Polabí a k vývoji dnešního toku. Řeky se musely přizpůsobit nové erozní bázi a změněným svahovým poměrům v křídové tabuli. V době svrchní pleistocenní terasy tekla Jizera od Turnova k jihu, v době střední terasy již v některých místech kopírovala dnešní údolí. Největší odchylky bylo možno registrovat jižně od Turnova a na dolním toku, kde Jizera tekla povodím dnešní dolní Vlkavy. Příčinou změn ve směrech toků na území křídové tabule byly hlavně tektonické pohyby.

2. 2 Geomorfologická charakteristika Českého Ráje

2. 2. 1 Česká křídová pánev

Tato pánev je největší dochovanou sedimentační pánví na našem území (Chlupáč a kol., 2002). V současné době zasahuje od Drážďan přes okolí Brna až na severozápadní Moravu (obr. 5). O délce 290 km a šířce až 100 km zaujímá plochu asi 14 600 km², avšak sedimentární výplň není na celém území symetrická (Malkovský a kol., 1974).

Obr. 5: Schematická geologická mapa české křídové pánve



ZDROJ: Čech (1989)

Pánev vznikala na zlomovém pásmu labské zóny, které bylo na počátku svrchní křídly zaplaveno mořem (Adamovič, Mikuláš a Cílek, 2010). Stalo se tak v jediném sedimentačním cyklu (cenoman až santon). Nejprve docházelo ke sladkovodní sedimentaci, ale počátkem subsidence celé zóny vlivem alpínského vrásnění nastala v cenomanu rozsáhlá transgrese moře, které pronikalo do klesající zóny a dále rozšiřovalo svůj areál až do doby spodního coniacu. Moře začalo ustupovat až během santonu, kdy se začal naopak projevovat výzdvih oblasti. Moře v oblasti setrvalo dobu kolem 12 miliónů let a zanechalo tu vrstvu křídových uloženin o mocnosti několika set metrů. Přitom maxima mocností dosahují až 1100 metrů v ose linie Děčín-Hradec Králové. Nejspodnější souvrství dokládá nejprve sedimenty z divočících a meandrujících řek, které postupně přecházejí do mělkomořských pískovců (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006).

Reliéf české křídové pánve tvořený kvádrovými pískovci podmiňuje svérázný typ tvárnosti povrchu. Vzhledem ke specifickým vlastnostem pískovce se zde vytvořil typický reliéf, který se podstatně odlišuje od území tvořeného jinými horninami (Chlupáč a kol., 2002). Díky dobré propustnosti pískovce dochází k rychlému prosáknutí dešťové vody, a proto je silně potlačen účinek plošného smyvu či ronů. Reliéf je vytvářen především hloubkovou erozí a rozšiřováním puklin. Zařezávání údolní sítě působí jako protiklad ke strukturně podmíněným plošinám a obnaženým skalním stěnám. Velká výšková členitost zapříčinila významnou roli gravitačních a sufózních procesů. Právě gravitační pohyby pískovcových bloků se stávají důležitým reliéfovým činitelem (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006). Mrazovým zvětráváním vznikají mohutné balvanitopísčité sutě na úpatích svahů a to vlivem destrukce skalních stěn. Na otevřených puklinách mohou vznikat podzemní závrtky, propasti, slepá údolí, jeskyně a jiné tvarově připomínající krasové formy (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002). Zvětráváním a odnosem horniny se v pískovcovém reliéfu modelují mezofomy a mikroformy, které jsou ovlivněné rozdíly v litologickém složení a tektonických poměrech. Vlivem převládajícího mechanického zvětrávání vznikají vypuklé a vhloubené tvary, které dodávají reliéfu charakteristický vzhled. Příkladem vypuklých mezoforem jsou skalní věže, skalní hřbítky, hříby a pokličky. K vhloubeným mezoformám patří jeskyně, výklenky, převisy, tunely, skalní brány, okna či sufózní závrtky. Z mikroforem jsou nejvýznamnější škrapy, voštiny, římsy a mísy (Balatka a Sládek, 1984). Nejvíce vyvinutým tvarem v pískovcovém reliéfu jsou údolí, která mají tvar kaňonovitý, soutěskovitý či neckovitý s často rozsáhlými údolními nivami. Při

intenzivních srážkách mohou vznikat evorzní tvary, jako například obří hrnce a kotle (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002). Počátek utváření pískovcového reliéfu byl dán endogenními procesy (tektonika a vulkanismus) a detailní modelaci reliéfu mají za následek exogenní pochody (Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006). Podle morfostrukturních poměrů rozlišujeme litologicky a tektonicky podmíněné stupňoviny, hřbetoviny či kotliny. Závislost intenzity tektonických pohybů na poloze erozní báze zapříčinily vznik reliéfu s různou výškovou členitostí, podle které můžeme orograficky klasifikovat pískovcové území na roviny, pahorkatiny, vrchoviny a hornatiny (Balatka a Sládek, 1984). Další členění na tomto území souvisí s genetickou různorodostí vypuklých a vhloubených tvarů makroforem reliéfu. Mezi tyto makroformy patří údolní tvary, tvary zvětrávání a odnosu horniny (skalní města, stěny, sruby) a elevační tvary (svědecké skalky, strukturní hřbety, suky) Je důležité do této klasifikace zahrnout i přítomnost neovulkanitů, které silně ovlivňují orografické i geomorfologické poměry území. Exogenní procesy účinkují na pískovcový reliéf buď destruktivně a vznikají zarovnané povrchy, sufózní tvary, tvary blokových svahových pohybů a mrazové destrukce, nebo akumulacně, díky čemuž vznikají eolické a fluviální tvary (Balatka a Sládek, 1984).

Území České křídové pánve je tvořeno řadou oblastí s pískovcovým fenoménem. Mezi tyto oblasti patří Labské pískovce, v jejichž regionu jsou Tiské stěny, stolová hora Děčínského Sněžníku nebo v rámci národního parku České Švýcarsko, Hřensko a Pravčická brána. Ta je největší pískovcovou skalní branou v Evropě (Obr. 6) (Adamovič, Mikuláš a Cílek, 2010).

Obr. 6: Pravčická brána



ZDROJ: vlastní foto

Dále do pánve zasahují Lužické hory a Ralská pahorkatina, kde nalezneme mnoho menších skalních útvarů. Pískovcová skalní města a jiné skalní útvary nacházíme na Broumovsku, kde jsou významnými lokalitami Adršpašsko-teplické skály či Broumovské stěny. Dominantní pískovcové útvary České křídové pánve se vyskytují i na Chrudimsku a Skutečsku, které je známo skalním labyrintem Toulouvcových Maštálí. A v neposlední řadě do této oblasti patří Český ráj (Adamovič, Mikuláš a Cílek, 2010).

2. 2. 2 Lokalizace a systematické zařazení

Podle regionálně - geomorfologického členění (Příloha 1) patří území CHKO Český Ráj do České tabule, celku Jičínské pahorkatiny a severovýchodní okraj území ke Krkonošsko-jesenické soustavě, celku Ještědsko-kozákovský hřbet (Balatka a Kalvoda, 2006).

CHKO se rozkládá především ve střední části Turnovské pahorkatiny, převážně na Vyskeřské vrchovině (podle obce Vyskeř), což je tabule s mírně tektonicky ukloněným povrchem ve směru JZ a J. Základní horninou je souvrství coniackých jemnozrnných až středně zrnitých křemenných kvádrových pískovců s mocností 100 až 120 m, zakládajících se na vápnito-jílovitých prachovcích (opukách) svrchního turonu.

Povrch ploché vrchoviny tvoří strukturně-denudační plošiny, nad které se zvedají sopečné suky, např. Mužský 463 m n. m., Vyskeř 466 m n. m. či nejvyšší Trosky s nadmořskou výškou 488 m (Střída a Nováková, 2002).

Ploché povrch tabule je narušen hustou sítí prořezávajících se údolí různých tvarů (kaňonovitých, neckovitých, tvaru písmene V). Údolí často kopírují pukliny a zlomy. Jelikož jsou kvádrové pískovce dobře propustné, je značná část údolích suchých a prameny se začnou objevovat, až když eroze dosáhne nepropustného podloží prachovců (Balatka a Sládek, 1984).

Zvětrávání a odnos kvádrových pískovců dalo za vznik krásným skalním městům, tvořenými skalními věžemi a pilíři, které oddělují soutěsky. Odnos písčitéch zvětralin probíhá podél puklin, především sufózí. Sufózních závrťů, které vznikají na křížovatkách puklin, je v CHKO kolem 500 (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002).

Na okrajích tabule či některých údolích dochází k odsedání skalních stěn. To je způsobeno zabořováním pevných kvádrových pískovců do měkkého podloží prachovců nebo jílovců (Adamovič, Mikuláš a Cílek, 2010). Při vyklánění skalních bloků se rozšiřují pukliny a vznikají pestré tvary v podzemních i nadzemních částech. Díky těmto pohybům dochází k sesuvům a ke vzniku řad pseudokrasových jeskyní. Nejznámější jsou Sklepy pod Troskami, jejichž chodby měří přes 150 m. Různá odolnost kvádrových pískovců zapříčinila vznik škály drobných tvarů zvětrávání, na příkrých stěnách nalezneme skalní výklenky, římsy, žlábkové a kuželové škrapy, voštiny, železité inkrustace, skalní brány a okna (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002).

Pískovcové útvary jsou největší dominantou Českého ráje a těchto oblastí se v CHKO nachází několikero. **Skalní defilé na Mužském** se nachází v Příhraszké vrchovině v okolí vrchu Mužský. Nejsou zde vyvinuta klasická skalní města, pouze v oblasti Drábských světniček je větší koncentrace skalních věží. Setkáváme se zde s četnými skalními ostrohy a věžemi, s velkým počtem jeskyní a hlubokých závrťů, z nichž jeden postupuje až do puklinové propasti 22 m hluboké. Z důvodu vytlačování podložních slínovců teplického souvrství, dochází k sesuvům na západním okraji plošiny Mužského. **Hruboskalsko** vyskytující se na stejnojmenné vrchovině patří společně s Tiskými stěnami a Adršpašskými skalami k nejtypičtějším představitelům skalních měst v ČR. Má nejvyšší skalní věže dosahující 50 až 90 m. V blízkosti skalního města se rozkládá plošina vrchu Vyskeř. **Kozlov**, který leží taktéž v hruboskalské vrchovině, je skalní město modelované převážně gravitačními

skluzovými pohyby. Zde jsou častým jevem rozsedliny a s tím související vznik jeskyní. V Prachovské pahorkatině se rozprostírají **Prachovské skály**, které tvoří skupiny pískovcových měst s věžemi vysokými až 40 m. Jsou omezené dvěma systémy na sebe kolmých puklin, které daly svým rozšiřováním za vznik drobným puklinovým jeskyním a skalnímu řízení. Dalším významným prvkem jsou voštiny, které přecházejí do stěnových škrápů. V **Podtroseckém údolí**, patřícím do Troskovické vrchoviny, se nachází řada zajímavostí. Od kaňonu a skalních stěn v údolí Žehrovky, přes rašeliniště Vidlák a množství rybníků až po pěnovecové těleso u Tachovských vodopádů, vzniklých vysrážením CaCO_3 z nadložních jílovitých vápenců. **Plakánek** je tvořen skalním reliéfem v Kostecké pahorkatině. Jedná se o kaňonovité údolí protékané stálým vodním tokem. Má výrazně strmé stěny, na kterých se projevuje gravitačně podmíněné odsedání skalních bloků a vznik rozsedlinových jeskyní. Kvůli blízkosti údolní nivy je povrch skal trvale vlhký a tudíž umožňuje uchycení mechů a lišejníků na jejich stěnách. V Troskovické vrchovině nedaleko vrchu Trosek se nachází skalní město **Apolena**. Je známo hlubokým systémem komínů a rozsedlin, které přecházejí do podzemních prostor puklinových a rozsedlinových jeskyní. Puklinová jeskyně Sklepy je nejrozsáhlejší v Českém ráji. Jedná se o jedinou lokalitu v CHKO, kde mezi tvary voštin dominují voštiny rombické a další biogenní struktury od chodbiček solitérních včel. Současná nadměrná návštěvnost velmi poškozuje přírodní hodnotu skalního města. **Borecké skály** jsou součástí tektonicky podmíněné Borecké kuesty, jejíž povrch se uklání k jihozápadu. Povrch kuesty je odvodňován soustavou kaňonovitých údolí, které jsou ohraničovány skalními defilé a souvislými skalními stěnami o výšce až 20 m. Území protíná čedičová žíla. Časté jsou skalní dutiny a železité inkrustace. **Kozákov** nacházející se na Žlábeckém hřebtu, se skládá ze dvou částí. Prvním je skalnatý hřeben Drábovna, který je směrem na jihovýchod k vrcholu Kozákov (744 m n. m.). Druhá část se nazývá Měsíční údolí, které je v západním úbočí hory. Tato oblast je ovlivněna pásmem lužického zlomu, a proto je skalní město tvořeno tělesem výrazně ukloněného pískovce, kde skalní věže jsou od masivu odděleny jen velmi zřídka. V Sokolovské vrchovině nalezneme vrch **Sokol**, v jehož blízkosti se nachází skalní město Chléviště a Besedice. V těchto lokalitách najdeme bloky vychýlené gravitací a tvořící systém bludišť. Další oblastí je hřeben Zbiroh, který v západní části poskytuje blokové akumulace, a skalní defilé pod Rakousy, kde jsou četné puklinové jeskyně a staré rozsedliny s několika generacemi výplní. **Betlémské a Klokočské skály** jsou dvě skalní oblasti, které jsou součástí Klokočko-rovenské kuesty. Betlémské skály tvoří drobné

skalní město a Klokočské jsou čelem kuesty s výraznými skalními stěnami. Je zde vyvinuto velké skalní okno a skalní věže až 30 m vysoké. Klokočská kuesta je typická výskytem jeskyní všech základních typů: puklinové, rozsedlinové, suťové, vrstevní a s jeskynními výklenky. Nachází se jich zde kolem 300. Pestrost nechybí ani mikroreliéfu. Klokočskou kuestu můžeme nazvat geomorfologickou učebnicí, neboť na 3 km² se setkáváme téměř se všemi formami skalního reliéfu v pískovcích. Ještědsko-kozákovský hřbet se dělí na část levého břehu Jizery, která se nazývá Suchoskalský hřeben, a pravého břehu Jizery neboli Maloskalského hřebenu. V této lokalitě se vyskytuje **Vranovský hřeben a Suché skály**. Celé pískovcové těleso bylo vlivem tektoniky porušeno a jednotlivé kry různě nakloněny. Suché skály tvoří skalní zeď (Obr. 7), asi 1000 m dlouhou a až 80 m vysokou, která byla příčnými zlomy rozčleněna na čtyři hlavní skalní pilíře a řadu menších. Vranovský hřeben má podobný charakter, ale menší výšku stěn a výrazněji oddělené jednotlivé věže. **Maloskalská Drábovna** pocházející ze stejnojmenné části v Sokolské vrchovině je plošina s mělkými údolíčky, ve které se vytvořilo i malé skalní město. Kvádrové rozpukání pískovcové desky, zde proběhlo velmi nepravidelně a proto se jednotlivé bloky vyznačují právě nepravidelostí v orientaci stěn. Nedaleko Drábovny se vyvinul krasový systém na vápnatých pískovcích, který je zakončen jeskyní Bartošova Pec (Adamovič, Mikuláš a Cílek, 2010).

Obr. 7: Pohled na Suché skály z vrchu Sokol



ZDROJ: vlastní foto

2. 3 Hydrologické a hydrogeologické poměry

Povrchové vodstvo

Chráněná krajinná oblast Český ráj náleží do střední části povodí Jizery. Její území je odvodňováno jejími levostrannými přítoky Libuňkou, Žehrovkou, Kněžmostkou a Klenicí. Avšak největší část CHKO jen odvodňováno Žehrovkou s celkovou plochou povodí 78 km², která pramení v Prachovských skalách. Severovýchodní okrajové oblasti odvádí Libuňka a menší jižní části CHKO náleží horní části povodí Kněžmostky a Klenice (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002).

Říční síť v Českém ráji, podobně jako v celém Českém masivu, se utvářela až po saxonských pohybech ve třetihorách. Dotvářela se v pleistocénu při opakovaných kerných pohybech. Ve třetihorách a čtvrtohorách změnila svůj tok jak Jizera, tak její přítoky. Jizera nejdříve směřovala z oblasti Jilemnice k Labi, poté tekla od Turnova k Jičínu do povodí Cidliny až k Poděbradům. Po poklesu středního Polabí a výzdvihu Vyskeřské pahorkatiny se obrátila do povodí Mrliny směrem k Nymburku. Až ve čtvrtohorách pronikla do současného povodí a odtéká odtud přes Mladou Boleslav k Labi (Chlupáč a kol., 2002; Mikuláš, Cílek a Adamovič, 2006).

Řeka Jizera pramení v mokřinách pod Smrkem, nejvyšším bodem Jizerských hor, v nadmořské výšce okolo 1000 m. Je největším pravostranným přítokem Labe v Čechách (Střída a Nováková, 2002). V místech, kde vstupuje do Českého ráje, přijímá zprava Kamenici, nejvodnější ze všech svých přítoků. Nad Mnichovým Hradištěm se zprava vlévá Mohelka. Levostranné přítoky, odvodňující větší část území Českého ráje, jsou početnější, ale mají menší vydatnost. V Semilech přijímá Olešku a v Turnově Stebenku, která pramení pod Kozákovem. Větší význam má Libuňka, jejíž celé povodí náleží do Českého ráje. Dále již zmíněná Žehrovka, která ústí do Jizery pod rybníkem Žabakor. Z Komárovského rybníka vytéká řeka Kněžmostka, která se vlévá do Jizery v Bakově nad Jizerou. Rozsáhlejší povodí má Klenice, která protéká údolím Plakánek a ústí až v Mladé Boleslavi. Jihovýchodní část Českého ráje odvodňuje horní tok řeky Cidliny a nejjižnější plošiny spadají do povodí Mrliny, obě tyto řeky ústí přímo do Labe (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002).

V Českém ráji leží několik rybníků, které tu mají tradici již od středověku. Donedávna byl největší Žabakor na Žehrovce (45 ha), dokud nedošlo k obnovení rekreačního Komárovského rybníka, jehož vodní plocha činí 54 ha. Menší rybníky jako

Vidlák, Krčák, Věžák a další patří k oblíbeným rekreačním cílům a významným lokalitám pobytu vodního ptactva (Střída a Nováková, 2002).

Hydrogeologické poměry

Český ráj, který se nachází na území České křídové pánve, je tvořen horninami svrchní křídý, což jsou převážně pískovce a slínovce. Tyto horniny se slabou až velmi dobrou puklinovou propustností jsou velmi bohaté na vodní zdroje (Malkovský a kol., 1974). Prameny vystupují především podél zlomů, jimiž jsou rozděleny jednotlivé kry. Jsou mezi nimi i prameny lehce minerálních vod, jako například v oblasti Sedmihorek. Významné jsou také zásoby průlinové podzemní vody při soutoku Jizery a Žehrovky. V okolí pískovců na méně propustných horninách pak vznikají močály, které byly zčásti přeměněny na rybníky a menší vodní nádrže (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002).

Podle Datla (2006) je výskyt podzemních vod dán především geologickou stavbou a pro jejich oběh je důležité, že jak v podloží, tak v nadloží pískovců se nacházejí méně propustné horniny charakteru slínů a slínovců. Dalším důležitým prvkem výskytu podzemní vody jsou hydraulické vlastnosti hornin, které jsou na tomto území přítomny. Jde o množství puklin a dutin, které mohou být propojeny a nachází se v nich podzemní voda. Pískovce jsou zpravidla prostoupeny soustavou puklin a trhlin, jimiž prochází podzemní voda a podmiňuje kvádrový rozpad horniny a určuje tak svérázný vývoj reliéfu, odlišující se od území tvořeného jinými horninami (Balatka a Sládek, 1984). Zjednodušeně jde o propustnost hornin, které dělíme na horniny propustné – tzv. hydrogeologické kolektory (pískovce, písky, šterkopísky apod.), a na horniny méně propustné – tzv. hydrogeologické izolátory (slíny, slínovce, jíly, spraše apod.). Pro naše území tedy můžeme tvrdit, že hlavním kolektorem jsou kvádrové pískovce, tvořící skalní města, které jsou zespodu a částečně i svrchu omezeny hydrologickými izolátory. Kvádrové pískovce se vyznačují specifickými vlastnostmi. Mají mimořádný hydrogeologický význam, neboť představují území s největším specifickým odtokem podzemní vody v Českém masivu (Hynie, 1961). Nadmořská výška na území skalních měst se na krátké vzdálenosti mění až o desítky metrů a to má dopad na hloubku hladiny podzemní vody v tomto terénu. Na plošinách je podzemní voda zpravidla hluboko zaklesnutá, kdežto v údolních částech se nachází v blízkosti povrchu, jen pár metrů pod terénem nebo často v úrovni terénu, kde se nacházejí již zmíněné prameny či močály (Datel, 2006).

2. 4 Ostatní fyzickogeografické poměry

Oblast CHKO Český ráj nepatří mezi geologicky pestré území, nacházejí se tu pouze druhohorní kvádrové pískovce, které jsou jen místy protnuté třetihorními vulkanity. Dále ze třetihor pocházejí relikty fluviálních štěrkopísků a čtvrtohory jsou zastoupeny fluviálními sedimenty a relikty spraší. Avšak pískovcový georeliéf je na území české tabule unikátem (Adamovič, Mikuláš a Cílek, 2010).

Jednotlivé půdní jednotky na území CHKO jsou vázány na čtyři litogenní varianty. V oblasti Hruboskalska a v okolí Trosek vznikly půdy vázané na plochy kvádrových pískovců a na jejich zvětralinu. Mezi tyto půdy řadíme typickou iniciální litozem a kyselou arenickou kambizem, ojediněle je doprovází arenický podzol. Tyto celky arenosolů jsou lemovány půdami illimerickými a to především pseudoglejovou luvizemí, která je vázána na sprašové hlíny. Na slínech a opukách v jihovýchodní části vznikla kambizemní pararendzina. V okolí vodních toků a v podmáčených místech kolem rybníků se vyvinul organozemní glej doprovázený pseudoglejem a na dalších nevápnitých nivních sedimentech poté fluvizem. Nakonec pseudoglejová kambizem, která je typická pro relikty říčních teras (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002).

CHKO Český ráj podle Quitta, E. (1971) náleží z největší části do klimatické jednotky MT 10 v centrální a západní části a z jihozápadu proniká do CHKO klimatická jednotka MT 11. Obě jednotky značí mírně teplé a vlhké podnebí, kde se průměrná roční teplota pohybuje kolem 8°C. Avšak denní, měsíční a roční proměnlivost teploty vzduchu je výrazná. Nejnižší teploty vzduchu mohou klesat v lednu a v únoru pod -30°C. Naopak s nejvyššími teplotami se setkáváme od května do září, kdy vystupují nad 30°C. Absolutně nejnižší i nejvyšší teploty byly zaznamenány v Karlovicích na severním okraji CHKO. V CHKO jsou častým jevem lokální teplotní inverze, což je způsobené výskytem skalních útvarů. Tyto zvláštnosti topoklimatu se výrazně projevují i v druhové skladbě vegetace. Průměrný roční srážkový úhrn se pohybuje na jednotlivých srážkoměrných stanicích kolem 650 až 700 mm, avšak v jednotlivých letech i v průběhu roku jsou aktuální srážkové úhrny velmi nevyrovnané (Příloha 2) (Mackovčín, Sedláček a Kuncová, 2002).

