

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



SKALNÍ ŘÍCENÍ V LOKALITĚ HRADU JESTŘEBÍ

ROCKFALLS IN THE JESTŘEBÍ CASTLE AREA

Bakalářská práce

Helena KAŇKOVÁ

PRAHA 2010

Vedoucí práce: Prof. RNDr. Jan Kalvoda, DrSc.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně na základě uvedené literatury. Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci knihovny.

V Praze dne 1. května 2010

.....
Helena Kaňková

Na tomto místě bych ráda poděkovala prof. RNDr. Janu Kalvodovi, DrSc. za věnovaný čas a odborné vedení mé bakalářské práce. Za mnohé cenné připomínky a materiály patří dík Mgr. Jiřímu Adamovičovi, CSc. z Geologického ústavu AV ČR Praha. Dále bych chtěla poděkovat obyvatelům obce Jestřebí za velkou vstřícnost při sběru informací a materiálů, jmenovitě starostce obce M. Schwarzbachové, kronikáři V. Janouškovi, M. Špísovi a A. Kupcovi. V neposlední řadě děkuji rodině a přátelům za podporu při terénním výzkumu a samotném zpracování bakalářské práce.

Skalní řízení v lokalitě hradu Jestřebí

Abstrakt

Skalní řízení způsobují v oblastech využívaných člověkem značné přímé i nepřímé škody. Pro omezení negativních dopadů na společnost je proto nezbytné zhodnotit riziko skalního řízení a zvolit vhodná zabezpečení. K dosažení těchto cílů je nutné pochopení celého procesu skalního řízení, včetně přírodních podmínek a faktorů jejich vzniku. Tato případová studie se zabývá skalními řízeními v lokalitě hradu Jestřebí, jehož podloží je tvořeno kvádrovým pískovcem křídového stáří. Stabilita skalního masivu se zhoršuje v posledních 200 letech. První skalní řízení zde bylo zaznamenáno roku 1811. Hlavní příčina je přisuzována lidským zásahům po roce 1400, kdy začala stavba hradu, včetně těžby pískovce v letech 1750 – 1850. Dalšími nepříznivými podmínkami a faktory jsou zvětrávání slepencových a bioturbovaných vrstev, které vede k vodorovnému rozčleňování pískovcového výchozu, a také vertikální poruchy podél puklin způsobených blízkou zlomovou zónou. Poslední významné skalní řízení 1. 10. 2009 odstranilo přes 100 m³ materiálu ze západní stěny pískovcového masivu. Další skalní řízení je možné vzhledem ke špatné celkové stabilitě masivu očekávat v blízké budoucnosti.

Klíčová slova: skalní řízení, svahové pohyby, přírodní ohrožení a rizika, pískovec, hrad Jestřebí

Rockfalls in the Jestřebí Castle area

Abstract

Rockfalls are one of essential causes of direct as well as indirect damages in residential areas. To mitigate negative impacts on society it is necessary to assess the risk posed by rockfall and choose suitable protective measures. Achievement of these targets needs a better understanding of the whole process of rockfall including natural conditions and trigger factors. Presented case study deals with rockfalls in the Jestřebí Castle area. The castle bedrock is formed by quartzose sandstones of the Cretaceous age. Stability of the massif deteriorates in the last 200 years. The first rockfall was registered in the year 1811. Main cause is imputed to human interventions after 1400 AD when construction of the castle began, including the sandstone quarrying in 1750 – 1850 AD. As additional adverse conditions and factors were identified the weathering along conglomerate and bioturbated horizons resulted in a horizontal dissection of the sandstone outcrop and also a vertical separation along joints caused by nearby fault zone. The latest significant rockfall in October 1st 2009 wasted over 100 m³ of rocks from the western wall of the sandstone massif. Further rockfalls due to low stability of the massif can be expected in the near future.