3. METODY VÝZKUMU

3.1 Svahové deformace a jejich klasifikace

Svahové pohyby jsou podmíněny místními přírodními poměry, tudíž jsou velmi různorodé a nemají jednu obecnou klasifikaci. Důležité je si zvolit kritéria pro jejich třídění (Ondrášek, Vlčko a Fendeková, 2011). Důležitou charakteristikou je rychlost (Tab. 4), kterou ve své klasifikaci aplikoval Varnes (1958) a použili ji i Němčok, Pašek a Rybář (1974) pro svou klasifikaci. Při popisu svahových deformací je vhodné zařadit i další, tzv. vedlejší kritéria klasifikace (Příloha 3) (Ondrášek, Vlčko a Fendeková, 2011).

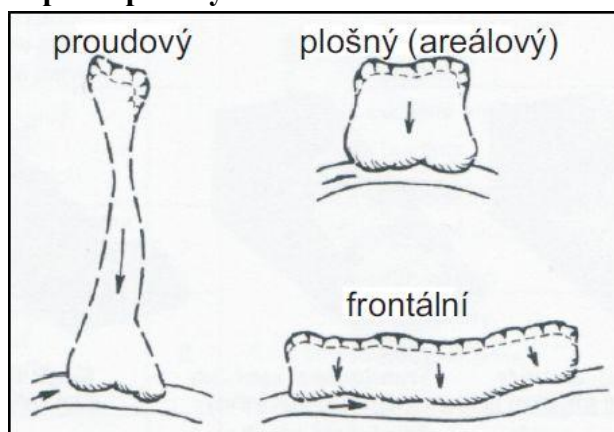
Tab. 4: Rychlost svahových pohybů

rychlost (ft.s ⁻¹)	slovní popis	typická rychlost
10 ²	extrémně rychlý	10 ft.s ⁻¹ = 3 m.s ⁻¹
10 ¹		
10 ⁰	velmi rychlý	1 ft.s ⁻¹ = 0,3 m.s ⁻¹
10 ⁻¹		
10 ⁻²	rychlý	5 ft.den ⁻¹ = 1,5 m.den ⁻¹
10 ⁻³		
10 ⁻⁴		
10 ⁻⁵	mírný	5 ft.měsíc ⁻¹ = 1,5 m.měsíc ⁻¹
10 ⁻⁶	pomalý	5 ft.rok ⁻¹ = 1,5 m.rok ⁻¹
10 ⁻⁷	velmi pomalý	1 ft za 5 let = 61 mm.rok ⁻¹
10 ⁻⁸		
10 ⁻⁹		

Pozn.: ft.s⁻¹ = stopa za sekundu; 1 ft.s⁻¹ = 0,305 m.s⁻¹

ZDROJ: Varnes (1958)

Obr. 8: Dělení sesuvů podle půdorysu



ZDROJ: Rybář in Ondrášek a Rybář (1991)

Existuje řada dalších dělení, Skempton a Hutchinson (1969) rozdělili svahové pohyby na dvě úrovně: na prvotní, které vznikly v dosud neporušených strukturách a na sesuvy, které vznikly již ve vytvořených zónách oslabení.

Většina vytvořených klasifikací má jen omezený význam. Autoři zahrnují pouze typy svahových deformací, které se vyskytují v rámci jejich regionu. Naší první využívanou klasifikací byla klasifikace podle Záruby a Mencla (1954), kteří dělili svahové pohyby sedimentárních útvarů, pohyby v pelitických a ve skalních horninách. Čtvrtá skupina obsahovala soliflukce a subakvatické skluzy. Rozvoj vědy a mezinárodní spolupráce dala za vznik univerzální klasifikaci svahových pohybů našeho území, na které se podílel Nemčok, Pašek a Rybář (1974). Ve světovém měřítku se stala nejužívanější klasifikace podle Varnese (1978) (Tab. 5, Příloha 4), kde uplatnil kritérium typu horniny s mechanismem pohybu, což je slučitelné s klasifikací Nemčoka, Paška a Rybáře (1974) (Příloha 20).

Tab. 5: Typy svahových pohybů

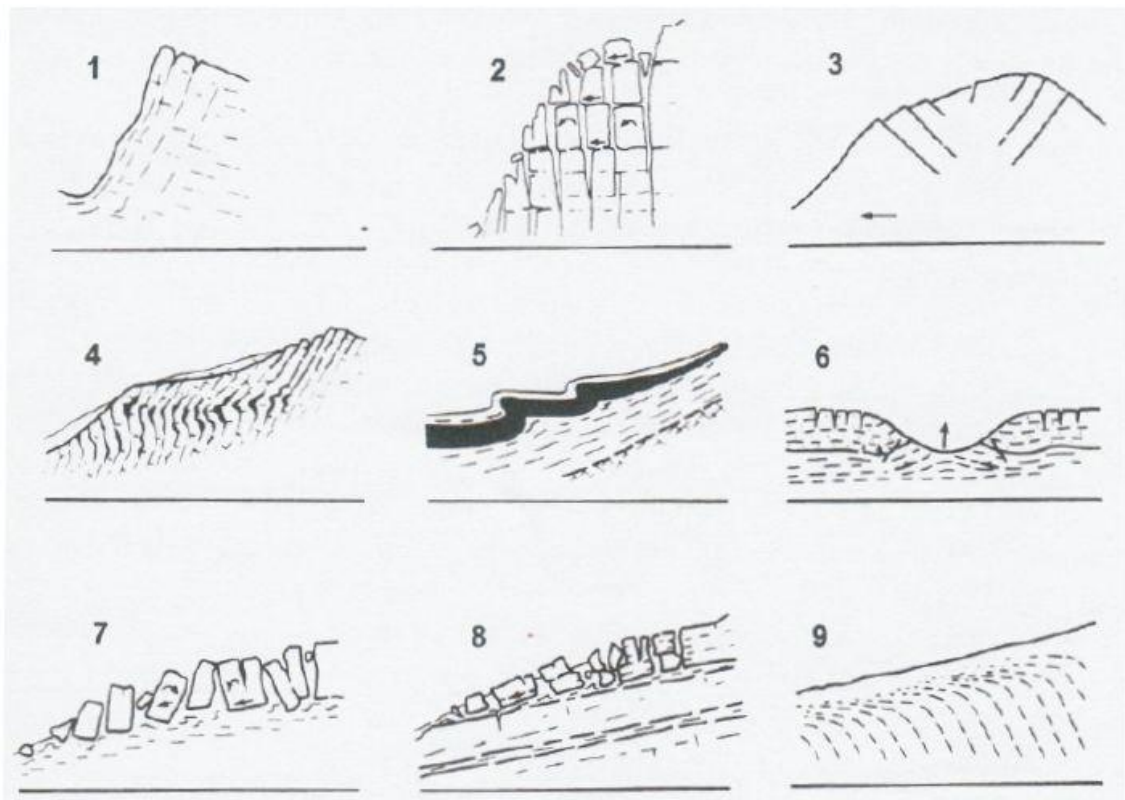
TYP POHYBU		HORNINY		
		SKALNÍ A POLOSKALNÍ	ZEMINY	
			Převážně sypké nesoudržné	Převážně jemnozrnné soudržné
ŘÍCENÍ		Skalní řícení	Opadávání úlomků	Opadávání zeminy
PŘEKLÁPĚNÍ		Překlápění skalních hornin	Překlápění sutin	Překlápění zemin
SESOUVÁNÍ	ROTAČNÍ	Bloková sesuv	Sesuv sutin	Sesuv zemin
	TRANSLAČNÍ			
POSOUVÁNÍ BLOKŮ		Posun skalních bloků	Posun bloků sutě	Posun bloků zeminy
BOČNÍ POSOUVÁNÍ		Boční sesouvání skalních bloků	Boční posouvání bloků zeminy	Boční posouvání zemin
TEČENÍ		Ploužení hornin (creep hlubokých struktur)	Sutinové proudy	Zemní proudy
KOMPLEXNÍ (SLOŽENÝ)		Kombinace dvou nebo více typů		

ZDROJ: Zkrácená klasifikace svahových pohybů, upraveno podle Varnese (1978)

Základem pro třídění svahových deformací jsou dvě kritéria: rychlost a mechanismus pohybu (Ondrášek, Vlčko a Fendeková, 2011). Podle těchto kritérií vznikly čtyři základní skupiny svahových pohybů: ploužení, sesouvání, stékání a řícení (Rybář, 2004).

Ploužení je pomalý, dlouhodobý pohyb horninových hmot na svahu, který se zpravidla nezrychluje. Patří mezi zdánlivě nejméně nebezpečné svahové pohyby, avšak nejsou-li včas odhaleny a respektovány, mohou vést ke vzniku nekontrolovatelných pohybů. Pokud tedy dojde ke zrychlení procesu, může se ploužení změnit v sesouvání, stékání nebo řícení. Smyková plocha je často nezřetelná (Rybář, 2004). Tímto pohybem začíná každá svahová deformace. Ploužení je tedy prvotní fází předcházející sesouvání, stékání nebo řícení. Z krátkodobého geologického hlediska se ploužení může při těchto procesech dále uplatňovat, ale není již určující pro vývoj základních forem porušení. Ploužení dělíme na povrchové a hloubkové. Mezi hlavní typy hloubkového ploužení zařazujeme rozvolňování svahů, gravitační vrásnění a blokové pohyby (Obr. 9) (Ondrášek, Vlčko a Fendeková, 2011).

Obr. 9: Příklady svahových pohybů skupiny ploužení

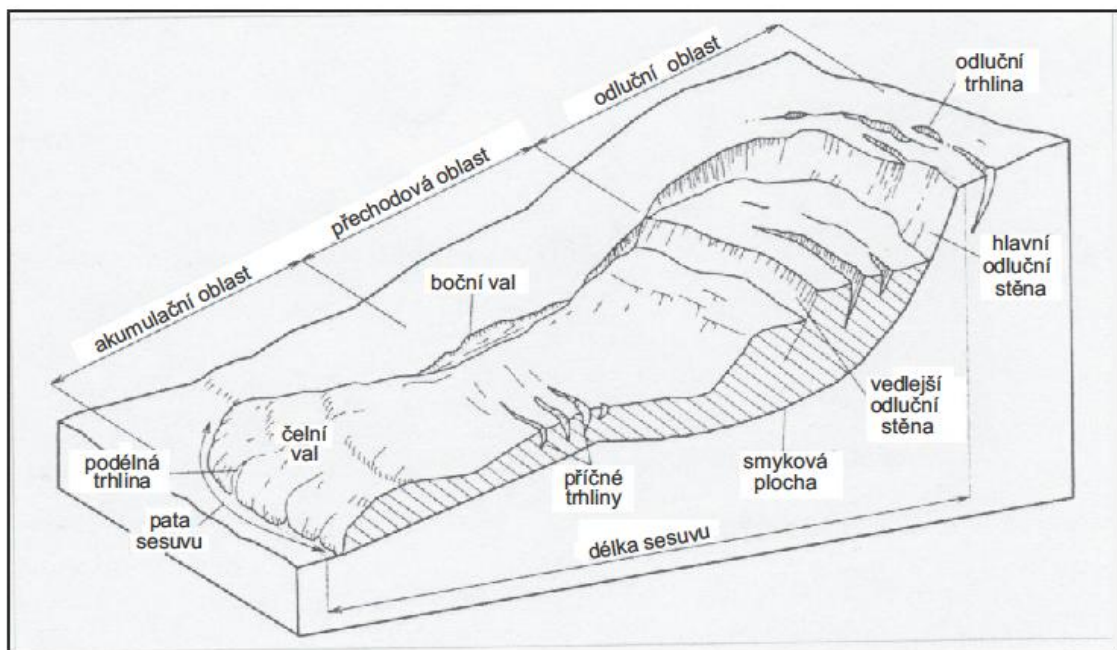


1-vznik exfoliačních puklin; 2-rozvolňování svahu otevíráním tahových trhlin v jeho horní části; 3 a 4-deformace vysokých horských svahů, dochází k roztrhání horských hřbetů; 5-gravitační vrásnění; 6-údolní antiklinály vzniklé vytlačením měkkých hornin ze dna říčního údolí; 7-blokové pohyby po plastickém podloží; 8-blokové pohyby podél předurčené smykové plochy; 9-povrchové ploužení (př. plošná soliflukce)

ZDROJ: Nemčok, Pašek a Rybář (1974)

Sesouvání je rychlý, krátkodobý klouzavý pohyb horninových hmot na svahu. Ve střední Evropě, včetně České republiky, patří k nejrozšířenějším typům svahových pohybů, se kterými se běžně setkáváme na přirozených i uměle vytvořených svazích. Může mít jednu i vícero smykových ploch. Typická je akumulace, která se vytvoří na původním terénu v předpolí (Rybář, 2004). Při sesouvání se v hlubších částech mohou tvořit deformace plazivého charakteru a na povrchu tečení či řícení. Výsledkem sesuvného pohybu je sesuv, jehož části jsou znázorněny na Obr. 10. Sesuvy dělíme podle tvaru a podle průběhu smykové plochy na rotační, planární a složené (Ondrášik, Vlčko a Fendeková, 2011).

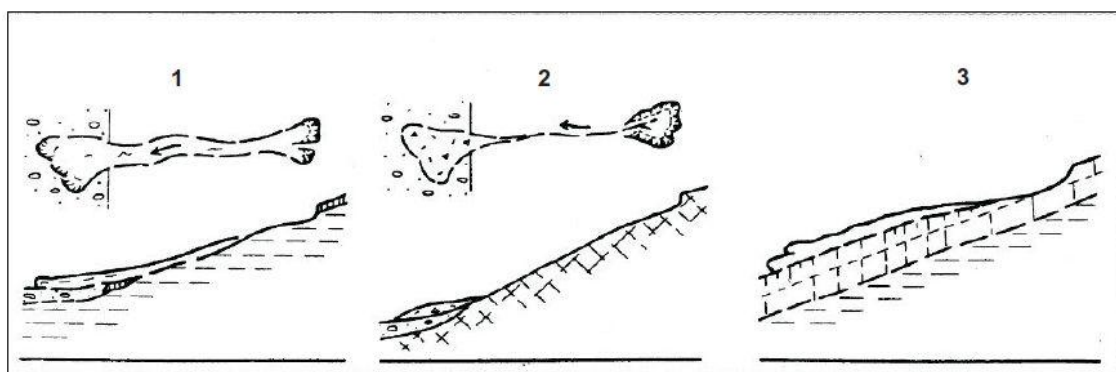
Obr. 10: **Hlavní části sesuvu**



ZDROJ: Varnes (1978), upravil Ondrášik in Petro a kol. (2008)

Stékání je krátkodobý pohyb horninových hmot ve viskózním stavu. Často se hmota přemísťuje na velké vzdálenosti po povrchu terénu od zdrojové oblasti. Existuje ostrá hranice mezi stékající hmotou a jejím neporušeným podložím. Vznikají zemní, bahnité a kamenité přívalové proudy, které se řadí mezi katastroficky rychlé svahové pohyby (Rybář, 2002). Zpravidla je výslednou formou tvar proudového tělesa (Obr. 11). Někdy se při stékání uplatňuje vodní transport horninových hmot po svahu. Pokud je podíl vody vyšší než podíl horninových hmot, nepovažuje se již tento proces za svahový pohyb, ale jako vodní transport. Charakter stékání bez jakéhokoliv obsahu vody může mít i pohyb v úlomkovitých horninách (Ondrášik, Vlčko a Fendeková, 2011).

Obr. 11: Příklady svahových pohybů skupiny stékání

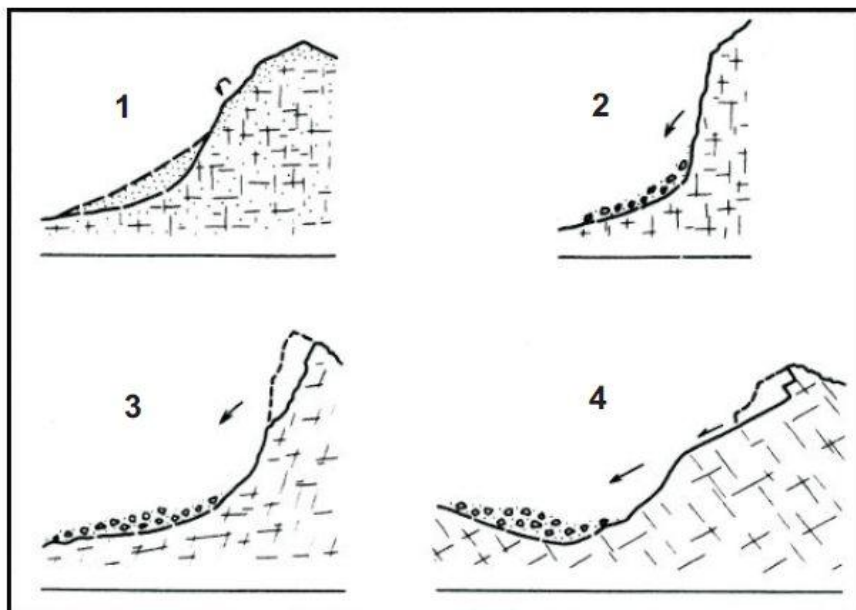


1-stékání svahových uloženin v podobě proudů v nížinných pahorkatinách až hornatinách; 2-přívalové kamenito-bahnité proudy vznikající působením přívalových vod (př. mury) ; 3-stékání vodou nasycených povrchových částí svahu (př. soliflukce)

ZDROJ: Nemčok, Pašek a Rybář (1974)

Řícení je náhlý, krátkodobý pohyb horninových hmot na strmých svazích, kde u narušené horniny dojde k rozvolnění a ztrácí krátkodobě kontakt s podložím (Obr. 12). Při tomto pohybu se přednostně uplatňuje volný pád. Řícení také patří mezi katastroficky rychlé pohyby, u kterých je značné ohrožení životů i majetku obyvatel (Rybář, 2004). Potom, co hmota ztratí kontakt s podložím, se může začít uplatňovat i jiný druh pohybu, jako je sesouvání nebo stékání. Vzdálenost přemístěných hmot záleží na prostorových rozměrech zříceného materiálu z masívu (Ondrášik, Vlčko a Fendeková, 2011).

Obr. 12: Příklady svahových pohybů skupiny řícení



1-náhlé přemístění drobných úlomků kutálením a valením po svahu; 2-náhlé přemístění úlomků nejprve volným pádem a potom valením nebo posouváním po svahu; 3-náhlé přemístění částí skalních stěn v horských oblastech převážně volným pádem; 4-náhlé přemístění skalních hmot v horských oblastech kombinací skluzného pohybu po předurčené ploše a volného pádu

ZDROJ: Nemčok, Pašek a Rybář (1974)

Stanovení příčin svahových pohybů patří k základním podmínkám řešení této problematiky. Přírodní poměry tvoří předpoklady pro vznik svahových pohybů. Procesy, které mění podmínky a narušují tím stabilitu svahu, nazýváme faktory. Světová literatura představuje příčiny jako soubor faktorů, které se dělí na podmínky a procesy (WP/WLI, 1994). Příčinou vzniku svahového pohybu jsou důležité faktory (Tab. 6), které na tom mají rozhodující podíl (Ondrášik, Vlčko a Fendeková, 2011).

Tab. 6: Faktory, které se podílejí na vzniku svahových pohybů

	FAKTORY	
PODMÍNKY		PROCESY
geologické poměry		eroze
geomorfologické poměry		změna sklonu svahu
vodní toky		seismické otřesy
hydrogeologické poměry		zvýšení tlaku podzemní vody
klimatické poměry		zamrzání, rozmrzání a zvětrávání
antropogenní prvky		změny vegetačního krytu
		antropogenní zásahy
		termofyzikální procesy a nevratné deformace v důsledku změn teplot
		změny vlhkosti zemin

ZDROJ: Ondrášik, Vlčko a Fendeková (2011)

Geologické poměry mají největší vliv na vznik a charakter svahových pohybů. Dalo by se říci, že svahová deformace může vzniknout v jakémkoliv horninovém prostředí, ale existují určité geologické struktury, které jsou zvláště příznivé pro vývoj svahových pohybů. Nemčok (1982) určil tyto geologické struktury: I. Povrchové struktury, ve kterých vznikají svahové pohyby jen do několika desítek metrů a jsou ovlivněné sezónními změnami klimatu. II. Hlubinné struktury, ve kterých se tvoří svahové poruchy až několik stovek metrů a nejsou přímo ovlivněny sezónními změnami klimatu. V této skupině dále rozlišujeme: **1.** Svahy ve skalních horninách s příznivou orientací dominujících ploch nespojitosti. **2.** Geologické struktury, které jsou tvořeny dvěma typy horninových komplexů. Vrchní část tvoří rigidní, většinou křehké a proti zvětrávání odolné horniny (čedič, slepenec, vápenec, pískovec, dolomit), kdežto ve spodu se naopak nacházejí plastické horniny (jíl, jílovec, slínovec). Tyto rozdílné pevnostní charakteristiky způsobují, že bloky kvádrových pískovců se oddělují, posouvají po svahu a zabořují do plastického podloží, jelikož podložní jílovité horniny nejsou dostatečnou oporou pro nadložní horniny. **3.** Svahy tvořené souvrstvím flyšového charakteru, u kterých se střídají rigidní a plastické horniny. Struktura flyše je

typická pro oblast Západních Karpat, kde dochází k četným svahovým pohybům (Rybář, 2004).

Geomorfologické poměry odráží vliv endogenních a exogenních činitelů. Působí na ně komplex geologických a klimatických podmínek, přičemž značný vliv má geologická stavba podloží a sedimentární pokryv. Vlastnosti horninového prostředí ovlivňují litologické složení hornin, strukturně-geologické poměry a projevy tektoniky.

Vodní toky ovlivňují reliéf svojí erozní a akumulací činností, zejména na úpatí svahů. Celá řada sesuvných oblastí se nachází právě na svazích ovlivněných erozí vodního toku. Výkyvy hladiny vodních toků ovlivňují režim podzemních vod a mohou být spouštěčem sesuvu v období náhlých změn úrovně hladiny vodních toků. S vyšším vodním stavem se zvyšuje i intenzita eroze (Záruba a Mencl, 1969).

Hydrogeologické poměry jsou vázané na geologickou stavbu stejně jako procesy geomorfologické. Většina sesuvů a proudů je spojena s místy výstupu podzemních vod na povrch (Ondrášik, Vlčko a Fendeková, 2011). Prudké zvýšení hladiny podzemní vody zpravidla způsobí oživení svahových procesů na svahu. Klimatické poměry společně s povrchovými a podzemními vodami určují stupeň nasycení prostředí vodou (Záruba a Mencl, 1969).

Klimatické poměry mají vliv na vývoj svahových pohybů v jednotlivých klimatických zónách. Citlivost svahů na klimatické výkyvy závisí na typu a hloubce dosahu svahové deformace. Některé typy hlubinného ploužení se aktivují vcelku nezávisle na klimatických změnách, jejichž průběh je ovlivněn dlouhodobým výkyvem klimatu. Důležitým ukazatelem je dlouhodobá srážková bilance, která má přímo vliv na nasycení masívu vodou. Při hodnocení vlivu klimatu na sesouvání ve středoevropských podmínkách je nutné vycházet z odchylek srážkových úhrnů od dlouhodobého srážkového normálu (Rybář, 2004). Největší význam mají ty srážky, které dosáhnou podzemní vody a ovlivňují výšku její hladiny. Tento typ srážek se podle Kopeckého (2004) nazývá jako „efektivní srážky“. Existuje přímý vztah dešťových srážek a změn teplot, který vyvolává svahový pohyb typu tečení. Především pro vznik přívalových proudů je rozhodující výskyt krátkých intenzivních lijáků. Johnsen a Košťák (1980) měřeními blokových deformací a sesuvů s rotační smykovou plochou získali důležité informace o vztahu mezi jednotlivými typy svahových deformací. Měřeními pohybů na sesuvech potvrdili vysokou reakci na intenzitu srážek, zatímco hluboké poruchy blokového typu v tomto směru neukázaly žádnou spojitost. Na svahové pohyby typu řízení působí především faktor změny teploty (Ondrášik, Vlčko a Fendeková, 2011).