Keywords: rockfalls, slope movements, natural hazards and risks, sandstone, the Jestřebí Castle

OBSAH

Seznam tabulek, obrázků a fotografií	6
1 Úvod	8
1.1 Cíle a uspořádání práce	8
1.2 Metody zpracování	9
2 Obecná část	10
2.1 Přírodní ohrožení a rizika	10
2.2 Svahové pohyby	11
2.3 Skalní říčení	12
2.3.1 Definice skalního říčení	12
2.3.2 Prostředí vzniku skalních říčení	14
2.3.3 Mechanika pohybu říčených hmot	20
2.3.4 Povrchové tvary skalního říčení	22
3 Případová studie – skalní říčení v lokalitě hradu Jestřebí	28
3.1 Fyzickogeografická charakteristika území	29
3.2 Historie skalních říčení	44
3.3 Recentní říčení	47
3.4 Vývojové etapy pískovcového výchozu	51
4 Závěry	54
Literatura	56
Přílohy	I

SEZNAM TABULEK, OBRÁZKŮ A FOTOGRAFIÍ

Tabulky

Tab. 1	Přehled definic skalního říčení.	13
Tab. 2	Příklad klasifikace typů skalního říčení.	14
Tab. 3	Klimatické charakteristiky.	34
Tab. 4	Přehled chráněných území.	38

Obrázky

Obr. 1	Vztahy přírodních ohrožení.	10
Obr. 2	Základní části svahu.	23
Obr. 3	Typické příklady odlučných ploch skalních říčení na dolomitických vápencích.	24
Obr. 4	Schematický profil suťového svahu.	26
Obr. 5	Západní masiv.	28
Obr. 6	Okolí Jestřebí.	30
Obr. 7	Plán obce Jestřebí.	30
Obr. 8	Geomorfologické členění.	31
Obr. 9	Geologie.	31
Obr. 10	Výřez mapy prvního vojenské mapování.	33
Obr. 11	Veduta J. Pucherny.	33
Obr. 12	Půdní profil.	35
Obr. 13	Zvláště chráněná území.	37
Obr. 14	Natura 2000.	37
Obr. 15	Litologický profil podle Zahálky.	39
Obr. 16	Horizontální spára v úrovni slepencové polohy.	41
Obr. 17	Horizontální spára v úrovni slepencové polohy – detail.	41
Obr. 18	Skalní římsa v úrovni dolního plató.	43
Obr. 19, 20	Solné skalní kůry nad schodištěm východního masivu.	43
Obr. 21	Stav hradního vrchu před rokem 1913.	45
Obr. 22	Stav hradního vrchu mezi lety 1913 a 1922.	45
Obr. 23	Stav hradního vrchu mezi lety 1922 a 1936.	46
Obr. 24	Stav hradního vrchu po roce 1936.	46
Obr. 25, 26	Srovnání siluety západního masivu.	48
Obr. 27	Silueta vrcholu západního masivu před skalním říčením.	49

Obr. 28	Siluetu vrcholu západního masivu po skalním řízení a sanaci.	49
Obr. 29	Schéma úbytku skalního výchozu v časových řezech.	52

Fotografická příloha

Foto 1	Hradní vrch s částí obce Jestřebí.	II
Foto 2	Jihozápadní svah hradního vrchu.	II
Foto 3	Západní a východní masiv.	III
Foto 4	Západní masiv, vrchní část.	III
Foto 5	Západní masiv.	IV
Foto 6	Odlučná plocha.	V
Foto 7	Detail odlučné plochy.	V
Foto 8	Detail odlučné plochy 2.	VI
Foto 9	Kořenový systém na jednom z balvanů.	VI
Foto 10, 11	Bezprostředně nestabilní bloky.	VII
Foto 12, 13	Puklina v temeni západního masivu.	VII
Foto 14	Suťový kužel.	VIII
Foto 15	Severovýchodní svah.	VIII
Foto 16	Vrchní část jihozápadního svahu.	IX
Foto 17	Spodní část jihozápadního svahu.	IX
Foto 18	Bariéra naskládaného dřeva.	X
Foto 19	Balvany při úpatí svahu.	X
Foto 20	Největší z balvanů zřícených 1. 10. 2009.	XI
Foto 21	Balvan z dřívějšího skalního řízení.	XI
Foto 22	Ichnofosilie	XII
Foto 23	Ichnofosilie 2.	XII
Foto 24	Inoceramus lamarcki stuemckeii Heinz.	XIII
Foto 25	Inoceramus lamarcki stuemckeii Heinz – detail	XIII
Foto 26-28	Příklady zastavení balvanů.	XIV
Foto 29-32	Stopy na vegetaci.	XV
Foto 33	Škody způsobené balvanem nedávného skalního řízení.	XVI
Foto 34	Provizorní bariéry vybudované na úpatí kopce.	XVI
Foto 35	Rozbíjení balvanů při sanaci.	XVII
Foto 36	Dočasně instalovaný zádržný plot.	XVII
Foto 37	Rozvolnění nestabilního bloku před jeho shozem.	XVIII
Foto 38	Shoz nestabilního bloku 1	XVIII
Foto 39	Shoz nestabilního bloku 2.	XIX
Foto 40	Shoz nestabilního bloku 3.	XIX
Foto 41	Odlučná plocha po sanaci 31. 10. 2009.	XX
Foto 42	Pohled na akumulaci po sanaci 31. 10. 2009.	XX