V hlubších místech skalních svahů vznikají vratné a nevratné deformace způsobené ročními teplotními cykly. Tyto deformace poté přispívají k rozvolnění svahu a následné fázi procesu řízení. Významný vliv na stabilitu skalních stěn a poruch má mráz. Při silných mrazech zamrzá svrchní horninová zóna, která znemožní vytékání vody z masívu, čímž vznikne nepropustná bariéra, pod kterou vzlíná podzemní voda a to často vede k porušení stability svahu. Vlivem klimatických cyklů na početnost výskytu svahových deformací se již zabývalo vícero autorů (Rybář, 1991 in Ondrášik a Rybář, 1991; Kopecký, 2002, 2004; Margielewski, 2002 a další).

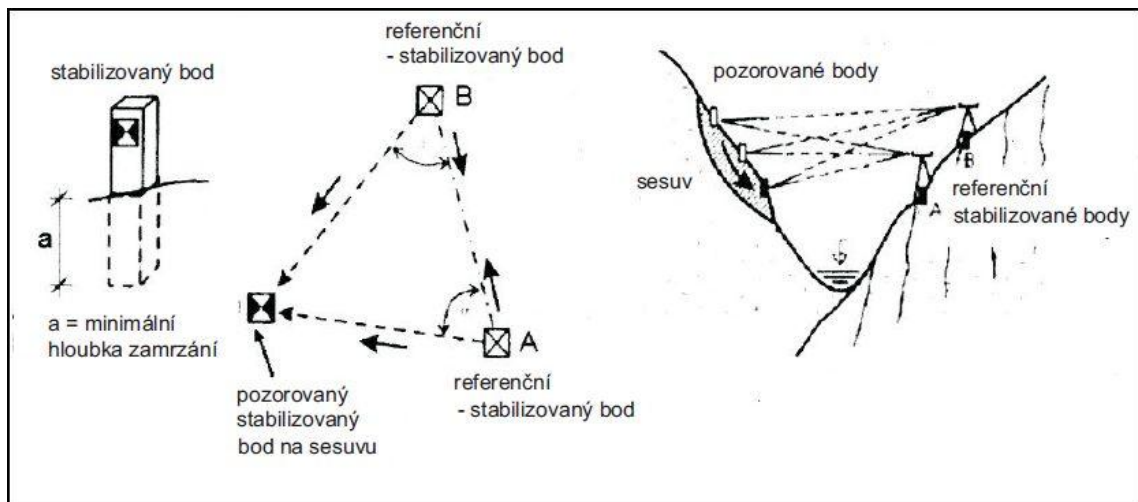
3. 2 Aktivita a její měření

Pro zjištění rychlosti pohybů nebo změn napjatosti v horninovém masívu, dále pro upřesnění hloubky aktivních smykových ploch a zón, ale i pro předpověď aktivity svahového pohybu se používají různé měřicí přístroje. Všechny tyto měření se řadí pod pojem kontrolní sledování neboli monitoring stability svahu. Monitoring je účinným nástrojem pro zjišťování aktivity konkrétního svahového jevu a zároveň je jedním z nejefektivnějších prostředků k rozpoznání vzniku potenciálního svahového jevu. Technologický pokrok umožnil rozšířit množství monitorovacích zařízení, pro různé vlastnosti geologického prostředí (Ondrášik, Vlčko a Fendeková, 2011).

Z hlediska fyzikálního principu se mohou monitorovací systémy dělit na pět druhů. Mechanické systémy patří k nejjednodušším, ale také nejspolehlivějším. Optické a elektrooptické umožňují za krátký čas pokrýt měřením velké plochy i s nepřístupnými místy. Dále na pneumatické a hydraulické, které využívají principu tlakové membrány. Elektrické, jejímž hlavním prvkem je snímač, který zachytí měřenou fyzikální veličinu a zpracuje ji na elektrickou, pomocí které se zaznamená výsledek. Posledním druhem jsou vláknooptické systémy, které jsou založeny na principu interferometrie a představují nový trend ve vývoji měřicích systémů (Gróf, 2007).

Mezi typy měření u přetvářeného povrchu horninového masívu patří metoda geodetická (Obr. 13), která určí polohovou změnu trigonometrickým měřením, nivelací, dálkovým měřením elektronickými distančními přístroji nebo měřením automatizovanými totálními optickými stanicemi.

Obr. 13: Určení polohových změn pomocí stabilizovaných bodů trigonometrického měření



ZDROJ: Ondrášek, Vlčko a Fendeková (2011)

K novějším a sofistikovanějším metodám patří pozemní fotogrammetrie, laserové skenování, satelitní a letecké snímkování. Dalším způsobem zjištění rozsahu povrchové deformace jsou sklonoměry. Těmito měřidly můžeme určit změnu sklonu a rotaci měřeného objektu. Existuje jednoduchý mechanický sklonoměr, který funguje v podstatě na principu vodováhy umístěné na monitorovaném skalním bloku, a modernější digitální sklonoměr.

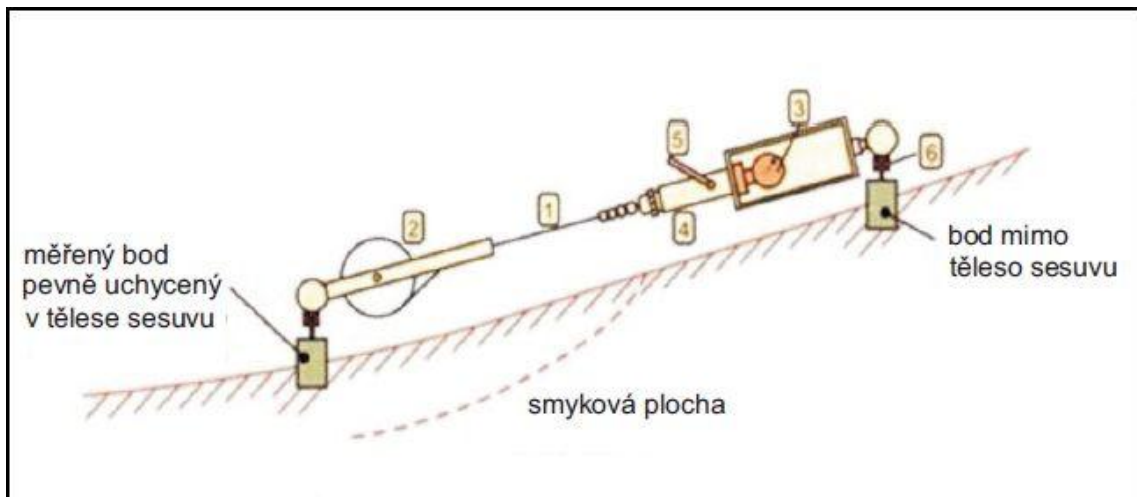
K přímému měření deformací slouží deformometrická měřidla. Používají se pouze pro pozorování změn vzdálenosti mezi minimálně dvěma body, které jsou umístěny na povrchu geologického tělesa zpravidla kolmo ke vzniklé diskontinuitě (trhlina, puklina apod.), podél které se očekává pohyb. Nejužívanějšími přístroji jsou extenzometrická pásma (Obr. 15) nebo digitální extenzometry, posuvné mikrometry, mechanické dilatometry (Obr. 16) a mechanicko-optické dilatometry. Přesnost jejich měření se pohybuje cca od 0,01 cm po 0,01 mm. Tím nejpřesnějším je mechanicko-optický dilatometr TM-71 (Obr. 14) (Ondrášek, Vlčko a Fendeková, 2011). Na mnoha místech v Čechách, Evropě i ve světě jsou pomocí TM-71 sledovány pomalé tektonické i svahové pohyby již řadu let (Hartvich a Stemberk, 2009/2010).

Obr. 14: Mechanicko-optický dilatometr TM-71



ZDROJ: Vlčko In Ondrášik, Vlčko a Fendeková (2011)

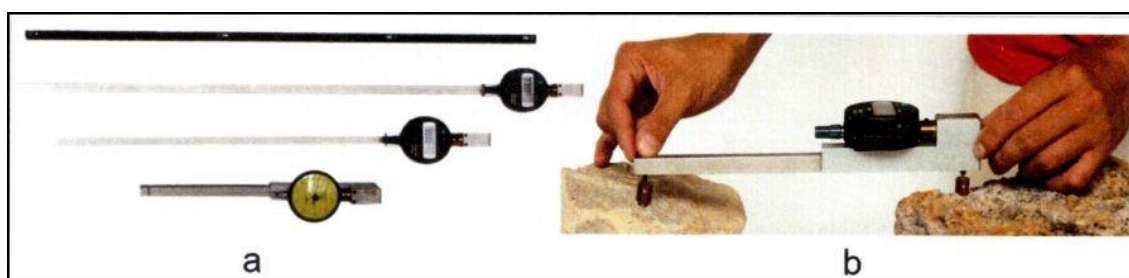
Obr. 15: Schéma pásmového extenzometru



1-pásma z ocele; 2-navíjecí zařízení pásma; 3-číselný odchylkoměr; 4-pružina napínající pásmo; 5-páčka napínající pásmo; 6-pevně zafixované měřičské body, na které se uchytlí konce pásma

ZDROJ: Rozsypal (2001)

Obr. 16: **Mechanické dilatometry**

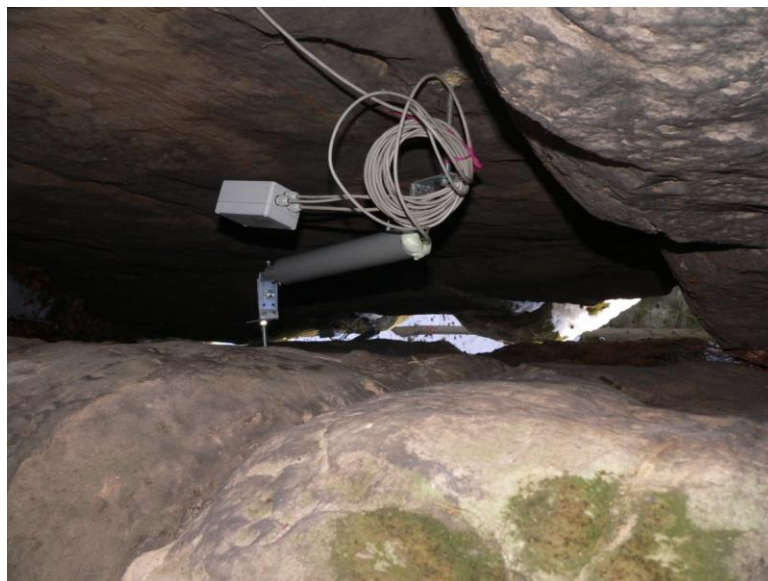


a-přenosné měřidlo typu SOMET s různou délkou měřící tyče a v horní části invarová tyč určená ke kalibraci měřidla;
b-ukázka měření tímto přístrojem

ZDROJ: Brček In Ondrášik, Vlčko a Fendeková (2011)

V zájmovém území jsou jedním z hlavních přístrojů monitoringu mechanické dilatometry, kterými pracovníci Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR již několik let monitorují pohyb v jednotlivých blocích nedaleko skalního hradu Drábské světničky a ve skalním masívu pod hradem Valdštejn se těmto měřením věnuje Ing. Schröfel z ČVUT v Praze. V lokalitě Drábských světniček v místě rozevírání bloků, které tvoří propady, instalovali pracovníci Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR mechanicko-optický dilatometr TM-71. Pomocí měření zde byly zaznamenány pomalé dlouhodobé pohyby, které mohou být v budoucnu příčinou pohybu pískovcových bloků směrem do údolí. Vzhledem k nestabilní skalní věži, kterou porušil pád vedlejšího bloku u Valdštejna, byl mezi ohrožující věž a zbytek masívu instalován indukční extenzometr firmy Strix (Obr. 17). Tento přístroj zaznamenával pohyby uvnitř masívu. Případný pohyb byl také monitorován kamerovým systémem.

Obr. 17: Indukční extenzometr (firmy Strix)



ZDROJ: Filip Hartvich

Aktivita svahových pohybů souvisí s klimatickými faktory, které jsou jejich významným spouštěčem. Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR mi pro vlastní průzkum poskytl data srážek a teplot ze tří blízkých stanic ČHMÚ v rámci zkoumaného území.

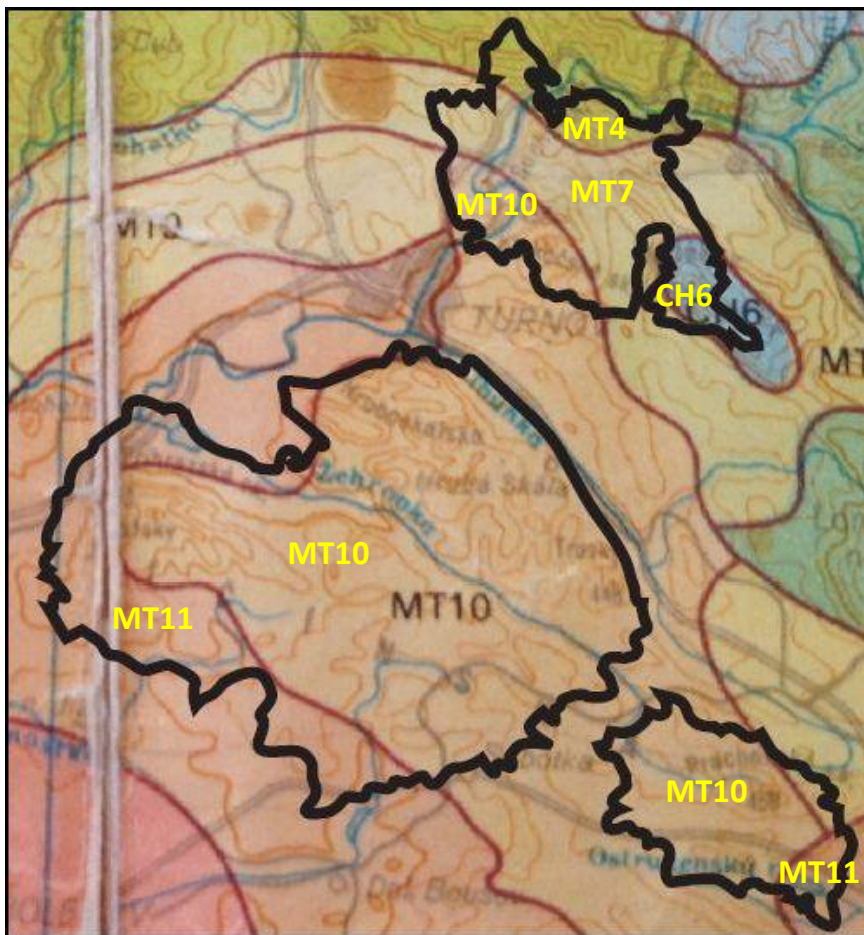
Pro aktivaci sesuvů je důležitá dlouhodobá srážková bilance, která ovlivňuje nasycení svahu vodou. Zpravidla musí dojít k určité kritické úrovni zvodnění horninového prostředí. U aktivace pohybů skupiny stékání se uplatňují jak srážky, tak změny teplot. Zejména vznik přívalových proudů je podmíněn výskytem krátkých přívalových dešťů bez ohledu na dlouhodobou srážkovou bilanci. Změny teplot se významně podílejí na vzniku svahových deformací typu řícení (Rybář, 2004). Obvykle k nim dochází na jaře nebo začátkem zimy, kdy se noční teploty nacházejí pod bodem mrazu a přes den stoupají do kladných hodnot. Mráz má důležitý vliv na stabilitu skalních stěn, jelikož do vzniklých trhlin a zářezů ve skalním masívu vniká voda, která při záporných teplotách zamrzá a zvětšuje svůj objem, což má za následek ještě většího porušení. Během dne roztává a vyplňuje trhlínu, která při teplotách pod nulou opět zamrzne a rozruší masív ještě hlouběji. Tento princip ledového klínu se opakuje do doby, než se z masívu oddělí skalní blok a působením gravitace dojde k řícení.

Aktivita svahových pohybů dále souvisí s přirozenou seismicitou, recentními tektonickými pohyby, zvětráváním apod. Nyní dochází zejména k nárůstu negativních vlivů lidské činnosti (Rybář, 2004).

3. 3 GIS a digitální data

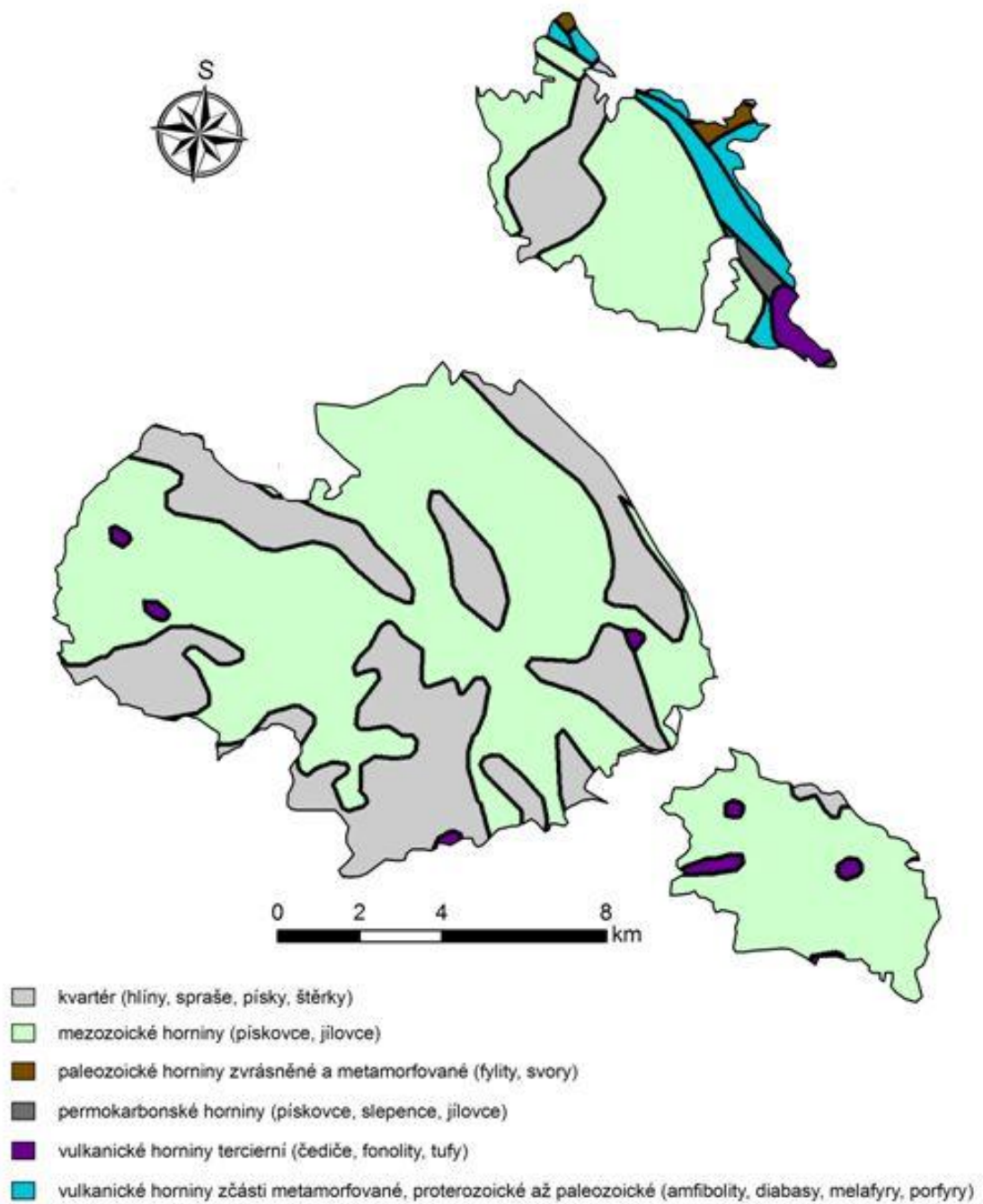
Zpracování digitálních dat přináší komplexní pohled na zkoumané území z hlediska geologických, půdních a klimatických podmínek (Obr. 18, 19 a 20). Charakteristiku klimatických oblastí obsahuje Příloha 5. Pro vizualizaci morfologické charakteristiky reliéfu byl vytvořen digitální model terénu (DMT). Většina těchto map byla zpracována v prostředí ArcMap 9.3. Cílem těchto mapových výstupů je zhodnocení a porovnání oblastí, kde již došlo nebo dochází ke svahovým deformacím podle dat z geofondu (Příloha 6).

Obr. 18: Klimatické oblasti v CHKO Český ráj



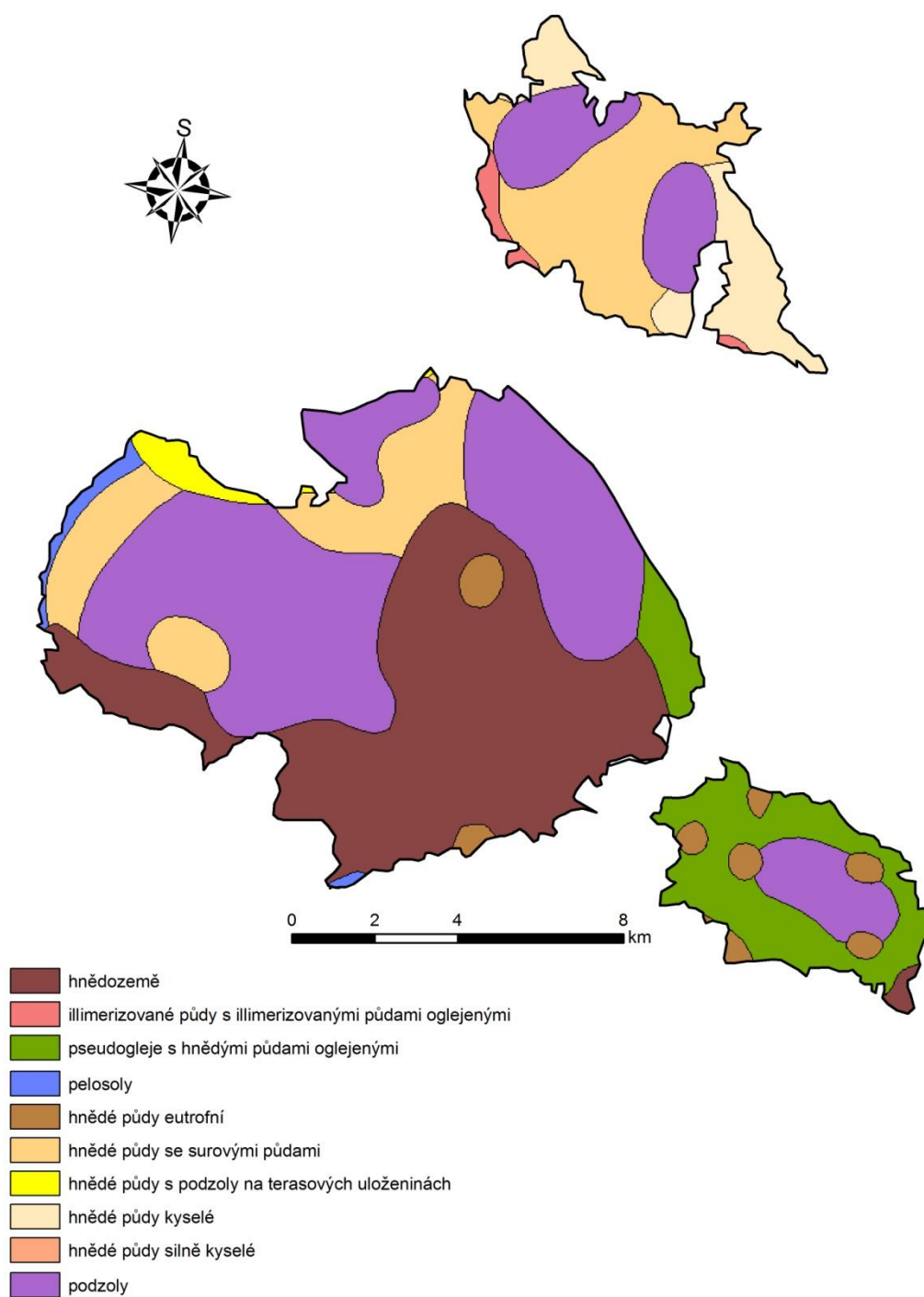
ZDROJ: Quitt (1971)

Obr. 19: Geologická mapa oblasti CHKO Český ráj



ZDROJ: geoportal.gov.cz

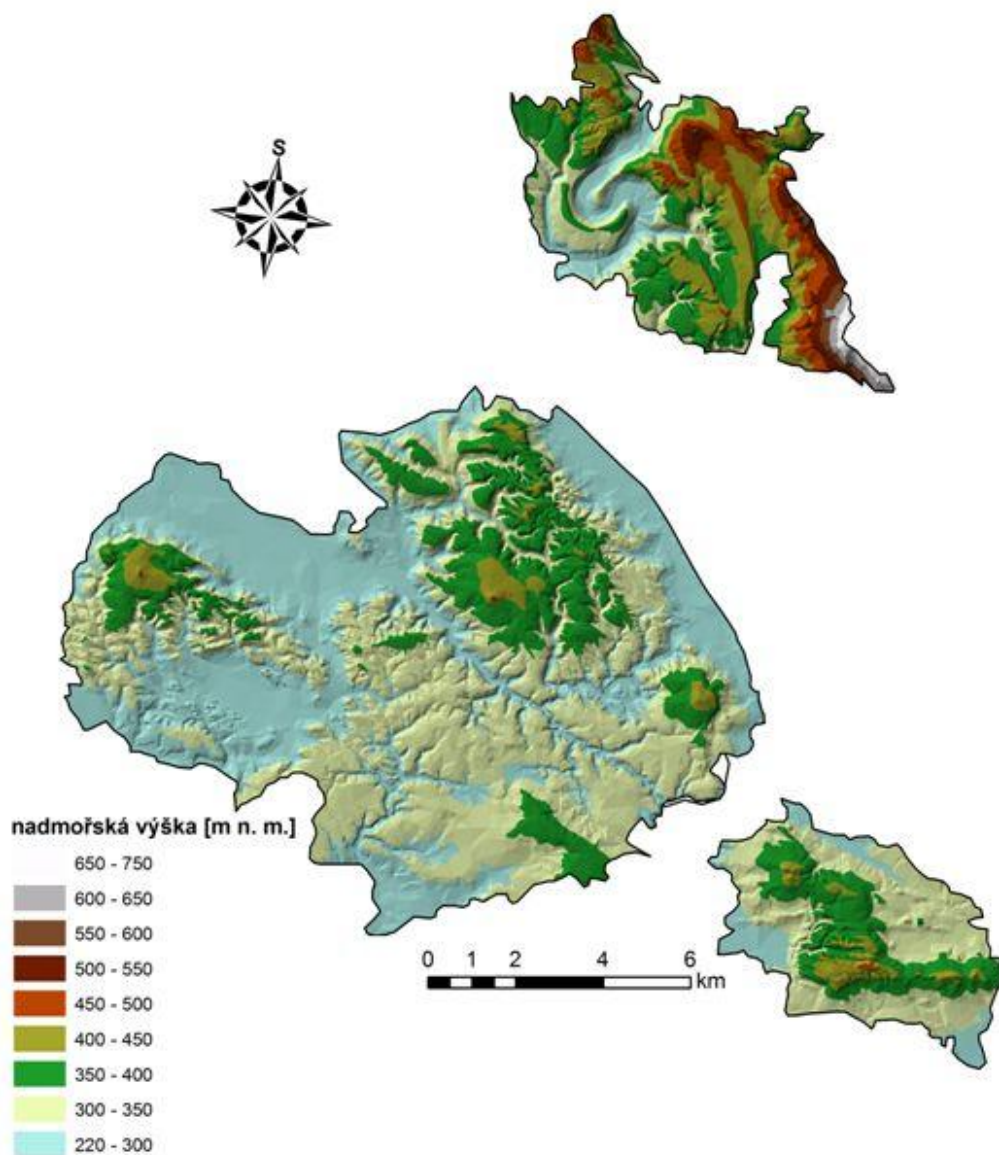
Obr.: 20: Půdní pokryv v CHKO Český ráj



ZDROJ: geoportal.gov.cz

V programu ArcMap 9.3. byl vytvořen DMT (Obr. 21). Pro jeho tvorbu byla použita extenze 3D Analyst a vrstevnicový podklad ZABAGEDU v měřítku 1:10 000 se základním intervalem vrstevnic 2 m.

Obr. 21: DMT oblasti CHKO Český ráj



ZDROJ: ArcČR

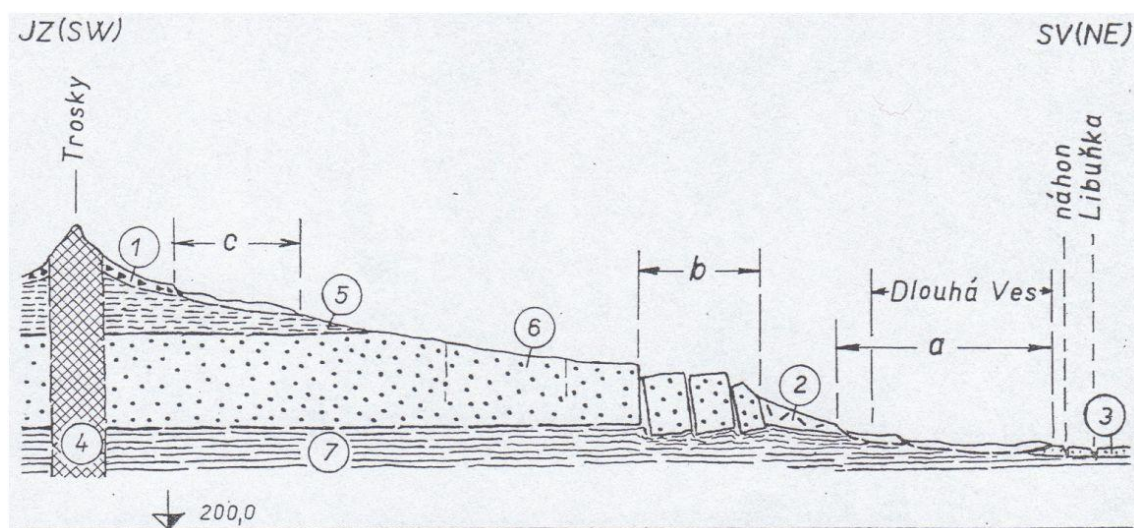
4. SVAHOVÉ DEFORMACE V ZÁJMOVÉM ÚZEMÍ

4.1 Výskyt

Příloha 6. ukazuje četnost výskytu svahových pohybů v Českém ráji a jeho okolí. Svahové deformace patří mezi významné jevy způsobující vážné škody, ale jejich význam byl často podceňován. V literatuře nacházíme pouze stručné zmínky a to jen o větších sesuvných územích (Fencl, 1966).

Svahové pohyby se vyskytují v morfologicky silně členitých oblastech a poté na svazích, kde vystupují litologicky odlišné sedimenty svrchní křídy. Ve spodní části svahů jsou přítomny měkké pelity, slíny a slínovce svrchního turonu a v nadloží vystupují senonské (coniacké) kvádrové pískovce. Tyto svahy jsou nejvíce postiženy sesouváním. Tvořily se zde sesuvy různých typů a často velikého rozsahu. Dalším příkladem jsou sesuvy v blízkosti terciérních vulkanitů, které pronikají křídovými sedimenty. A sesouvání na svazích tvořených svrchnoturonskými slínou, v jejichž nadloží se zachovaly terasovité šterky. Vliv geologické stavby svahů a litologické složení hornin pro vznik sesuvů zobrazuje Obr. 22. V členitém území se souvrstvím odlišných sedimentů se vytvářely sesuvy různých typů (Fencl, 1966).

Obr. 22: Schematický geologický profil mezi Libuňkou a Troskami



Sesuvy: **a**-ve slínech svrchního turonu; **b**-sesuv kerného typu v kvádrových pískovcích senonu; **c**-sesuv v senonských jílech

Vysvětlivky: 1- čedičová suť; 2- suť pískovců; 3- údolní náplavy Libuňky; 4- vypreparovaná čedičová žíla Trosky; 5- jíly a slíny (senon); 6- kvádrové pískovce (senon); 7- slíny a slínovce (svrchní turon) (nepřevýšeno)

ZDROJ: Fencl (1966)

1. Plošné a proudové sesuvy, které jsou rozšířeny nejvíce. Vznikají na svazích se sklonem menším než 10° a tam, kde slíny a slínovce vystupují na povrch (Fencl, 1966). Tyto sedimenty mohou rychle zvětrávat na jíly a jílovité půdy proměnlivé konzistence. Sesouváním jsou porušeny pokryvy spraší nebo kamenité svahové sutě, které jsou v nadloží svrchnoturonských slínů. Jelikož slíny vystupují v dolních částech svahů tabulových plošin, můžeme pozorovat, jak jsou tyto svahy zasaženy sesuvy různého stáří a vývoje až na vzdálenost několika kilometrů. Tyto sesuvy se často uplatňují v místech, kde má vliv podzemní voda (Záruba a Mencl, 1969). Sesouváním jsou tudíž ohroženy svahy, ve kterých vyvěrají prameny z ukloněných vrstev nadložních kvádrových pískovců. Místa jsou v nadloží jílu zachována tělesa terciérních vulkanitů, které mohou tvořit na svazích čedičovou suť. Suť působí vahou na podloží měkkých slínů společně s pronikajícími atmosférickými srážkami a spolupůsobením vznikají četné, zpravidla plošné sesuvy. Tyto sesuvy se vyskytují pod Vyskří, v okolí Trosek, Hůry u Střelče apod (Fencl, 1966). Záruba a Mencl (1974) popisují, jak mohou být plošné a proudové sesuvy v určitých případech vytvořeny špatným zásahem člověka, především při těžbě.

2. Sesuvy s rotačními smykovými plochami, které patří mezi poměrně hluboké svahové pohyby. Vznikají na strmých svazích ($20-30^\circ$), kde slíny a slínovce svrchní třídy vystupují na povrch (Fencl, 1966). Hlavní smykovou plochou je často tvar plochy válce. Pokud se sesuv vytvoří na údolním svahu potoka, je tok posouván sesuvem k protilehlému svahu, ve kterém je zanedlouho také narušena stabilita (Záruba a Mencl, 1969). Značně postižené sesouváním jsou svahy erozních údolí potoků, které odvodňují svahy u Mladé Boleslavi. K tomuto typu sesuvů patří sesuvy velkých rozměrů, u kterých smyková plocha dosahuje až 40 m pod povrchem. Příkladem je katastrofální sesuv na svazích Mužského u Dnebohu, uklidněný sesuv nad Podhájím a především aktivní sesuvy na svazích Libuňky u Turnova. Další velké aktivní sesuvy se vytvořily v údolí Stebénky na východním okraji Turnova mezi Durychovem a Chloumkem. Sesuv zcela zničil zemědělské pozemky a lesní porosty, nyní ohrožuje některé objekty zástavby (Fencl, 1966).

3. Sesuvy kerného typu. Tento poslední typ je rozšířen převážně v Jičínské pahorkatině, tam, kde jsou kvádrové pískovce na okraji strmých a vysokých svahů rozlámány na kry, stupňovitě pokleslé. Těmito sesuvy se na Turnovsku zabýval Záruba (1952) a určil jejich stáří jako pleistocenní. Nyní jsou kerné sesuvy uklidněné, pouze lokálně dochází vlivem zvětrávání k opadávání jednotlivých uvolněných bloků a

kamenů z povrchu vychýlených stěn a ze skalních pískovcových stěn (Vítek, 1996). Díky nahromaděné suti na podložních slínech a slínovcích dochází k sesuvům i v předpolí skalních ker (Rybář, Stemberk a Hartvich, 2006). Přispívá k tomu povrchová i podzemní voda, která se dostává přes propustné pískovce k podložním slínům. Jelikož smykové plochy probíhají ve slínech, má sesuv charakter pohybu podél rotačních smykových ploch (Fencl, 1966).

4. Skalní řízení, je typické pro strmé svahy skalních stěn. Kvádrové pískovce jsou tvořeny vysokými skalními stěnami rozčleněnými podél puklinových systémů na jednotlivé bloky. Tyto pískovcové masívy spočívají na měkkých slínech. Působením se zabořují a vyklánějí až dojde v kritickém okamžiku k mechanickému porušení a vyčnívající část se zřítí k úpatí svahu (Fencl, 1966; Rybář, Stemberk a Hartvich 2006; Forczek, 2008).

5. MODELOVÉ LOKALITY

5.1 Výběr a charakteristika

Největším známým sesuvem katastrofického rázu v Českém ráji byl sesuv na svazích Mužského, který roku 1926 zničil větší část obce Dneboh. Tehdy vzbudil sesuv zájem široké veřejnosti a byl popsán a zaznamenán v odborných časopisech Dědinou (1927) a Zárubou (1926, 1927). V pozdějších letech došlo k podrobnému výzkumu tohoto sesuvu Zárubou a kolektivem (1966). Pozůstatkem této katastrofy je zbytek jednoho z domů původní vesnice (obr. 23).

Obr. 23: Pozůstatek z původní vesnice Dneboh



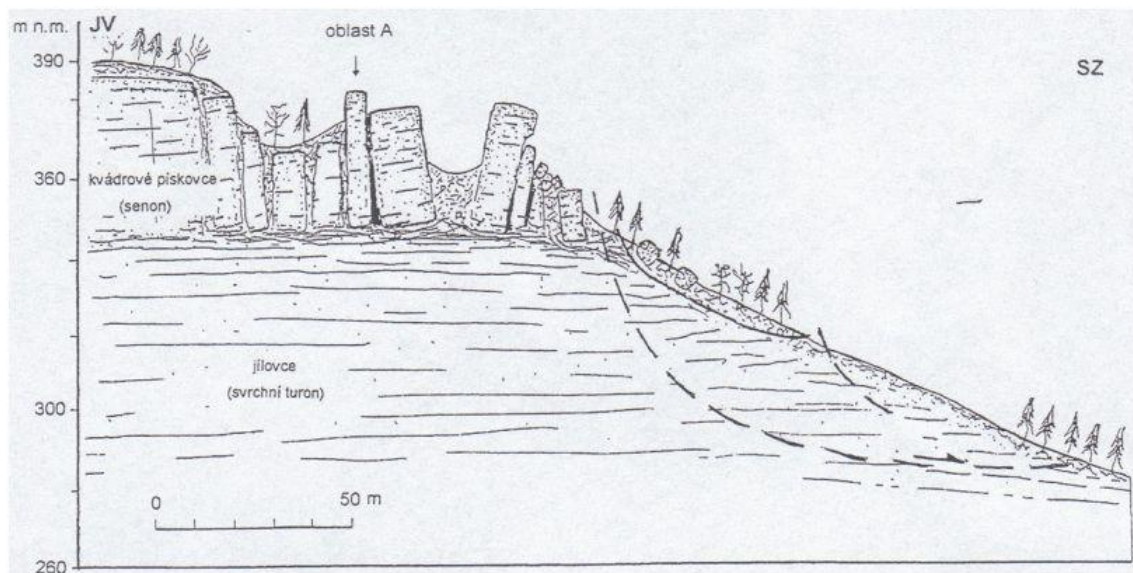
ZDROJ: vlastní foto

S cílem potvrdit nebo vyvrátit současnou aktivitu svahových pohybů, se pracovníci Ústavu struktury a mechaniky horniny AV ČR rozhodli v roce 1990 zahájit pravidelné měření relativních pohybů na vybraných objektech. Měření na pískovcové věži, znázorněna jako oblast A na Obr. 24, pomocí příložného dilatometru na šesti záměrných přímkách byla aktivita svahových pohybů následně prokázána. Jejich rychlost se pohybuje v průměru 1 až 2 mm/rok (Rybář, Stemberk a Hartvich, 2006.)

Tato oblast na severozápadním okraji Příhrazské plošiny je významnou lokalitou pro studium aktivity svahových pohybů (obr. 24). Věnovala se jí řada odborníků a od konce 90. let 20. století se jí zabývají pracovníci Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR. Součástí Příhrazské vrchoviny jsou Drábské světničky i obec Dneboh, kde došlo ke katastrofálnímu sesuvu, jak je patrné z Přílohy 9. Rozhodující jsou vlastnosti dvou horninových komplexů pro chování svahů Příhrazské vrchoviny. Pevné,

rozpukané pískovce odolné vůči zvětrávání spočívají na plastických jílovcích tvořících spodní část svahů. Jílovité podložní horniny nejsou dostačující oporou pro nadložní křehké horniny. Okrajové bloky kvádrových pískovců se oddělují, posouvají po svahu a zabořují do měkkého podloží. Na okrajích skalních stěn tak dochází k řícení a hromadění sutí v předpolí posunovaných bloků. To má za následek přetížení měkkých hornin v podloží a tím dochází k rozsáhlým sesuvům (Kyrianová, 2003; Rybář, 2004; Rybář, Stemberk a Hartvich, 2006). Příhrazská plošina je postižena především rozsáhlými starými i současnými svahovými deformacemi. Probíhají zde procesy zvětrávání hornin, pseudokrasové jevy i formy sufoze. Z hlediska geomorfologického a inženýrsko-geologického patří Příhrazská vrchovina mezi nejpozoruhodnější území české křídové tabule (Rybář, Stemberk a Hartvich, 2006).

Obr. 24: Příčný profil severozápadním svahem Příhrazské plošiny



ZDROJ: Stemberk a Zvelebil (1999)

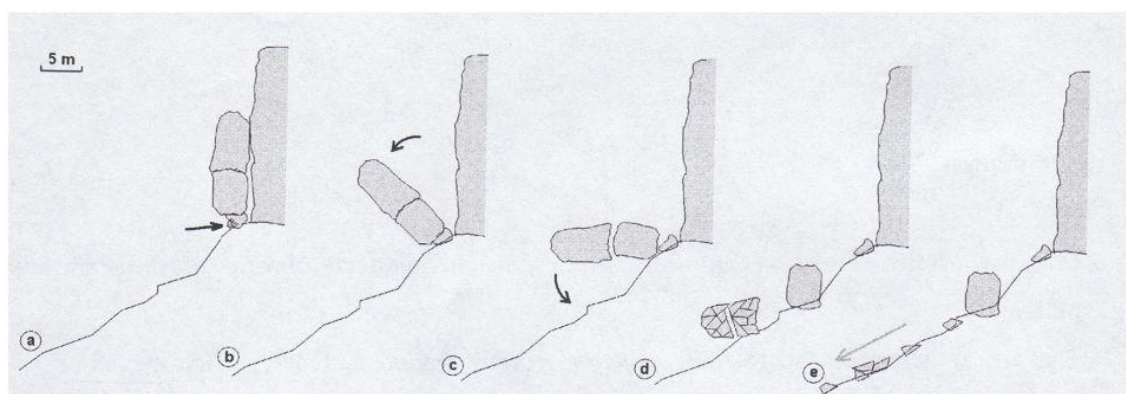
V Českém ráji dochází ke svahovým deformacím typu ploužení, sesouvání a řícení, na základě kterých byly zvoleny modelové lokality (viz předchozí kapitola a Příloha 7) tak, aby zahrnovaly jejich jednotlivé aktuální příklady. Po přehledu literatury věnovanému zájmovému území následuje vlastní práce zabývající se průzkumem na zvolených modelových lokalitách.

5. 1. 1 Skalní věž Pinta

První modelovou lokalitou je zřícená skalní věž Pinta, která se nachází na západním okraji Příhrazské vrchoviny přibližně 300 m JV od skalního hradu Drábské světničky a kolem 150 m JZ od okraje území, kde byl v roce 1926 katastrofický sesuv, který zničil část obce Dneboh (Příloha 8). Ke zřícení věže došlo na přelomu ledna a února 2009. Předcházelo mu kolísání teplot v závěru roku 2008, kdy vysoké amplitudy zapříčinily objemové změny v povrchové zóně masívu oddělené věže. V období vegetačního klidu byl pískovec nasycen vodou z dešťových srážek, neboť dochází jen k nízkému výparu a srážky se infiltrují do propustného prostředí. Vzhledem k nízkým teplotám se po sněžení vytvořila sněhová pokrývka s mocností 20 cm, která začala odtávat až v teplém deštivém období v polovině ledna 2009, kdy nastala obleva. Odtávání sněhu společně s dešťovými srážkami se dá označit jako spouštěcí faktor řícení skalní věže, která měla již předtím narušenou stabilitu (Rybář a Hartvich, 2010).

Obr. 25 ukazuje pravděpodobnou mechaniku zřícení věže Pinta. Věžovitý blok pískovce s výškou kolem 16 m se nejprve vyklonil a poté došlo k silnému porušení jeho základny. Následným pádem se věž rozdělila na tři části. Na úzkou základnu věže s mocností 1,5 m, přičemž došlo ještě k jejímu otočení přibližně o 60°. Střední část tvořená z poměrně celistvého jemnozrnného pískovce se odlomila a zastavila se asi 15 m pod základnou. Tento asi 6 m vysoký blok rotoval o 180°. Téměř dvě třetiny horní části věže byly porušené a při řícení se roztříštily na bloky, které se rozsypaly až na vzdálenost 65 m od odlučné stěny (Rybář a Hartvich, 2010).

Obr. 25: Rekonstrukce pravděpodobné mechaniky řícení věže Pinta

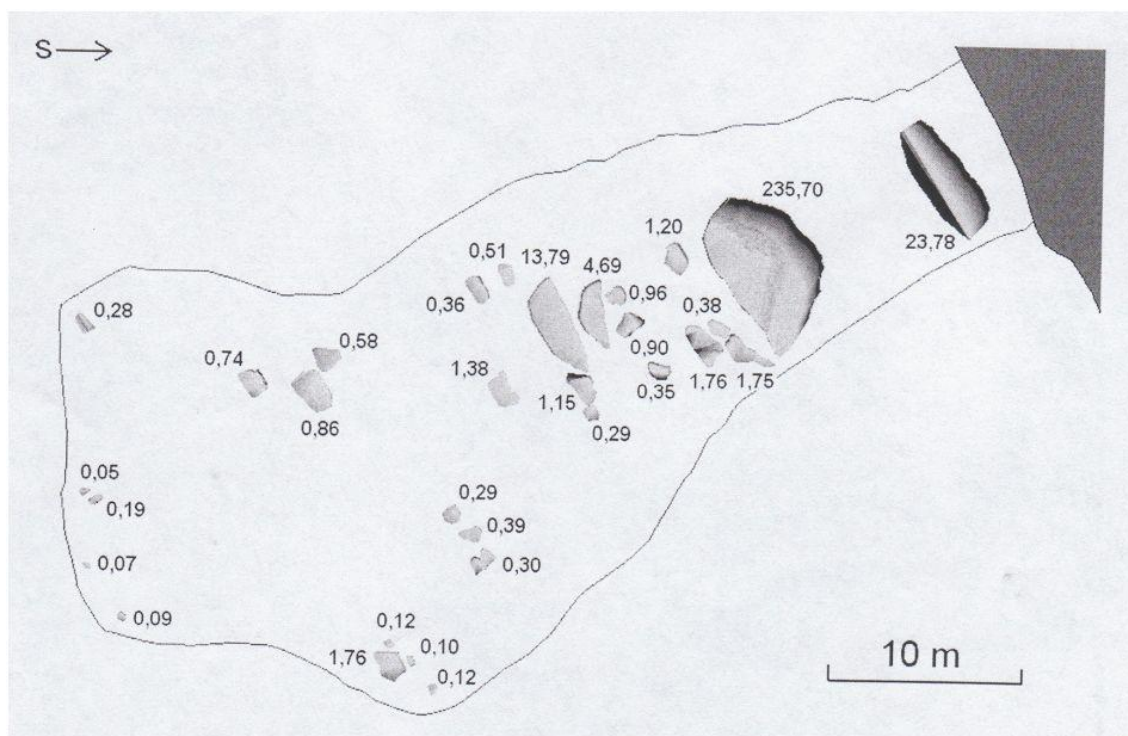


a) rozdrčení paty věže; b) ztráta stability a zřícení se po svahu rotací kolem paty; c) během pádu došlo k jejímu rozlomení; d) spodní část věže zůstala po rotaci o 180° stát cca 15 m pod ukloněným zbytkem paty; e) horní část se po dopadu roztříštila a úlomky se dostaly až 65 m od skalní stěny

ZDROJ: Rybář a Hartvich (2010)

Akumulace skalního řícení (Obr. 26) je ve tvaru rozšiřujícího se proudu, který je dlouhý 65 m a široký 28 m. Téměř všechen materiál je tvořen balvany a bloky, na písek se rozpadlo zanedbatelné procento věže. Celkový objem zřícené skalní věže autoři odhadli na 700 až 800 m³.