1 ÚVOD

Skalní řícení, řazená mezi rychlé svahové pohyby, představují pro člověka zásadní komplikaci při využívání nestabilních svahů a jejich předpolí. Omezení negativních dopadů skalních řícení na společnost lze dosáhnout včasným zhodnocením rizika a následně volbou přiměřeného využití území. Pro již využívané nestabilní svahy je třeba zvolit vhodná efektivní zabezpečení. K těmto praktickým opatřením je nezbytné komplexní pochopení celého procesu skalních řícení, podmínek a faktorů jejich vzniku, průběhu a možných dopadů.

Rozvoj informačních technologií vnáší do geografického výzkumu v posledních letech nové možnosti získávání a zpracování dat. Například dálkový průzkum Země spolu s geoinformačními systémy umožňují analýzy rozsáhlých oblastí, které lze využít k určení území ohrožených rychlými svahovými pohyby, včetně skalních řícení. Zdokonalování metod výzkumu a hodnocení vývoje konkrétních svahů jsou však závislé na podrobných datech získaných terénním výzkumem, který je hlavní součástí této práce.

1.1 Cíle a uspořádání práce

Cílem této bakalářské práce byla geomorfologická analýza skalních řícení v lokalitě hradu Jestřebí. Pískovcový výchoz, na kterém byl skalní hrad v minulosti postaven, byl za posledních 200 let mnohokrát postižen skalními říceními, naposledy v říjnu 2009 a květnu 2010. Říčené balvany přitom přímo ohrožují místní komunikaci a obytné domy, které hradní vrch obklopují. Vzhledem k dosavadnímu vývoji skalního výchozu lze v blízké budoucnosti předpokládat další skalní řícení. Pro volbu opatření k zajištění bezpečnosti obyvatel je nezbytné provést detailní průzkum stability masivu a komplexní monitoring jeho rizikových částí.

Vstupní kapitolu této práce tvoří obecná část, která shrnuje základní geomorfologické poznatky o skalních říceních. Je zaměřena na definici skalního řícení, podmínky a faktory jeho vzniku, na způsoby pohybu říčeného materiálu a na výsledné povrchové tvary. Tyto

obecné poznatky jsou využity v regionální části práce, kterou je případová studie skalních řícení v lokalitě hradu Jestřebí. Po fyzickogeografické charakteristice této lokality je popsána historie zdejších skalních řícení. Rekonstrukci postupného úbytku pískovcového skalního útvaru umožnila existence hradu, který byl objektem zájmu několika písemných dokumentací a je zachycen na řadě historických vyobrazení. Dále je popsáno nedávné skalní řícení o značném objemu hmot, které bylo hlavním předmětem terénního výzkumu. V práci jsou také diskutovány příčiny skalních řícení v lokalitě hradu Jestřebí a etapy změn pískovcového skalního útvaru, včetně jeho dalšího vývoje. Grafická dokumentace této studie zahrnuje tabulky a obrázky v textové části a samostatnou fotografickou přílohu.