Obr. 26: **Plán akumulace zřícené věže Pinta**



Pozn.: Rozložení a objem (v m³) jednotlivých bloků větších než 1 m v nejdelsí ose

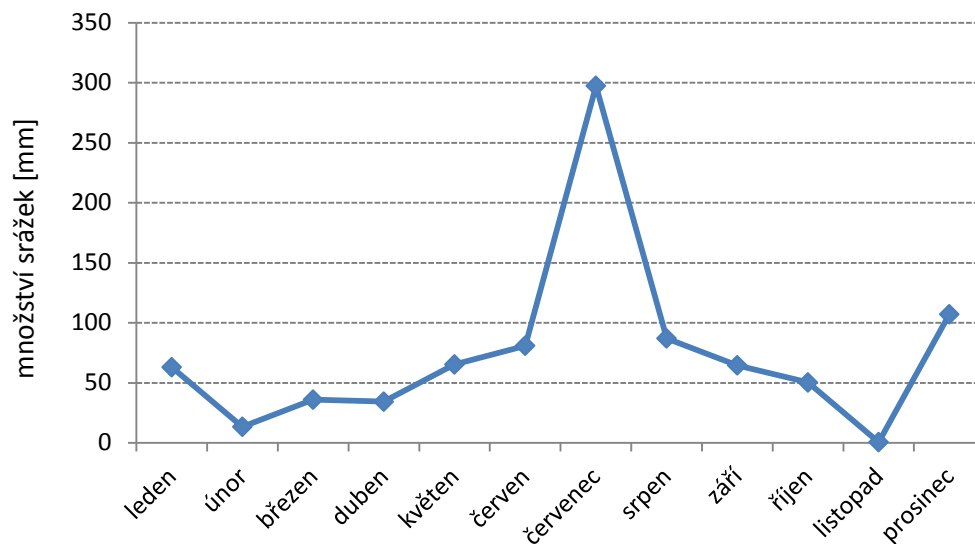
ZDROJ: Rybář a Hartvich (2010)

5. 1. 2 Řícení u hradu Valdštejn

Druhou lokalitou je obdobné řícení nacházející se v blízkosti hradu Valdštejna JV od města Turnov (Příloha 9). Tam se v noci na 15. listopad roku 2011 odlomil skalní blok z pískovcové stěny a při pádu narazil do vedlejšího bloku, kterému silně narušil stabilitu. Údaje o klimatických podmínkách (Obr. 27 a Příloha 11) byly použity ze stanice ČHMÚ Liberec, který leží přibližně 25 km SZ od hradu Valdštejna. Řícení předcházelo celkem deštivé období. Od června do října spadlo 580 mm srážek, což je 65% z celého roku. V listopadu srážky ustaly a průměrné denní teploty klesly z 9° až na 1°C (Obr. 28). Vzhledem k předchozímu deštivému období se propustné prostředí pískovcového masívu nasýtilo a následné nízké teploty způsobily další nevratné deformace na skalních stěnách, které byly zřejmě již předtím narušeny svahovými

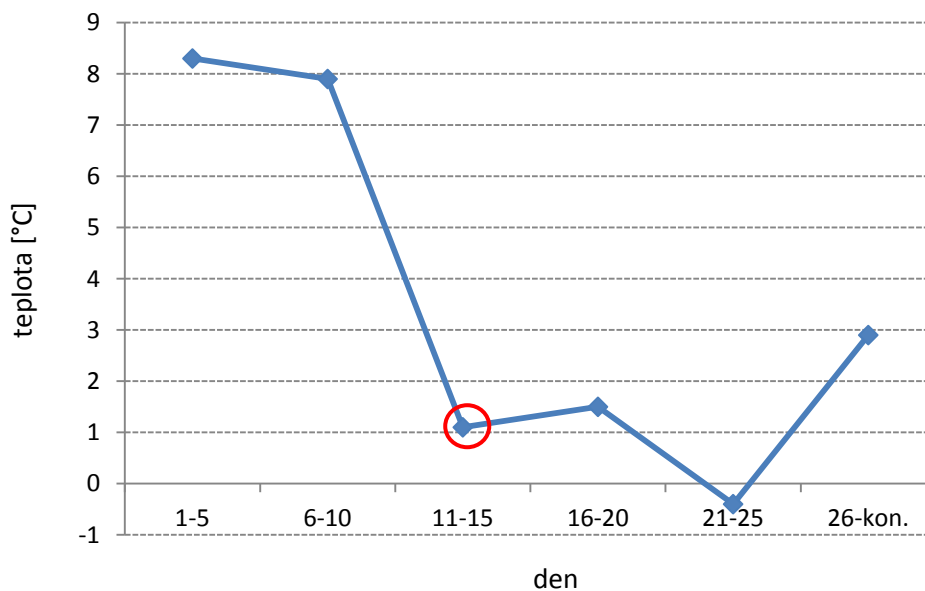
procesy. Spouštěcím faktorem byla tedy pravděpodobně infiltrace pískovce dešťovými srážky s výraznými změnami teplot.

Obr. 27: Srážkový úhrn za rok 2011



ZDROJ: stanice ČHMÚ Liberec

Obr. 28: Vývoj teploty v listopadu 2011



Pozn.: Mezi 11-15 dnem měsíce došlo ke zřícení skalního bloku

ZDROJ: stanice ČHMÚ Liberec

Toto řízení se nachází vedle jediné příjezdové cesty k hradu Valdštejn a jeho úlomky zasahovaly až na ni (Obr. 29). Svahový pohyb se uskutečnil na prostředním bloku tvořícím s ostatními skalní stěnu z kvádrových pískovců. Zřítíl se celý blok o výšce kolem 13 m a roztříštil se na písek a různě velké balvany. Akumulace skalního řízení má tvar rozšiřujícího se proudu o délce 17 m (ne však maximální, neboť akumulace zasahovala až do prostoru cesty, odkud musela být odstraněna) a šířce 15 m.

Obr. 29: Zřícení skalního bloku u hradu Valdštejn



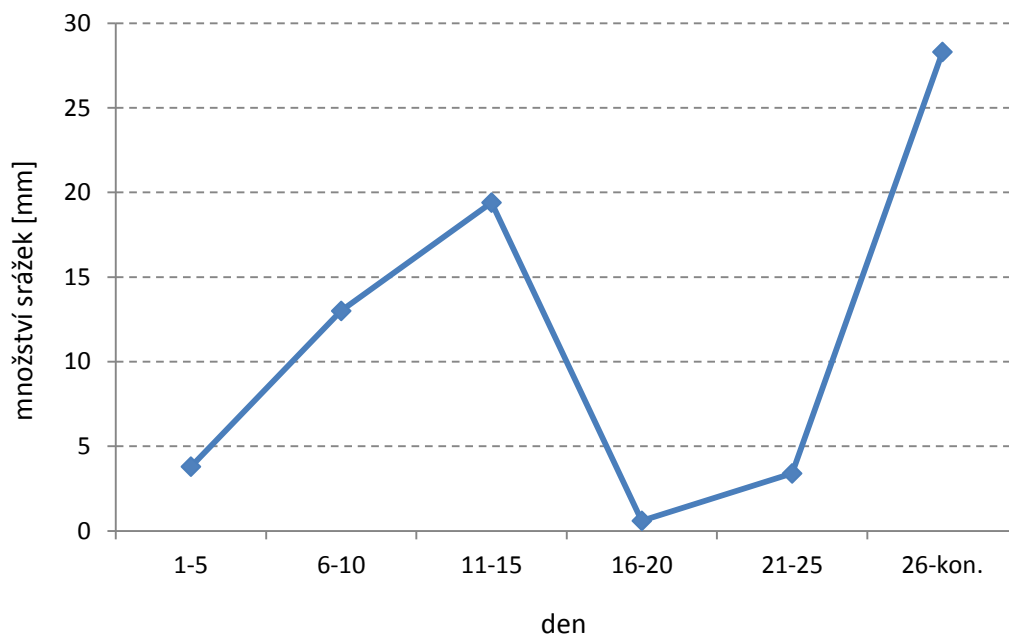
ZDROJ: Jan Mertlík, Správa CHKO Český ráj

Jelikož byl při pádu skalního bloku narušen i vedlejší blok, rozhodli se správci CHKO Český ráj pro jeho monitoring v rámci bezpečnosti, protože se nalézá v turisticky frekventovaném místě. Na žádost pracovníků Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR připevnila firma Strix Chomutov na vyklánějící se blok extenzometrická čidla, která zaznamenávala posun ve vytvořených trhlinách. Dále byly nainstalovány monitorovací kamery. Předpokládalo se samovolné zhroucení narušeného bloku, ke kterému nicméně nedošlo, protože vzhledem k riziku pro turistický provoz byla skalní věž dne 2. 4. 2012 odstraněna.

5. 1. 3 Proudový sesuv v Pleskotech

Třetím příkladem je mělký proudový sesuv nedaleko Sobotky (Příloha 10). V dubnu roku 2006 došlo během silného přívalového deště ke zvodnění půdy a svahovin, odtrhnutí části svahu a jeho sesunutí. Data o klimatických poměrech jsou použita ze stanice ČHMÚ Semčice, které se nacházejí necelých 20 km od místa sesuvu. V této oblasti se vyskytují modální hnědozemě a luvizemě, kde je půdotvorným substrátem spraš a sprašová hlína, obsahují také příměsi jílu. Tento půdní komplex je po zvodnění příhodný ke svahovým pohybům (Rybář, 2004). V půlce a koncem března docházelo k vydatným srážkám (Obr. 30), čímž se půda nasýtila vodou. Následné přívalové deště začátkem dubna aktivovaly již nasycený komplex, který se po dosažení kritického okamžiku odtrhl a vzhledem k umístění na příkrém svahu došlo k jeho sesunutí (Obr. 31).

Obr. 30: Srážkový úhrn za březen 2006



ZDROJ: stanice ČHMÚ Semčice

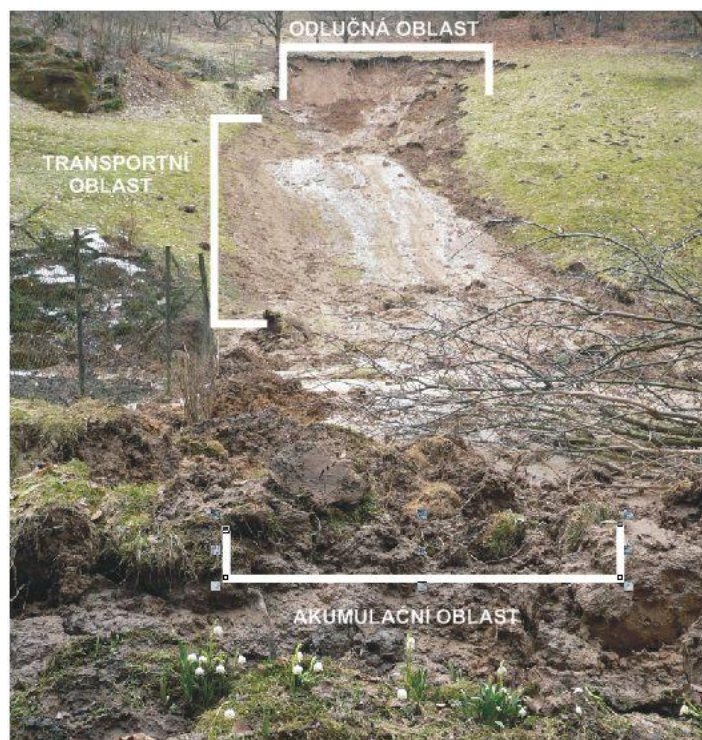
Obr. 31: **Odlučná hrana sesuvu**



ZDROJ: Filip Hartvich

Tento svahový pohyb je typickým příkladem mělkého proudového sesuvu. Na Obr. 32 jsou patrné jeho tři hlavní části a tvar jednolitého proudu, který se v závěru rozšíří kvůli mocné akumulaci. Sesuv má v nejširším místě odtrhu 13 m a dlouhý je 62 m.

Obr. 32: **Proudový sesuv v Pleskotech**



ZDROJ: Filip Hartvich

5. 1. 4 Sesuv u Rakous

Poslední modelovou lokalitou je svah u obce Rakousy, který byl postižen rozsáhlou svahovou deformací. Toto území se nachází na levém svahu údolí Jizery nedaleko obce Rakousy přibližně 2 km od Malé Skály směrem na Turnov a jeho plocha činí 0,24 km² (Příloha 12). Sledovaná oblast s výraznými tvary svahových pochodů (Vítek, 1996) zaujímá spodní část svahu, horní část je tvořena pískovcovou skalní stěnou, na které se nachází vyhlídka Chléviště. Od pleistocénu postupně dochází k odlamování bloků ze skalních výchozů, které se následně rozptýlí po svahu (Obr. 33).

Obr. 33: Chléviště a blokové pole



ZDROJ: vlastní foto

Dalším výrazným prvkem je 8 m skalní stěna nacházející se zhruba v půlce 400 m svahu, kterou lze považovat za dílčí odlučnou plochu gravitačních pohybů. Tato skalní stěna (Obr. 34) je vysoká 6-8 m a svah pod ní je stupňovitý, jelikož se na něm střídají protáhlé deprese s méně výraznými terénními stupni. Obdobný ráz má i nejnižší část svahu tvořená akumulacemi (Obr. 35) (Vítek, 1996).

Obr. 34: Skalní stěna



ZDROJ: vlastní foto

Obr. 35: Akumulace



ZDROJ: vlastní foto

Skalní bloky jsou tvořeny teplickým a jizerským souvrstvím, přičemž teplické je z křemenných forem, má zrnitou strukturu, ale vydrží pohyb po svahu. Kdežto jizerské souvrství má vápnité příměsi, tvoří šupinaté destičky a nesnese dlouhý transport. Přesto je tvrdší než souvrství teplické (Mertlík, 2011). V přílehlé části spodní skalní stěny se nachází puklinová jeskyně, která ještě nebyla detailně prozkoumána, ale je pravděpodobné, že v ní dochází k rozevírání puklin.

5. 2 Předběžný terénní průzkum

Terénní průzkum byl uskutečněn v rámci celého CHKO Český ráj, zvláště pak ve zvolených modelových lokalitách. Sledovaly se změny svahových pohybů a vývoje v území. Došlo k seznámení se s různými formami měření a jejich vyhodnocováním. Modelové lokality byly patřičně zdokumentovány a na některých bylo provedeno měření podélného profilu.

Zřícená věž Pinta se nachází v blízkosti skalního hradu Drábské světničky, avšak mimo značenou turistickou trasu (Příloha 13). Byla známa a využívána horolezci, což dokládají horolezecká oka a skoby na zřícených částech věže. Zřícením a rozptýlením balvanů byl zničen borový porost a polámány stromy (Příloha 14) (Rybář a Hartvich, 2010). Obr. 36 znázorňuje původní umístění věže a následující Obr. 37 a Příloha 16 porovnává situaci v období zřícení věže v roce 2009 a v roce 2012, kdy proběhl tento terénní průzkum. Vzhledem k době, která mezi těmito roky uběhla, lze pozorovat zarůstání plochy, která byla řícením poničena a rozpadání jednotlivých rozptýlených bloků.

Obr. 36: Původní umístění věže



ZDROJ: Filip Hartvich

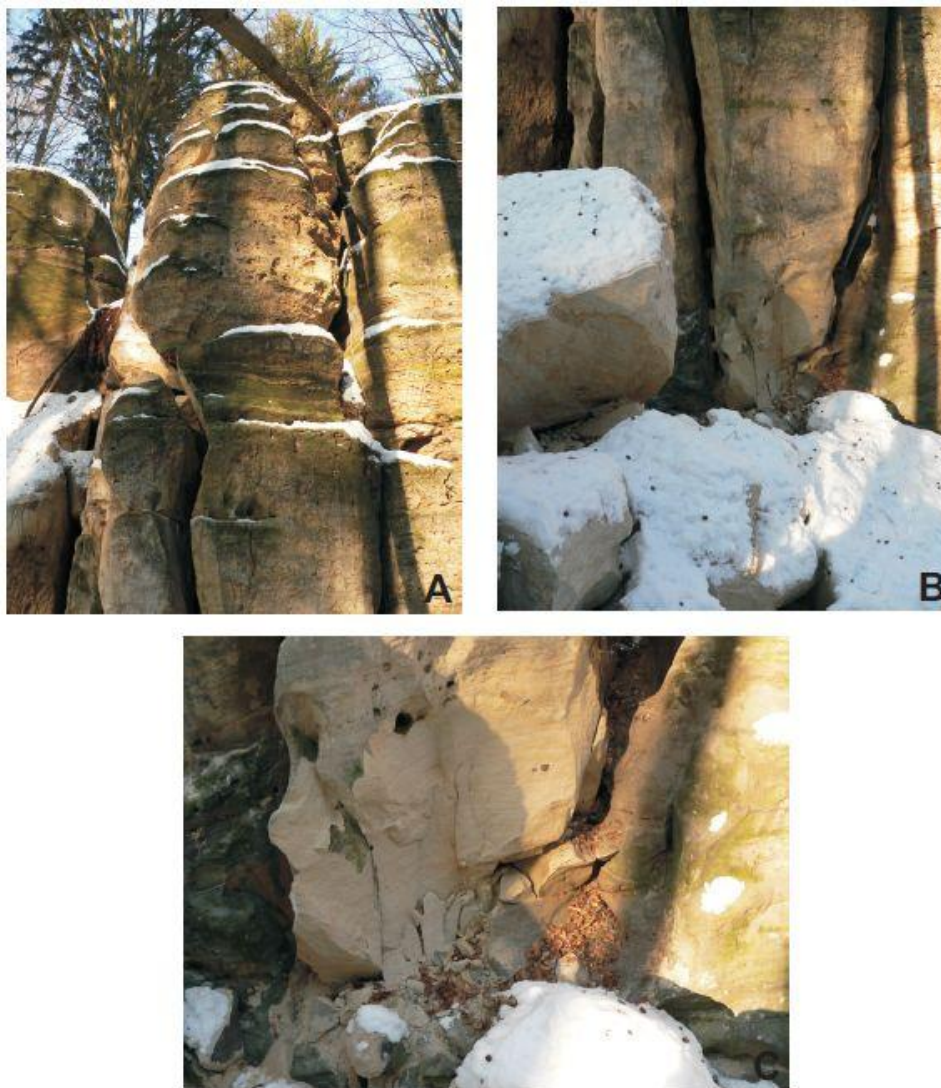
Obr. 37: Porovnání situace za rok 2009 a 2012



ZDROJ: Filip Hartvich (horní fotografie, rok 2009) a vlastní (spodní fotografie, rok 2012)

Zřícený pískovcový blok u Valdštejna zaměstnal mnoho odborníků. Vzhledem k tomuto řízení se potvrdilo, že i okolní skály nejsou ve stavu zcela stabilním a bude potřeba je zajistit, neboť na nich stojí samotný hrad. Samotné řízení nezpůsobilo velké škody, neboť jeho převážná část se zřítily na svah pod masívem a přilehlou lesní cestu. Byly pouze polámany stromy. Hlavním problémem se stala vedlejší část skalního bloku, která byla při řízení porušena (Obr. 38).

Obr. 38: Části narušeného bloku



A-horní část; B-spodní část; C-detail paty

ZDROJ: Filip Hartvich

Pískovcový blok byl rozlámán na dílčí části, které se podél trhlin mírně posunovaly. Pata se při pádu rozdrtila, což mělo další vliv na nestabilitu skalního bloku. Bylo otázkou času, kdy se zbytek skály zřítí. Jelikož nastala turistická sezóna a případné samovolné zřícení by způsobilo výrazné ohrožení, rozhodlo se o řízeném odstranění skály specializovanou firmou Strix Chomutov. Pomocí vaků vložených do prostoru mezi nestabilní věží a masívem, které se následně napustily dusíkem, byla věž odlomena. Obr. 39 znázorňuje konečný tvar akumulace po zřícení i druhé části skalního bloku. Výsledná akumulace skalního řícení zaujímá plochu zhruba 160 m².

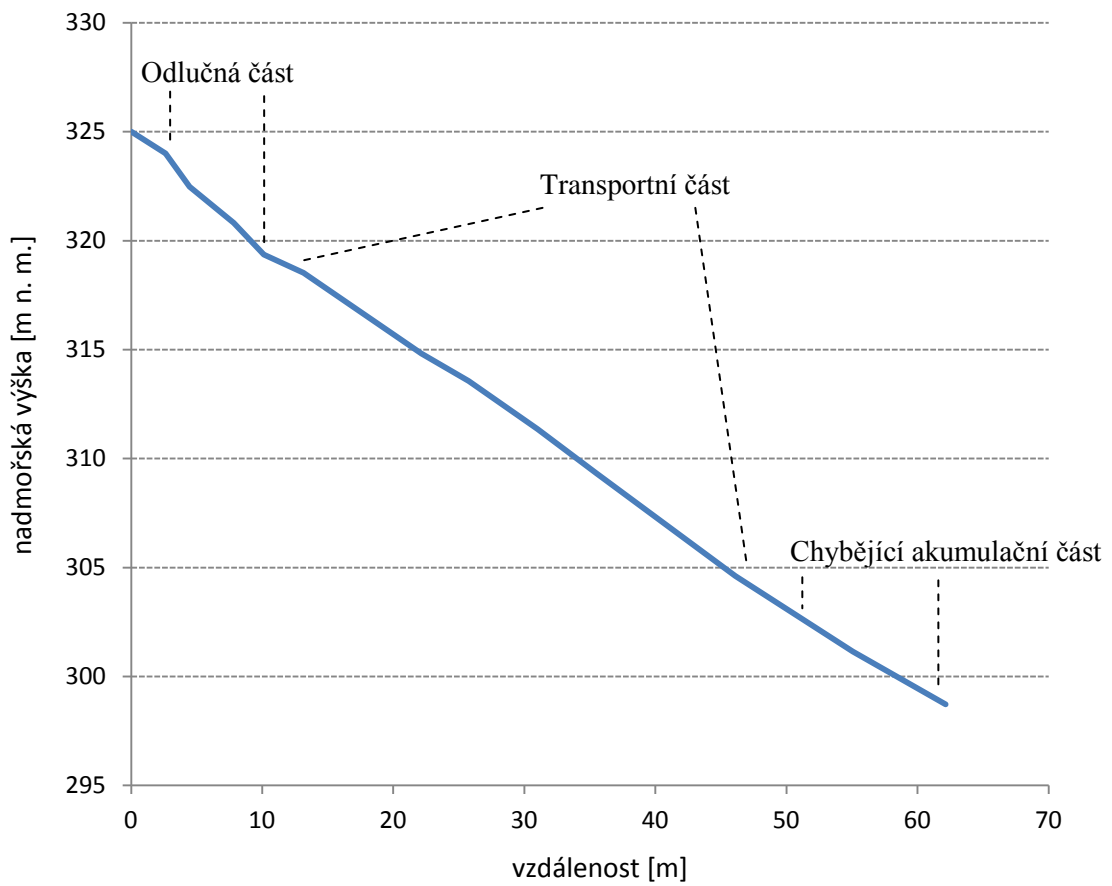
Obr. 39: Konečná akumulace



ZDROJ: Jan Mertlík

Na další lokalitě v Pleskotech bylo provedeno zaměření podélného profilu středem sesuvu (Obr. 40 a 41). Vzhledem ke stáří tohoto sesuvného pohybu, není jeho tvar zcela patrný, ve srovnání s aktuálním stavem roku 2006. Sesuv se nalézá na pozemku posledního stavení v obci Pleskoty. V jeho přímé blízkosti je les, který se vyskytuje na levé straně, vpravo navazuje další pozemek s obydlím a ve spodní části je ohraničen pozemní komunikací. Na svahu je stále patrná odlučná hrana sesuvu. Akumulační oblast, která byla zřejmě zlikvidována, je společně s transportní částí zarostlá travním porostem. Obr. 42 ukazuje změnu jeho stavu mezi obdobím vzniku a současností. Povrch svahu se od jeho vzniku zarovnává a terénní hrany se stávají méně výraznými.

Obr. 40: **Podélný profil sesuvem v Pleskotech** (převýšeno 2x)



ZDROJ: vlastní měření

Obr. 41: **Místo měření podélného profilu**



ZDROJ: vlastní foto a geoportal.gov.cz

Obr. 42: Porovnání změny stavu sesuvu v roce 2006 a 2012



ZDROJ: Filip Hartvich (horní fotografie, 2006) a vlastní foto (spodní fotografie, 2012)

V poslední lokalitě proběhl terénním průzkum v zimě 2010 a rovněž na jaře 2012. Horní partii svahu tvoří skalní stěny a následné blokové pole, které vytváří odpadávající části skalních bloků. Svahové deformace a tektonické pohyby vytvořily rozsedlinovou jeskyni, kterou koncem roku 2010 objevil Ing. Mertlík ze Správy CHKO Český ráj. Nachází se ve střední části svahu nad vrcholem další skalní stěny. Její vstup je úzký (Obr. 43), ale uvnitř se prostor jeskyně postupně rozšiřuje. Strop je velmi nízko a zvedá se až v puklině mezi bloky (Obr. 44). Vnitřek jeskyně místy pokrývá nickamínek nebo sintrové náteky, neboť dochází k rozpouštění vápencových příměsí pískovce (Obr. 45). V jejím prostoru našli útočiště vrápenci malí (*Rhinolophus*

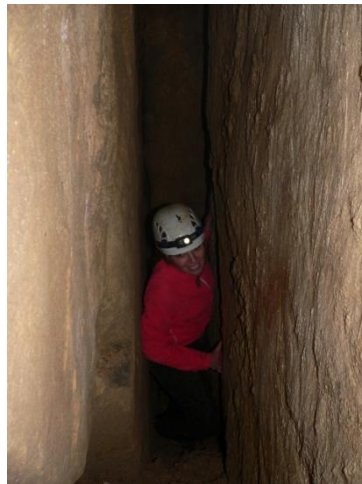
hipposideros) (Příloha 16). Uvnitř jeskyně se nachází pukliny a mnohočetné poruchy, na kterých by se dal měřit případný pohyb.

Obr. 43: Vstup do jeskyně



ZDROJ: Filip Hartvich

Obr. 44: Puklina mezi bloky



ZDROJ: Filip Hartvich

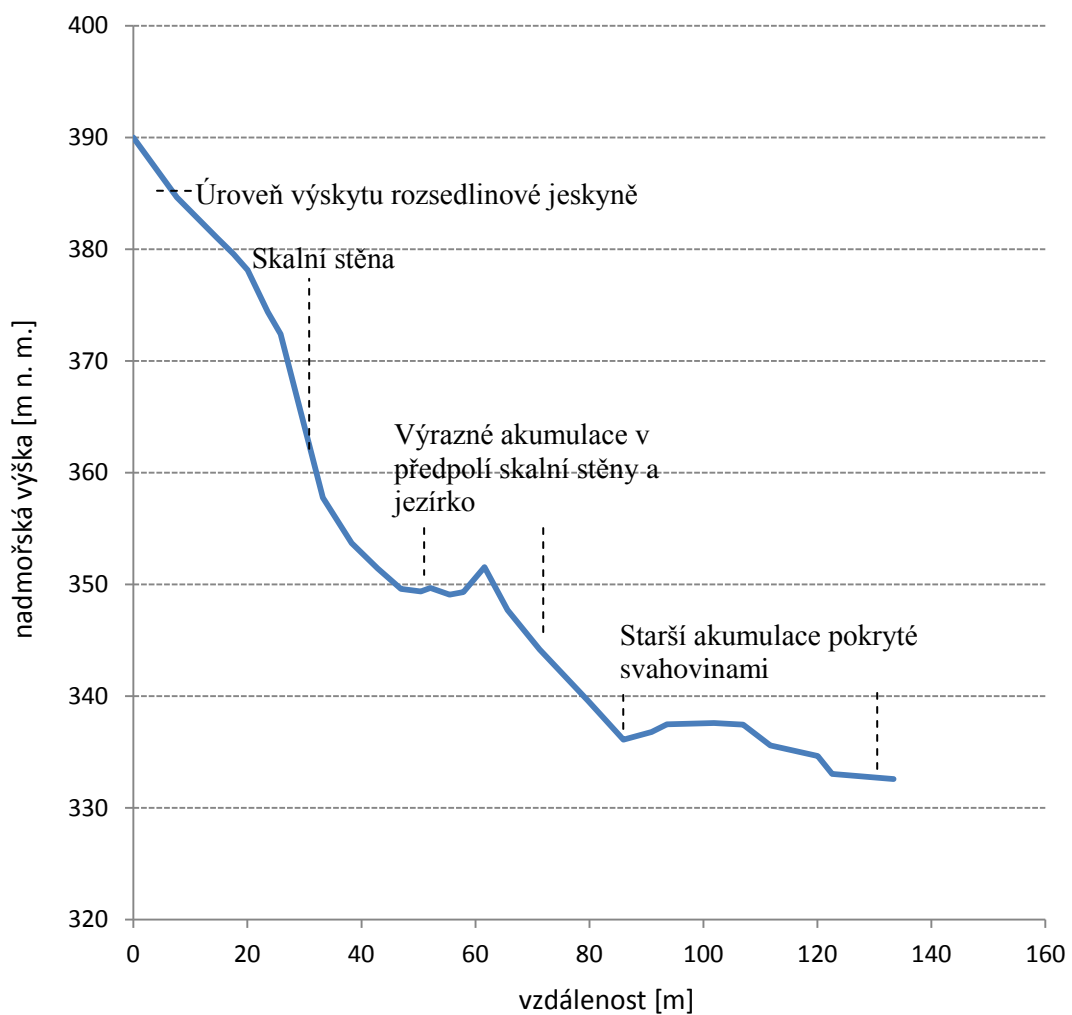
Obr. 45: Sintrová výzdoba jeskyně



ZDROJ: Filip Hartvich

Svah pokračuje skalní stěnou, pod kterou se ve spodní části tvoří výrazné akumulace, které zahradily sedimentační depresi, zčásti vyplněnou malým jezírkem. Tato lokalita bude vhodná pro odběr sedimentárního materiálu, který umožní datování sesuvné události. Dále po svahu následují zřejmě akumulace reaktivovaného sesuvu, tvořené převážně uvolněnými svahovinami. Celé území je pokryto lesním porostem. Na sesuvu byl měřen podélný profil (Obr. 46 a Příloha 17), na kterém jsou patrné zmiňované prvky reliéfu.

Obr. 46: **Podélný profil sesuvem u Rakous (Převýšeno 2x)**



ZDROJ: vlastní měření

6. DISKUZE

Autoři Fencel (1966), Záruba a kol. (1966), Vitek (1996), Rybář (2004) a další, kteří se zabývali svahovými pohyby v české křídové pánvi, provedli jejich klasifikaci. Jejich pozornost byla věnována především svahovým deformacím velkého rozsahu, ale mnou studovaná území měla spíše lokální význam.

Na vzniku svahových pohybů v zájmovém území se podle autorů Záruby a kol. (1966); Stemberka a Zvelebila (1999); Rybáře, Stemberka a Hartvicha (2006); Forczek (2008) významně podílí stavba geologického podloží. Obecně je tvořeno dvěma úrovněmi horninových komplexů, s rozdílnými pevnostními a deformačními charakteristikami. V podloží se nalézají plastické horniny (obvykle jílovce a slínovce), do kterých se zabořují rigidní propustné a proti zvětrávání relativně odolné horniny z nadloží, většinou pískovce různých typů. Jejich posunem na okrajích svahů se vytváří rozsedlinová a bloková pole, místy i skalní města. Skalní stěny jsou postiženy řícením a ve střední a dolní části svahů dochází k rozsáhlým sesuvům (Fencel, 1966 a Rybář, Stemberk a Hartvich, 2006).

S tímto geologickým podložím se setkáváme téměř ve všech modelových lokalitách. Zřícená skalní věž Pinta i skalní věž u Valdštejna jsou typickými příklady skalních stěn, na kterých dochází k řícení. Oproti těmto malým lokalitám se na svahu u Rakous podílejí i další typy svahových pohybů. V horní části svahu u vyhlídky Chléviště dochází ke skalnímu řícení, ve střední části svahu se tak hromadí spadlé bloky a vytváří se rozsedlinová bloková pole. Dolní část je poté tvořena sesuvy a jejich akumulacemi. Gravitační rozpad skalních stěn začal podle Rybáře, Stemberka a Hartvicha (2006) v pleistocénu, kdy se erozní báze Jizery přiblížila k povrchu jílovců v podloží kvádrových pískovců. Předpokládá se, že největší intenzita porušování svahů blokovými pohyby nastala v periglaciálních podmínkách pleistocénu. Pašek a Košťák (1977) podle svých výzkumů blokových pohybů na našem území i ve světě konstatují, že jde o pohyby velmi pomalé, ale v přirozených podmínkách dosud trávající. Na základě těchto informací je stále pravděpodobnost pohybu na již podle Záruby (1952) uklidněném sesuvu u Rakous. Na svazích není podle stavu lesních porostů, které jsou narušeny pouze lokální těžbou, patrný pohyb zhruba 100 let. Kmeny stromů jsou vzpřímené a akumulace sesuvů jsou pokryté svahovinami a dalším lesním porostem. Avšak Vitek (1996) se zmiňuje o aktivním svahovém pohybu typu řícení a na vedlejším svahu jako příklad současného sesouvání uvádí trhliny v některých stavbách. Ke

skalnímu řízení může docházet vlivem eroze a odpadání částí bloků, ale trhliny ve stavbách potvrdit nemohu. K vyřešení tohoto rozporu bude do puklinové jeskyně ve svahu umístěn dilatometrický monitoring, podle kterého se současný pohyb potvrdí nebo vyvrátí (Příloha 18).

Dalším důležitým spouštěcím faktorem svahových pohybů jsou klimatické poměry, přesněji anomální výkyvy teplot a srážek (Rybář, 2004; Rybář a Hartvich, 2010). V modelových lokalitách došlo ke svahovým pohybům začátkem nebo koncem zimy, kdy teplota v noci klesá pod bod mrazu, ale ve dne naopak vystupuje do kladných hodnot. Srážky ve formě sněhové i dešťové infiltrují vlivem kladných teplot horninového prostředí. Jak následný přechod teplot do záporných hodnot, tak výrazné nasycení propustného prostředí pískovců může vyvolat nevratné změny ve skalním masívu. To je v souladu s tvrzením Rybáře a Hartvicha (2010), že srážky a účinky mrazu mají nepříznivý vliv na stabilitu skalních stěn a svahů. Zapříčinily tak zřícení skalní věže Pinta i skalního bloku u Valdštejna. Dojde-li při intenzivních srážkách k nasycení půdního pokryvu svahovinového pláště, zvýší se jeho hmotnost a působením gravitace se část svahu s větším sklonem odtrhne a následně sesune. Přívalové srážky byly jednou z příčin katastrofického sesuvu u Dnebohu, jak popsal Záruba a kol. (1966) a rovněž způsobily vznik proudového sesuvu v Pleskotech.

Tvrzení autorů Ondrášika, Vlčka a Fendekové (2011), že většina sesuvů a proudů je spojena s místy výstupu podzemních vod ve mně vyvolává nejednoznačný názor. Přikláním se spíše k úsudku Kyrianové (2003), který souhlasí s tím, že některé z pramenů vyvěrají na sesuvech, ale výskyt pramenu ještě nemusí znamenat aktivní sesuv.

Co se týče modelové lokality Valdštejna, Ing. Mertlík ze Správy CHKO Český ráj ústním sdělením tuto oblast charakterizoval jako nestabilní. Nejenom bloky stojící podél cesty ohrožují tuto turistickou lokalitu, ale nebezpečný je i masív, na kterém stojí samotný hrad, jak ukazuje monitoring provozovaný Ing. Schröflem ze Stavební fakulty ČVUT. Vzhledem k závažnosti situace by bylo vhodné tento monitoring rozšířit a zajistit celý masív pod hradem proti případným pohybům.

Vliv na utváření reliéfu české křídové pánve měla podle Balatky a Sládka (1984) a Adamoviče, Mikuláše a Cílka (2010) alpské orogeneze, při které došlo ke střetnutí desek alpsko-karpatské oblasti a zapříčinilo tak stlačení zemské kůry. Nejprve byla tlakem zvrátněna výplň pánve, která byla následně porušena zlomy. Vlivem těchto pohybů se česká křídová pánev rozpadla na několik ker. Na plošiny a hřbety

kvádrových pískovců tak působí vnější činitelé, které vytváří z bloků malá či velká skalní města v různé fázi vývoje (Střída a Nováková, 2002). Největší význam pro Český ráj má zlom lužický. Z výsledků prací Coubala, Adamoviče a Pazdírka (1996) a Coubala a kol. (1999) vyplývá, že jde o lineární tektonickou strukturu zahrnující další paralelní i příčné zlomy, zóny zvýšeného sklonu vrstev, vyvlečené kry, ohlázové plochy, drcená pásma a pukliny.

Další příčinou svahových procesů je zpětná a boční eroze Jizery, která v pleistocénu zapříčinila rozrušení pískovcové desky. Důvodem různého stupně porušení desky je podle Mikuláše Cílka a Adamoviče (2006) poloha vůči Jizeře a jejích přítoků, litologie a tektonického porušení. Nejprve eroze zvýraznila tektonicky podmíněnou kvádrovou odlučnost pískovců a poté zasáhla plastické jílovce v jejich podloží. Podle autorů následoval častý jev gravitačního odsedání bloků, skalní řícení a sesuvy. Tento jev vyskytující se na levém svahu Jizery na modelové lokalitě Rakousy potvrzuje např. Vítek (1996). Další faktory podílející se na vzniku svahových deformací, byly zaznamenány do Tab. 6.

7. ZÁVĚR

Cílem bakalářské práce bylo shromáždit veškeré poznatky spojené s podmínkami vzniku, výskytem a charakterem svahových pohybů na území CHKO Český ráj. Následně byla provedena typologická klasifikace svahových pohybů a vybráno několik modelových lokalit, na kterých byl uskutečněn předběžný terénní průzkum.

Pro výběr modelových území, byly zvoleny lokality z různých částí CHKO Český ráj, neboť většina již vzniklých výzkumů byla doposud soustředěna především do oblasti Příhrazské tabule.

Analýza klimatických záznamů z okolních meteorologických stanic monitorovací sítě ČHMÚ ukázala, že na zřícení skalní věže Pinta i skalního bloku u Valdštejna měly nepochybně zásadní vliv předcházející vydatné srážkové úhrny regionálního charakteru a rovněž výrazné kolísání teplot, zejména okolo bodu mrznutí vody. Oproti tomu při vzniku známého sesuvu u Dnebohu nebo v modelové lokalitě v Pleskotech, kde vznikl mělký proudový sesuv, sehrály hlavní roli spíše prudké přívalové srážky konvektivního původu a průběh teplot se v tomto případě jako rizikový faktor neprojevil.

V rámci předběžného terénního průzkumu byly zdokumentovány lokality, na kterých došlo ke svahovým deformacím. Z tohoto průzkumu je oproti původnímu, v literatuře zdokumentovanému stavu, patrné postupné zarovnávání a degenerace tvarů. Rozpadání zřícených bloků, zarůstání území porostem a pozvolný zánik výrazných terénních hran. Pouze průzkum u Valdštejna měl odlišný charakter, neboť ke zřícení skalní věže došlo poměrně nedávno a navíc zde byly opakovaně prováděny technické a sanační zásahy.

Skalní řícení v zájmové oblasti nejsou obvykle velkého rozsahu, jedná se spíše o jednotlivé bloky nebo skalní věže. Rozsah řícení na Valdštejně byl vypočten na 160 m^3 , u zřícené skalní věže Pinta se jednalo přibližně o $700 - 800 \text{ m}^3$. Jelikož byl masív, na kterém stojí samotný hrad, označen za nestabilní, byla v rámci této lokality určena místa pro další monitoring.

Zaměřením podélného profilu sesuvu u Rakous byla prokázána výrazná členitost svahu, ve kterém může stále docházet k pohybu. Zjištění těchto pohybů bude úkolem monitoringu, neboť v současnosti se za aktivní nepovažuje. Podélný profil sesuvu v Pleskotech potvrzuje svůj typický tvar proudového sesuvu s patrnou odlučnou a

transportní oblastí. U akumulční části je zřejmý úbytek pravděpodobně odklizením následků, neboť se sesuv nachází na pozemku využívaným jako zahrada.

Vzhledem k velkému rozsahu práce bude zaměření příčných profilů společně s rozšířením podélných profilů součástí navazující diplomové práci. Na modelových lokalitách, pro pokračování v rámci diplomové práce, byla vytipována místa pro umístění dilatometrického monitoringu (Příloha 18, 19), který může pomoci při interpretaci dynamiky vybraných lokalit, případně pro stanovení rizika dalších pohybů. Při terénním průzkumu byla zaměřena místa pomocí GPS bodů, které budou využity pro pozdější výzkum společně s daty z monitoringu. Vzhledem k rozsáhlému území CHKO bude konečné geomorfologické mapování součástí až navazující práce.

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

Atlas podnebí České republiky (2007): Český hydrometeorologický ústav Praha a Universita Palackého Olomouc, 256 s.

ADAMOVIČ, J., MIKULÁŠ, R., CÍLEK, V. (2010): Atlas pískovcových skalních měst České a Slovenské republiky. Academia, Praha, 2010, 459 s.

BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1962): Říční terasy v Českých zemích. Ústřední ústav geologický, Nakladatelství československé akademie věd, Praha, 1962, s. 257-273.

BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1965): Pleistocenní vývoj údolí Jizery a Orlice. Rozpravy ČSAV, řada 75, sv. 11, Praha, 84 s.

BALATKA, B., SLÁDEK, J. (1984): Typizace reliéfu kvádrových pískovců české křídové pánve. Rozpravy československé akademie věd, roč. 94, sešit 6, Academia, Praha, 1984, 79 s.

BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha, 2006, 79 s.

COUBAL, M., ADAMOVIČ, J., PAZDÍREK, O. (1996): Lužický zlom a severní okraj České křídové pánve. *In Sedimentární geologie v České republice*. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Praha, 1996, s. 5-6.

COUBAL, M., ČECH, S., MÁLEK, J., PROUZA, V. (1999): Lužický zlom. Závěrečná zpráva grantového projektu. Český geologický ústav, Praha, 1999.

CULEK, M. a kol. (1996): Biogeografické členění České republiky. Enigma, Praha, 1996, s. 151-153.

ČECH, S., KLEIN, V., KRÍŽ, J., VALEČKA, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. Věstník Ústředního ústavu geologického, 55, Praha, 1980, s. 277-296.

DATEL, J. (2006): Podzemní vody Příhrázské vrchoviny a jejich ochrana. *In Pískovcový fenomén Českého ráje*. ZO ČSOP Křižánky ve spolupráci se Správou CHKO Český ráj, Turnov, 2006, s. 73-77.

FENCL, J. (1966): Typy sesuvů v české křídové pánvi. Sborník geologických věd, řada HIG, sv. 5, Praha, s. 22-36.

FORCZEK, I. (2008): Destruction of marginal parts of sandstone plateaus in the protected landscape area bohemian paradise. *Acta Geodynamica Geomaterial*, Vol. 5 (151), Praha, 2008, s. 267-274.

FRIEDL, K. a kol. (1991): Chráněná území v České republice. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Informatorium, Praha, 1991, s. 44-45.

GRÓF, V. (2007): Přístroje na geotechnický monitoring při výstavbě v hustej zástavbě. *In Stavebné materiály*, 1-2, Bratislava, s. 50-52.

HARTVICH, F., STEMBERK, J. (2009/2010): Měření účinku slapových sil na horninové prostředí. *In Geografické rozhledy*, roč. 19, díl 2., Kartografie Praha, s. 8-9.

HAVLÍČEK, P., ŠTOR, T. (2009): Český ráj: Paleogeografický vývoj říčních toků v kenozoiku. *Předběžné výsledky*. Sborník Muzea Českého ráje, Turnov, s. 53-55.

HYNIE, O. (1961): Hydrologie ČSSR I – Prosté vody. Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 1961, 564 s.

CHLUPÁČ, I., BRZOBOHATÝ, R., KOVANDA, J., STRÁNÍK, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Akademie věd České republiky, Academia, Praha, 2002, 436 s.

JOHNSEN, G., KOŠŤÁK, B. (1980): Účinky srážek na aktivní svahovou deformaci (Měření v oblasti Kraja v severním Durynsku). Čas. Min. Geol., 25, 12, Praha, s 151-164.

KOPECKÝ, M. (2002): Influence of climatic and hydrogeologic conditions on the origin of landslides in Slovakia. Proc. 1st European Conference on Landslides, Prague, s. 367-380.

KOPECKÝ, M. (2004): Možnosti prognózovania vzniku zosuvov v SR na základe analýzy klimatických a hydrogeologických pomerov. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada hornicko-geologická. Vol. I., No. 2, s. 63-72.

KYRIANOVÁ, I. (2003): Analýza geodynamických jevů severovýchodní části Příhrazské plošiny u Mnichova Hradiště. Diplomová práce, Přírodovědecká fakulta UK v Praze.

MACKOVČIN, P., SEDLÁČEK, M., KUNCOVÁ, J. (2002): Liberecko: Chráněná území ČR, svazek III. Agentura ochrany a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 2002, s. 195-230.

MALKOVSKÝ, M., BENEŠOVÁ, Z., ČADEK, J., HOLUB, V., CHALOUPSKÝ, J., JETEL, J., MÜLLER, V., MAŠÍN, J., TÁSLER, R. (1974): Geologie české křídové pánve a jejího podloží. Ústřední ústav geologický, Acamenia, Praha, 1974, 264 s.

MARGIELEWSKI, W. (2002): Late glaciál and Holocene climatic ganges registered in landslides. Rybář, Stemberk and Wagner (eds): Proceedings of the First European Conference on Landslides June 24-26, Prague, Czech Republic, Swets and Zellinger, Lisse, s. 399-404.

MERTLÍK, J., ADAMOVIČ, J., NEŠPOROVÁ, M. (2002): Český ráj. In *Železivce české křídové pánve*. Česká speleologická společnost, Zlatý kůň, Praha, 2002, s. 105.

MIKULÁŠ, R., CÍLEK, V., ADAMOVIČ, J. (2006): Geologicko-geomorfologický popis skalních měst Českého ráje. In *Pískovcový fenomén Českého ráje*. ZO ČSOP Křižánky ve spolupráci se Správou CHKO Český ráj, Turnov, 2006, s. 245-249.

NEMČOK, A. (1982): Zosuvy v Slovenských Karpatoch. VEDA Bratislava.

NEMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J. (1972): Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mechanics*, 4, 71, Springer-Verlag, 1972

NEMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J. (1974): Dělení svahových pohybů. Sborník geologických věd, Ř. HIG, 1., Praha, 1974, s. 77-93.

ONDRÁŠIK, R., RYBÁŘ, J. (1991): Dynamická inžinierska geológia. SPN Bratislava, 267 s.

ONDRÁŠIK, R., VLČKO, J., FENDEKOVÁ, M. (2011): Geologické hazardy a ich prevencia. Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, Banská Bystrica, 2011, s. 62-117.

PAŠEK, J., KOŠŤÁK, B. (1977): Svahové pohyby blokového typu. Rozpravy ČSAV, sv. 3, Academia Praha, s. 1-58.

PETRO, L', FRANKOVSKÁ, J., MATYAS, M., WAGNER, P. (Eds.) (2008): Inžinierskogeologický a geotechnický slovník. ŠGÚDŠ, Bratislava, 465 s.

QUITT, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. *Studia Geographica* 16, Academia, Brno, 2971, 73 s.

ROZSYPAL, A. (2001): Kontrolní sledování a rizika v geotechnice. *Geoexperts*, 198 s.

RŮŽIČKOVÁ, E., HAVLÍČEK, P. (1981): Fluviální sedimenty soutokové oblasti Labe a Jizery. Výzk. práce Ústředního Ústavu geologického, č. 27, Praha, 40 s.

RYBÁŘ, J. (2004): Sesuvy a jiné nebezpečné svahové pohyby na území České republiky. Československý časopis pro fyziku, č. 54, Praha, s. 254-257.

RYBÁŘ, J., STEMBERK, J., HARTVICH, F. (2006): Slope failures around the rock castle Drábské Světničky, Czech Republic. Acta Geodynamica et Geomaterialia, No. 4 (144), s. 51-65.

RYBÁŘ, J., HARTVICH F. (2010): Zřícení skalní věže Pinta na západním okraji Příhrazské vrchoviny. Pískovcový fenomén (in print)

SKEMPTON, A. W., HUTCHINSON, J. N. (1969): Stability of natural slopes and embankment foundations. State of the Art Rep., 7th ICASMFE, Mexico, 1969, s 291-340.

SKOČEK, V., VALEČKA, J. (1983): Paleogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol., 44, Amsterdam, 1983, s. 71-92.

STEMBERK, J., ZVELEBIL, J. (1999): Změny aktivity svahových pohybů severozápadního okraje Příhrazské plošiny. Geotechnika, 2, Praha, s. 15-20.

STRÍDA, M., NOVÁKOVÁ, M. (2002): Průvodce po České republice – Český ráj. Olympia, Praha, 2002, s. 5-32.

VARNES, D. J. (1958): Landslide Types and Processes. Eckel, E. B. (ed): Landslides and Engineering Practice. Highway Research Board, Spec. Rep. 29, Washington, 1958, s. 20-47.

VARNES, D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes. Special report 176: Landslides: Anlysis and Control (R. L. Schuster and R. J. Krizek, eds.), TRB, national Research Council, Washington, D.C., 1978, s. 12-33.

VÍTEK, J. (1996): Svahové deformace v údolí Jizery u Rakous. Uhlí-Rudy-Geologický průzkum, pub. č. 2, Hradec Králové, s. 62-64.

WP/WLI (1994): International Geotechnical Societies UNESCO Working Party on World Landslide Inventory. Working Group on Landslide Causes – Popescu, M. E., Chairman. A suggested method for reporting landslide causes, Bulletin IAEG, 50, s. 71-74.

ZAHÁLKA, B. (1946): Terasy Vltavy a Labe mezi Veltrusy a Roudnicí nad Labem. Sborník Státního geologického Ústavu, č. 13, Praha, s. 377-462.

ZÁRUBA, Q. (1952): Periglaciální zjevy na Turnovsku. Sbor. Ústřed. úst. geol., odd. geol., 19., Praha, s. 157-168.

ZÁRUBA, Q., FENCL, J., ŠIMEK, J., EISENSTEIN, Z. (1966): Rozbor sesuvu u Dnebohu. Sborník geologických věd, řada HIG, sv. 5, Praha, s.141-155.

ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1969): Sesuvy a zabezpečování svahů. Československá akademie věd, Academia, Praha, 1969, 221 s.

ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1974): Inženýrská geologie. Academia, Praha, 1. vydání 1954, 3. přepracované vydání 1974.

OSTATNÍ ZDROJE

CÍLEK, V. (2011): Magické hory. Kozákov 2/13, Česká televize [online]. [cit. 2011-8-20]. Dostupné na <http://www.ceskatelevize.cz/porady/10214728374-magicke-hory/209572230130009-kozakov/>.

Česká geologická služba [online]. Sesuvná území. [cit. 2011-8-13]. Dostupné na <http://www.geology.cz>.

Digitální databáze ArcČR 3.0 [datové soubory, DVD]. Praha: ARCDATA PRAHA, s.r.o., 2007.

Geopark Český ráj [online]. Mapa Českého ráje. [cit. 2010-12-28]. Dostupné na <http://www.geoparkceskyraj.cz>.

HIGHLAND, L. (2004): Landslide types and processes. USGS. [online]. [cit. 2012-4-20]. Dostupné na <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/FS2004-3072.pdf>.

MERTLÍK, J. (2011): Ústní sdělení.

Národní geoportál [online]. Národní geoportál INSPIRE [cit. 2012-3-28]. Dostupné na <http://www.geoportal.gov.cz>.

Oficiální stránky turistického regionu Český ráj [online]. CHKO Český ráj - základní údaje. [cit. 2010-12-28]. Dostupné na <http://www.cesky-raj.info/cs/priroda-a-krajina/chko-cesky-raj.html>.

Plán péče o CHKO Český ráj. [online]. [cit. 2011-6-6]. Dostupné na http://www.chkocr.cz/doc/planpece_cr.pdf.

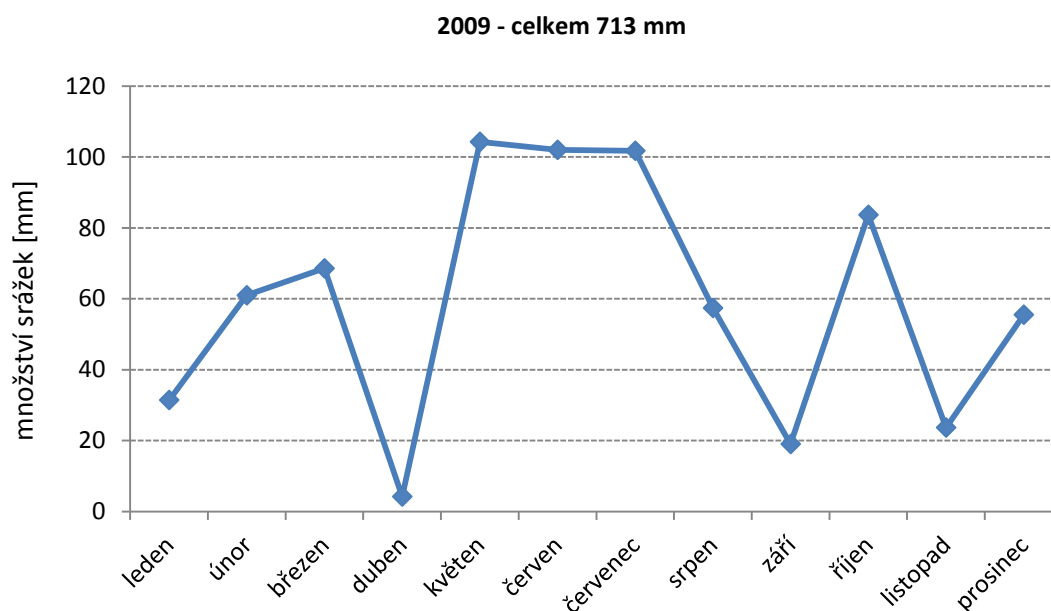
PŘÍLOHY

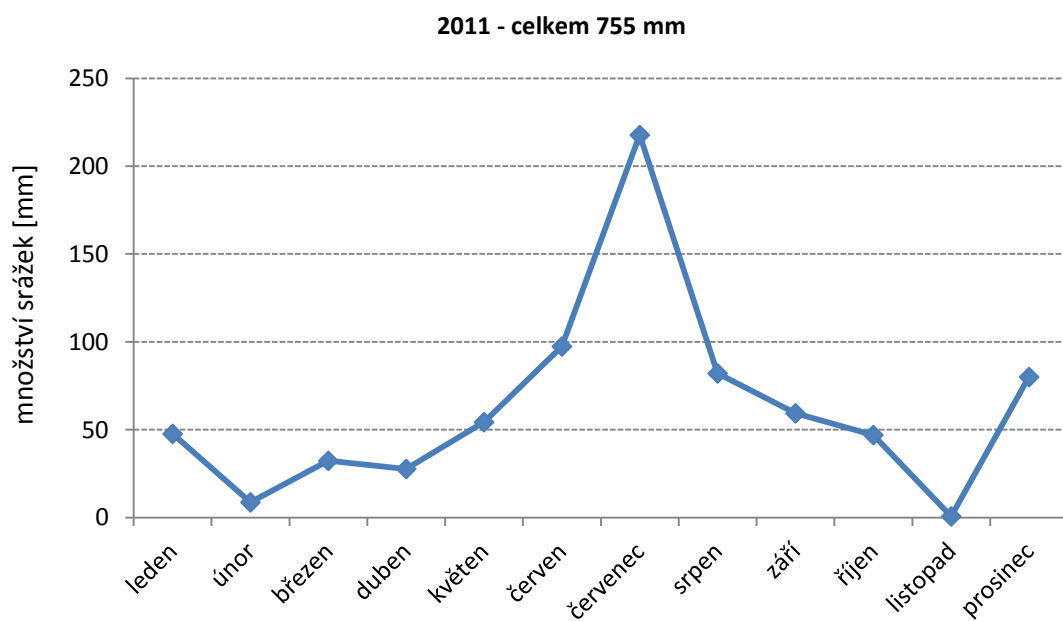
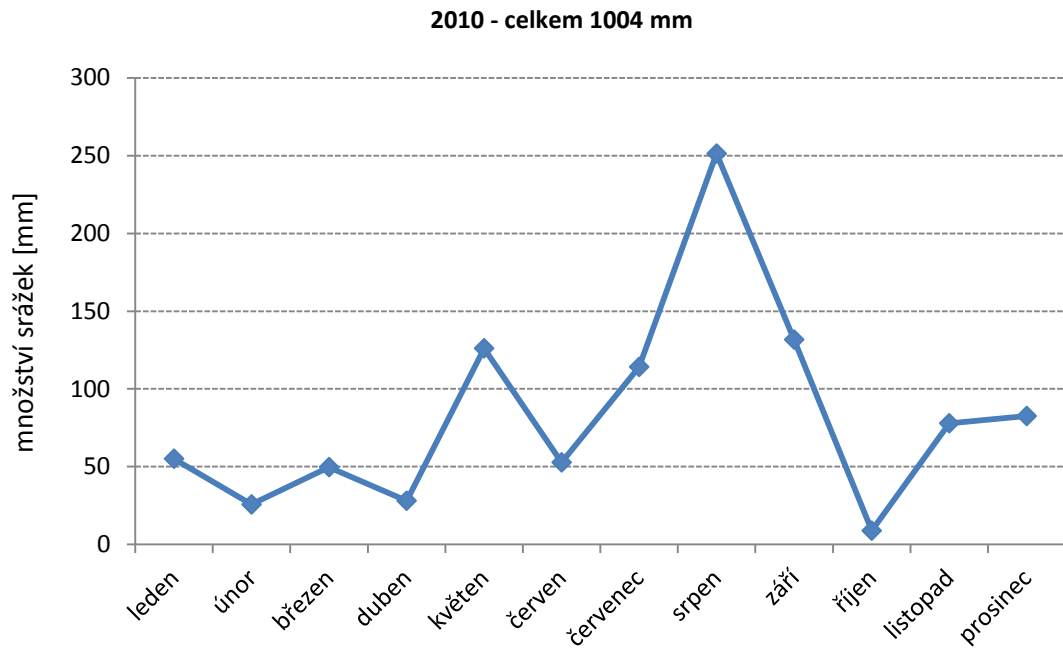
Příloha 1: Regionálně geomorfologické členění Českého ráje

Provincie	Česká Vysočina	Česká Vysočina
Subprovincie	Česká Tabule	Krkonoško-jesenická soustava
Oblast	Severočeská tabule	Krkonošská podsoustava
Celek	Jičínská pahorkatina	Ještědsko-kozákovský hřbet
Podcelek	Turnovská pahorkatina	Kozákovský hřbet
		Ještědský hřbet
okresek	Prachovská pahorkatina	Komárovský hřbet
	Vyskeřská vrchovina	
	Turnovská stupňovina	
	Rovenská brázda	
	Libuňská brázda	
	Mnichovohradištská kotlina	
	Mladoboleslavská kotlina	
	Českokubská pahorkatina	
	Jičínská kotlina	
	Markvartická pahorkatina	

ZDROJ: Balatka a Kalvoda (2006)

Příloha 2: Rozložení srážkových úhrnů za roky 2009 až 2011





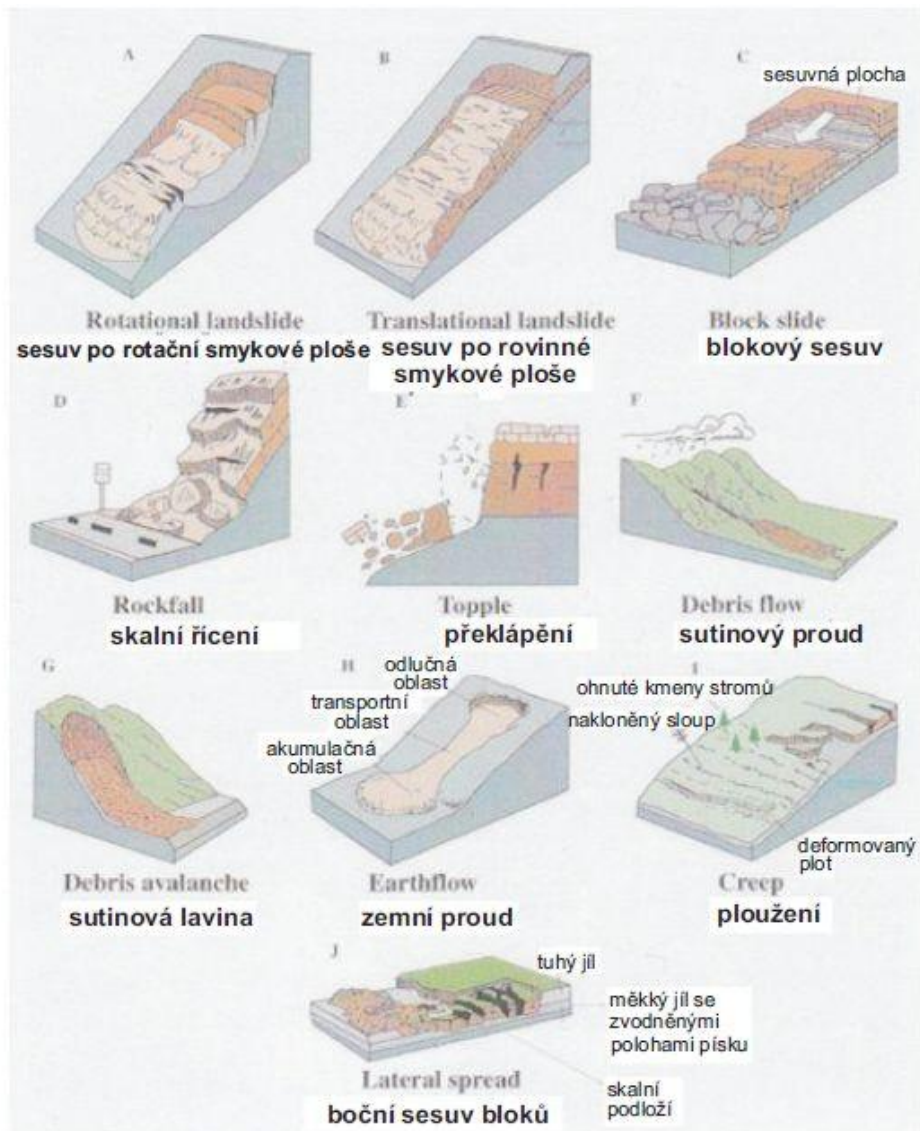
ZDROJ: Průměrné hodnoty naměřených dat ze stanic ČHMÚ Doksy, Liberec a Semčice

Příloha 3: Vedlejší klasifikace svahových pohybů

PODLE VĚKU	
recentní (současné)	
fosilní (staré)	
PODLE STUPNĚ AKTIVITY	
aktivní (živé)	v současnosti je v pohybu
potenciální (dočasně uklidněný)	v současnosti je pohyb zklidněný, ale může se obnovit
stabilizovaný (trvale uklidněný)	příčiny pohybu vzniku zanikly
PODLE GENEZE	
přírodní (samovolné)	pohyb vznikl na přírodních svazích, bez zásahu člověku
uměle vyvolané (antropogenní)	pohyb vznikl lidskou činností
PODLE VÝVOJOVÉHO STÁDIA	
iniciální (začáteční)	
rozvinuté	
finální (závěrečné)	
PODLE OPAKOVATELNOSTI	
jednorázové	k pohybu na určitém místě došlo pouze jednou
periodické	pohyb se na určitém místě opakuje
PODLE SMĚRU NARŮSTÁNÍ OBLASTI	
progresivně	postihnutá oblast se rozšiřuje po svahu ve směru pohybu
regresivně	postihnutá oblast narůstá směrem k odlučné oblasti
PODLE PŮDORYSU (Obr. 8)	
proudový tvar	délka deformovaného území mnohonásobně převyšuje šířku
plošný tvar	délka je přibližně rovna šířce
frontální tvar	šířka mnohonásobně převyšuje délku
PODLE MORFOLOGICKÝCH FOREM	
zřetelné	neporušené mladšími modelačními procesy ani lidskou činností
zastřené	porušené mladšími modelačními procesy
pochované	zakryté mladšími sedimenty

ZDROJ: Ondrášik, Vlčko a Fendeková (2011)

Příloha 4: Klasifikace svahových pohybů podle Varnesa



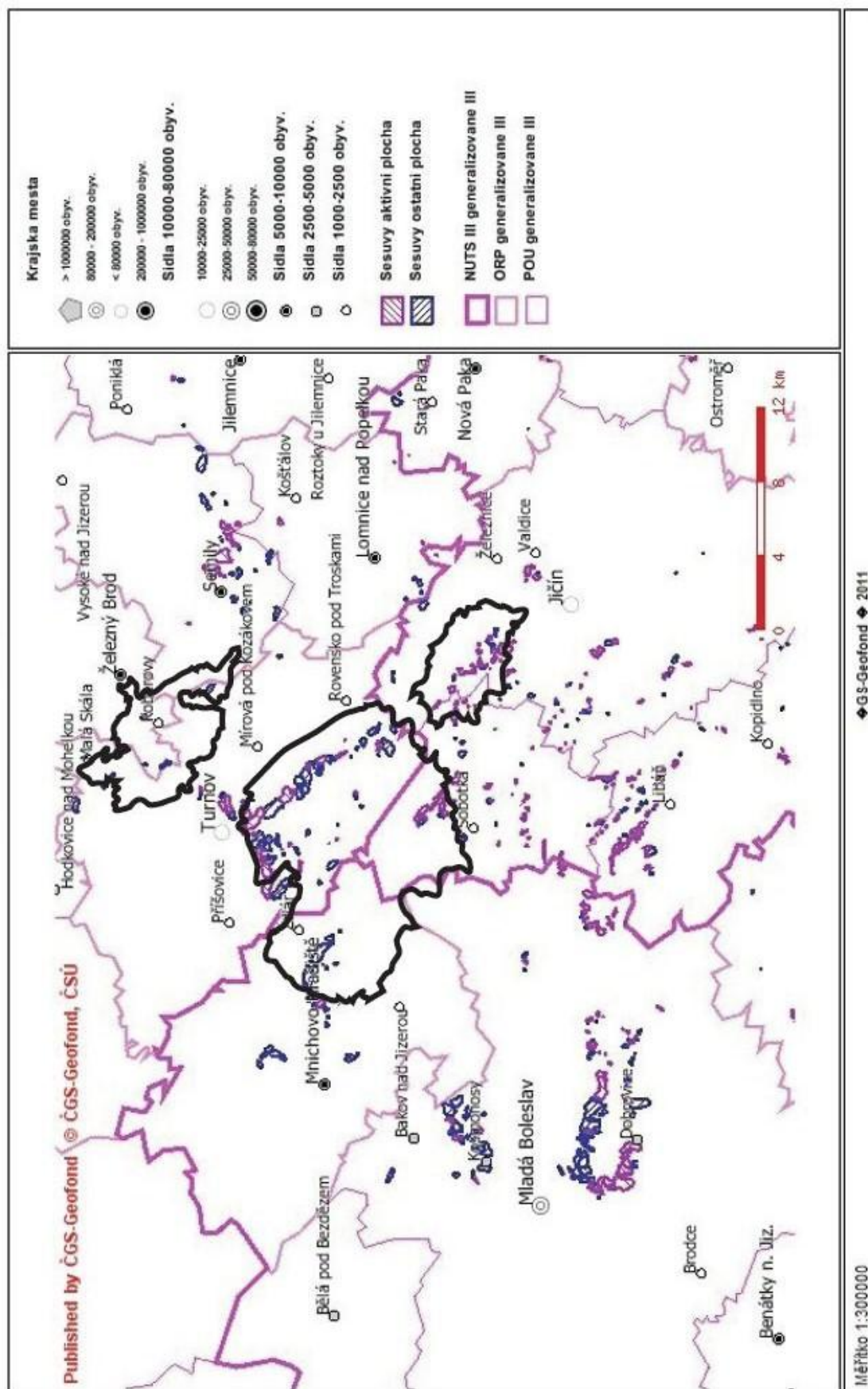
ZDROJ: Varnes (1978), grafická úprava Johnson, in www. Highland USGS (2004)

Příloha 5: Charakteristika klimatických oblastí

Oblast	Průměrná lednová teplota (°C)	Průměrná červencová teplota (°C)	Počet srážkových dnů	Počet dnů se sněhovou pokrývkou	Průměrný úhrn srážek (mm)
MT 4	-2 - (-3)	16 - 17	110 - 120	60 - 80	700 - 800
MT 7	-2 - (-3)	16 - 17	100 - 120	60 - 80	650 - 750
MT 10	-2 - (-3)	17 - 18	100 - 120	50 - 60	600 - 700
MT 11	-2 - (-3)	17 - 18	90 - 100	50 - 60	550 - 650
CH 6	-4 - (-5)	14 - 15	140 - 160	120 - 140	1000 - 1200

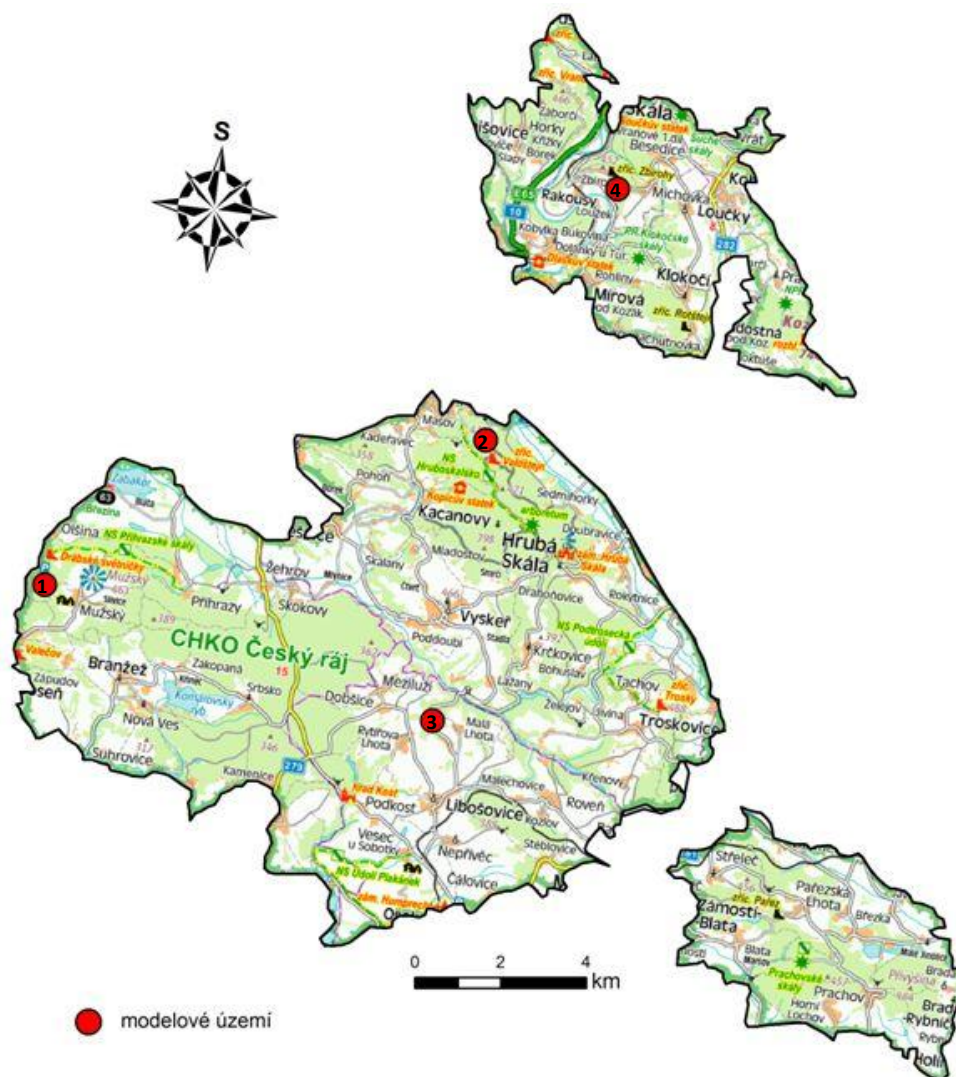
ZDROJ: Upraveno podle Quitta (1971) a Atlasu podnebí České republiky (2007)

Příloha 6: Rozšíření sesuvů v oblasti CHKO Český ráj



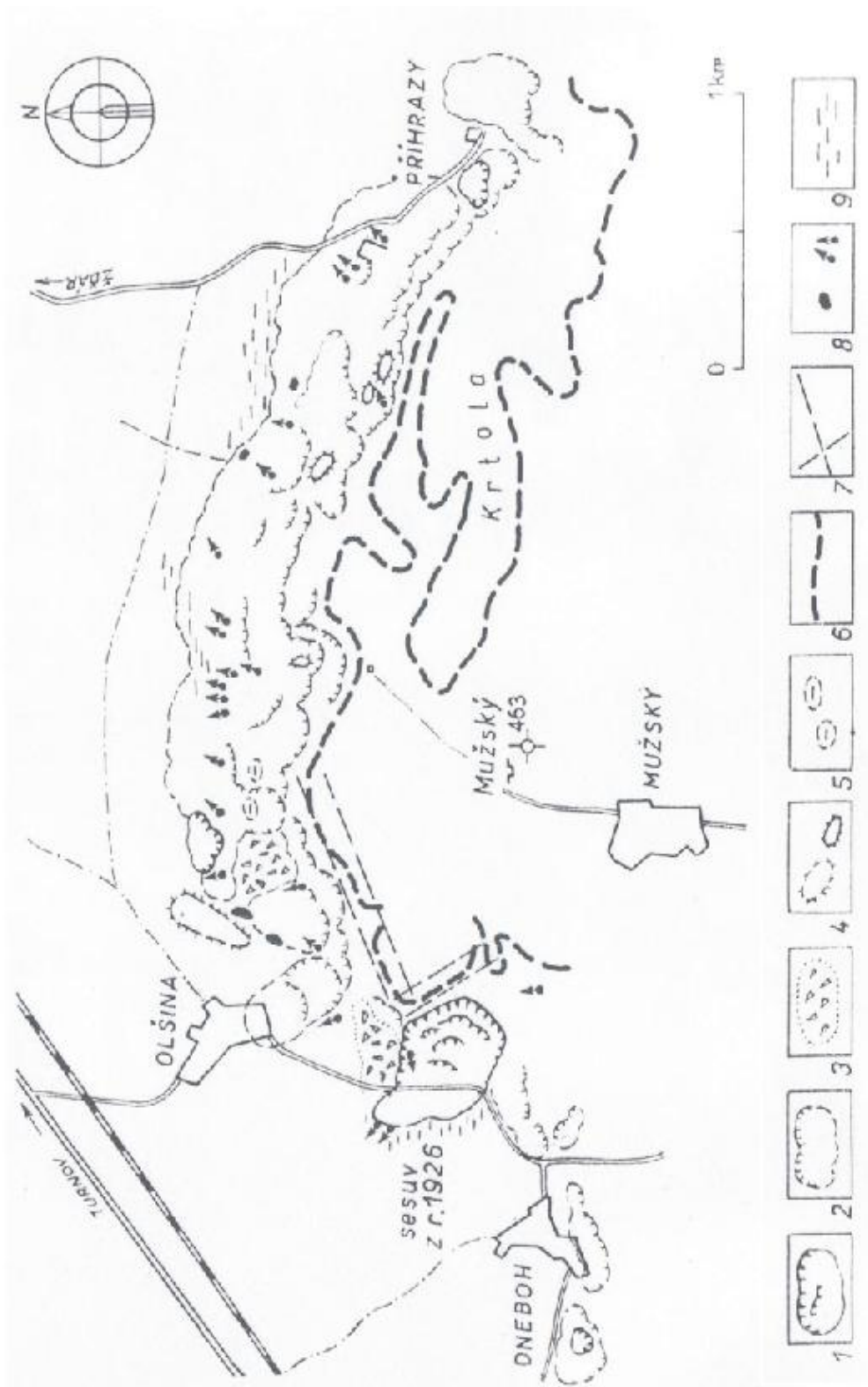
ZDROJ: geology.cz

Příloha 7: Umístění modelových lokalit



ZDROJ: geoportal.gov.cz

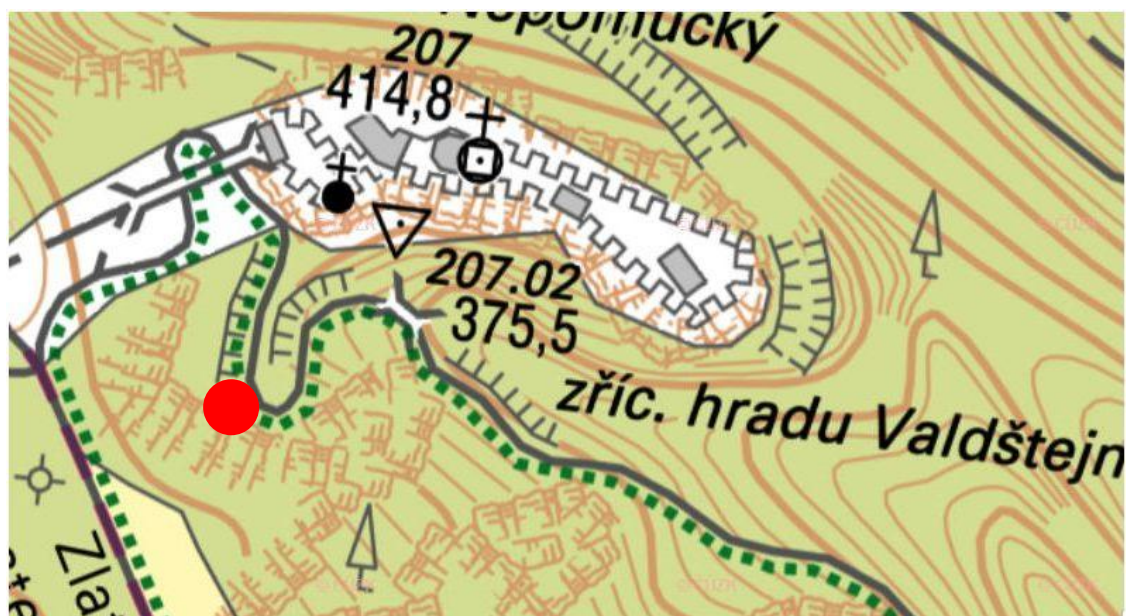
Příloha 8: Přehledná situace sesuvných jevů na svazích Mužského



1-aktivní sesuvy; 2-uklidněné sesuvy; 3-skální zřícení; 4-vytačené terénní valy, plnou čarou odsunutě bloky pískovců; 5-terénní deprese; 6-horní hrana kvádrových pískovců; 7-směry puklin v pískovcích; 8-vodní plochy, prameny; 9-mokřadla

ZDROJ: Záruba a kol. (1966)

Příloha 9: Lokalita zřícení skalního bloku u hradu Valdštejn

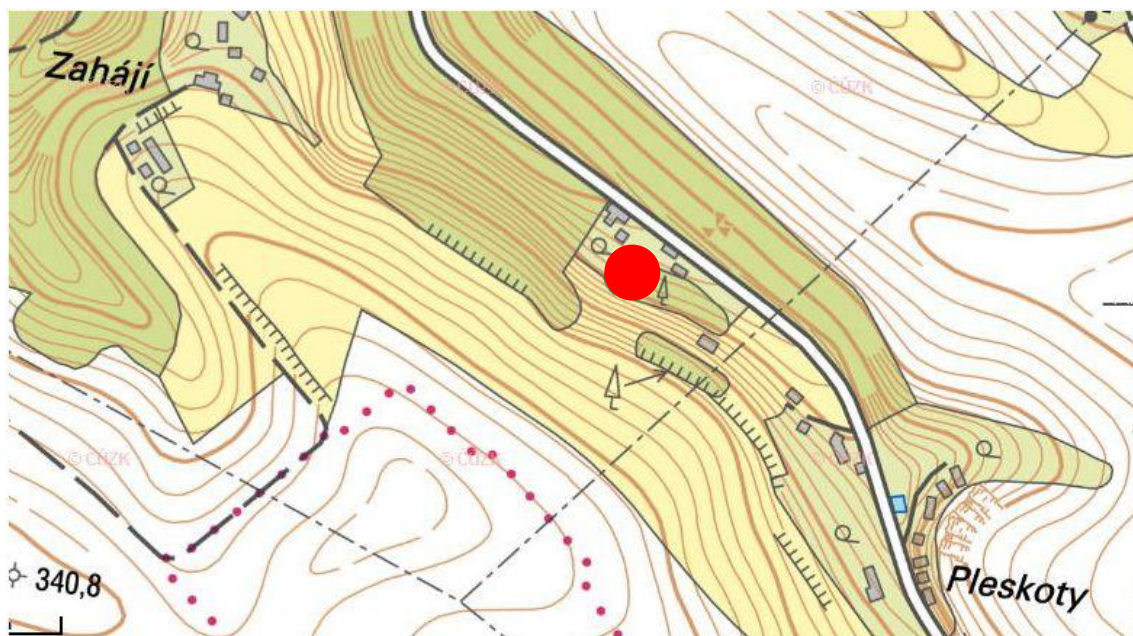


Měřítko mapy je 1 : 2 000

Pozn.: Bod znázorňuje přibližné umístění zříceného bloku

ZDROJ: geoportal.gov.cz

Příloha 10: Lokalita sesuvu v Pleskotech



Měřítko mapy je 1 : 5 000

Pozn.: Bod znázorňuje přibližné umístění sesuvu

ZDROJ: geoportal.gov.cz

Příloha 11: Rozložení teplot v roce 2011

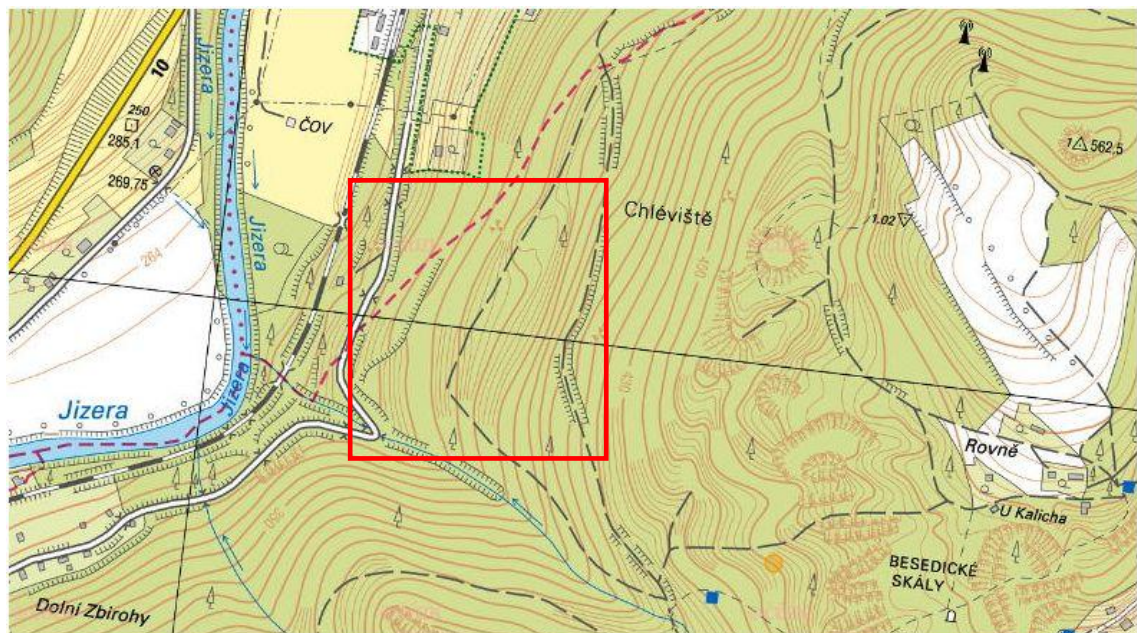
LEDEN						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	-3,3	1,9	3,8	2	-2,7	-2,4
dt°	-1,9	-1,9	-1,9	-1,4	-1	-1,5
ÚNOR						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	-1,3	3	0,2	-3	-10,1	0,3
dt°	-1,3	-0,6	-1	-1	0	0
BŘEZEN						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	-0,5	1,1	6,9	4,2	5,1	5,6
dt°	0,9	1,7	2,2	3,2	3,8	4,8
DUBEN						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	10,8	10,5	6,2	9,9	12,7	11,9
dt°	6,2	5,4	5,5	5,8	8,4	8,7
KVĚTEN						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	4,9	12	12,6	15,1	15,4	16,8
dt°	10,2	10,7	12	13,5	12,3	13,3
ČERVEN						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	17,5	16,9	15,5	15,9	15,6	16,2
dt°	14,9	14,8	14,2	13,8	14,7	16
ČERVENEC						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	12,9	19,8	17,5	17,2	12,9	14,7
dt°	16,4	16	16,5	16,1	16,7	17,5
SRPEN						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	17,8	15,4	17,4	17,6	21,6	14,8
dt°	17,6	17,3	17	16,5	15,4	14,4
ZÁŘÍ						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	16,8	14,4	15,6	12,4	11,7	13,7
dt°	13,9	13,1	12,6	11,8	11,8	10,9
ŘÍJEN						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	14,9	8,4	6,7	5,5	5,7	8,7
dt°	10	10,2	9,4	7,3	6,2	5,7

LISTOPAD						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	8,3	7,9	1,1	1,5	-0,4	2,9
dt°	4,9	4,6	2,9	1,9	1,1	0,8
PROSINEC						
teplota[°C]/den	1-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-kon.
t°	3,4	1,7	2,4	0,8	1,6	2,9
dt°	0,2	0,1	0,1	-0,3	-0,2	-0,6

Pozn.: t°= přímé naměřené hodnoty; dt°= dlouhodobý teplotní průměr

ZDROJ: stanice ČHMÚ Liberec

Příloha 12: Lokalita sesuvného území u Rakous

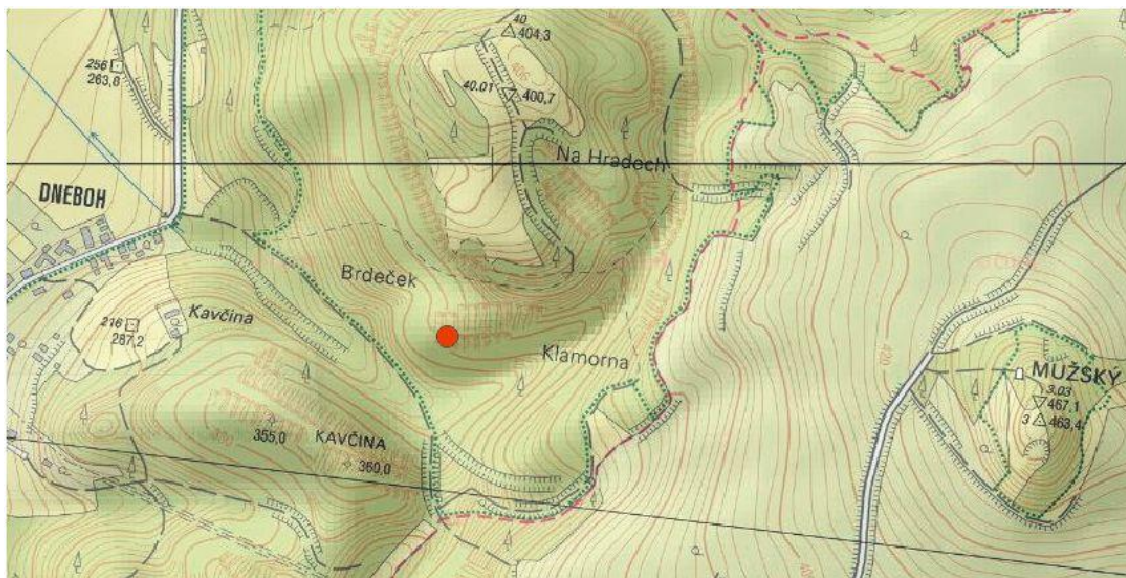


Měřítko mapy je 1 : 10 000

Pozn.: Obrázek ukazuje přibližné umístění svahu

ZDROJ: geoportal.gov.cz

Příloha 13: Lokalita zřícení skalní věže Pinta



Měřítko mapy je 1 : 10 000

Pozn.: Bod znázorňuje přibližné umístění skalní věže

ZDROJ: geoportal.gov.cz

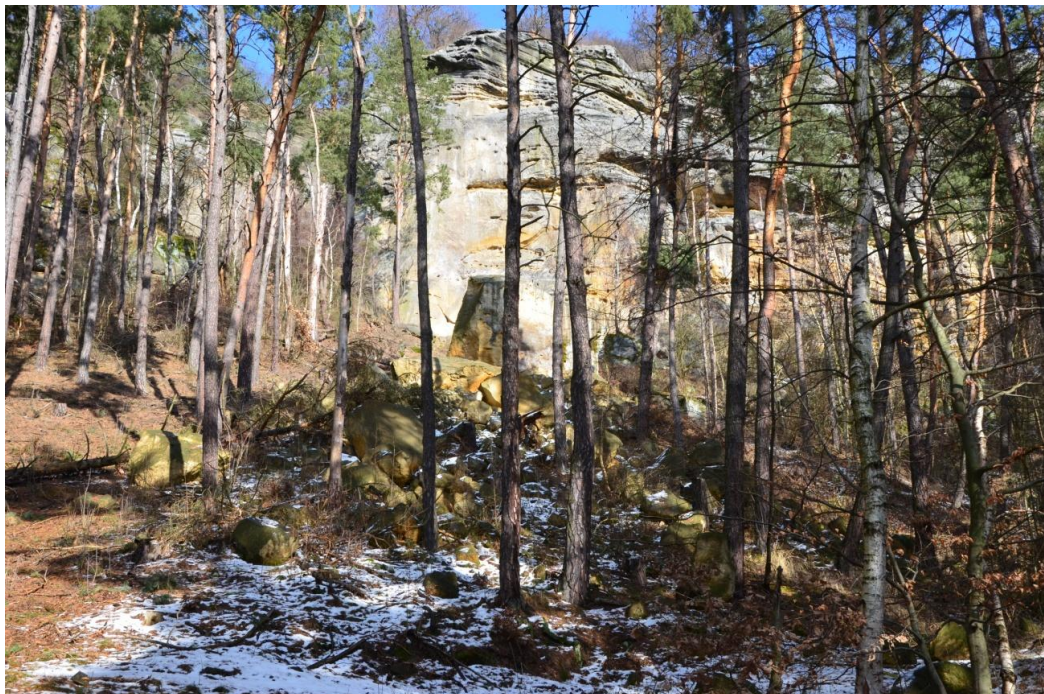
Příloha 14: Letecký pohled na zřícenou skalní věž Pinta



Pozn.: Obrázek znázorňuje umístění zřícené skalní věže

ZDROJ: geoportal.gov.cz

Příloha 15: Porovnání situace za rok 2009 a 2012



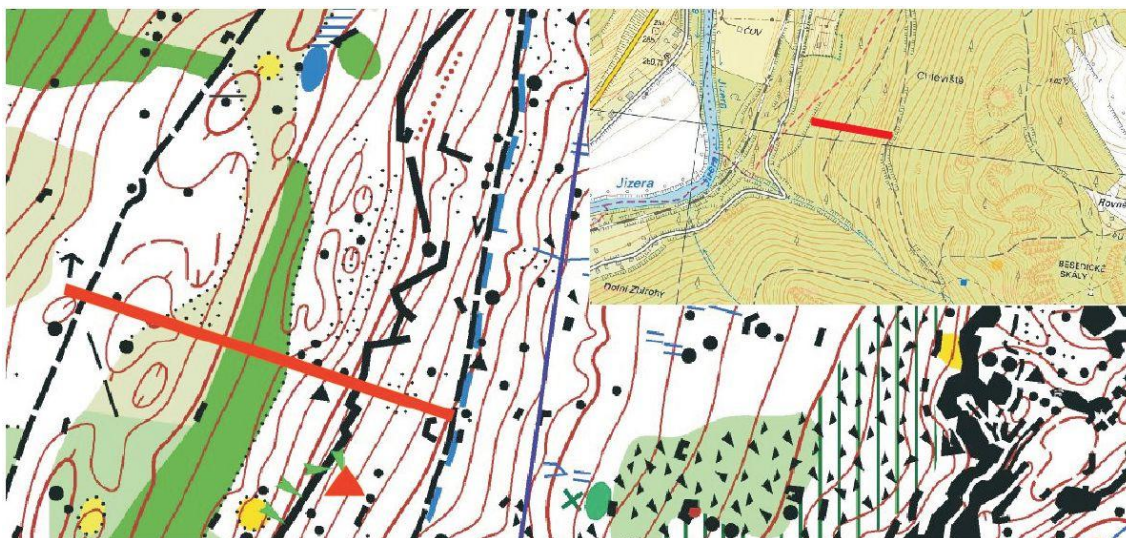
ZDROJ: horní fotografie Filip Hartvich (2009), spodní fotografie vlastní foto (2012)

Příloha 16: Vrápenci malí



ZDROJ: Filip Hartvich

Příloha 17: Lokalita měření podélného profilu



Pozn.: Červená linie znázorňuje přibližné vedení profilu a červený trojúhelník polohu jeskyně

ZDROJ: Jan Mertlík (podkladová mapa orientačního běhu) a geoportal.gov.cz
(topografická mapa)

Příloha 18: Lokalita u Rakous určená k monitoringu



Pozn.: Červený bod znázorňuje přibližné umístění rozsedlinové jeskyně

ZDROJ: geoportal.gov.cz (topografická mapa), Jan Mertlík (podkladová mapa orientačního běhu), Filip Hartvich (foto jeskyně)

Příloha 19: Lokalita u hradu Valdštejn určená k monitoringu



ZDROJ: geoportal.gov.cz (podkladové topografické mapy), geoparkceskyraj.cz (obrázek skalní stěny pod hradem), Jan Mertlík (foto ze skalního řícení)