1.2 Metody zpracování

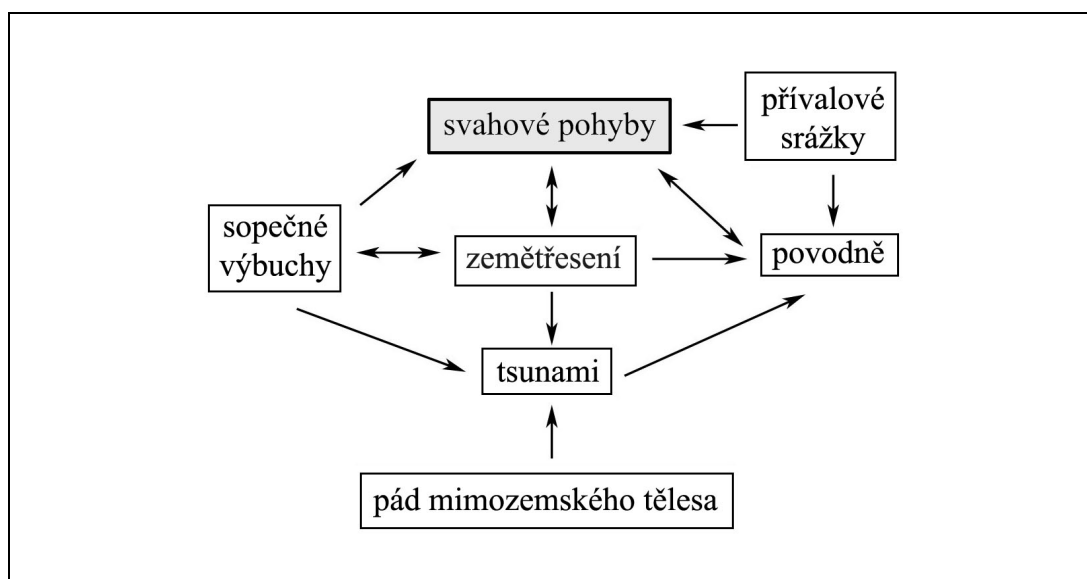
Obecná část předložené studie je zpracována na základě rešerše české a zahraniční literatury. Pro fyzickogeografickou charakteristiku studovaného území byly použity obecné a tematické mapy, doplněné vlastním pozorováním. V rámci terénního výzkumu byly kombinovány metody inženýrsko-geologického průzkumu a geomorfologické analýzy. Využita byla morfometrická metoda kvantitativně popisující sledované objekty, např. rozměry balvanů, sklony svahů nebo orientace ploch vůči světovým stranám. Dále byla uplatněna morfostrukturní metoda, sledující vztahy reliéfu a geologické stavby lokality. Stav reliéfu lokality hradu Jestřebí je zdokumentován jak slovními popisy, tak grafickými prostředky, zejména fotografiemi. Při terénním výzkumu byla použita trigonometrie a technologie GPS. Interpretace všech analytických údajů byla směřována zejména k hodnocení budoucího vývoje sledovaného skalního útvaru a jeho blízkého okolí ve vztahu k dalšímu výskytu rychlých svahových pohybů, zejména skalních řícení.

2 OBECNÁ ČÁST

2.1 Přírodní ohrožení a rizika

Skalní řícení jsou spolu s ostatními svahovými pohyby řazena mezi přírodní ohrožení a rizika. V oblastech využívaných člověkem způsobují značné přímé i nepřímé škody. Ohrožují infrastrukturu, vodohospodářské stavby (převážně přehrady), budovy i celá města. Ztěžují nebo zcela znemožňují těžbu nerostných surovin a zemědělské využití půdy. Skalní řícení mohou též vytvářet dočasná jezera přehrazením říčního údolí, způsobit záplavy a ničivé vlny. Hrozí také ztráty lidských životů, a to zvláště při kombinaci skalního řícení s dalšími přírodními katastrofami. Konkrétní případy nejvýznamnějších skalních řícení uvádí např. Záruba a Mencl (1974, 1987).

Při studiu skalního řícení je třeba brát v úvahu spoluúčast ostatních přírodních procesů. Existuje mezi nimi úzká genetická souvislost a jen výjimečně působí samostatně (obr. 1). Například seizmická aktivita a přívalové srážky vyvolávají svahové pohyby, naopak významné řícení může způsobit lokální zemětřesení nebo povodeň (Kukal, Pošmourný 2005).



Obr. 1 – Vztahy přírodních ohrožení (upraveno podle Kukala a Pošmourného 2005)

2.2 Svahové pohyby

Obecně lze svahové pohyby charakterizovat jako přemísťování horninových hmot po svahu účinkem zemské tíže (Ondrášík, Rybář 1991). Za svahové pohyby se tedy nepovažují případy, kdy horninové masy na svazích unášejí transportační médium, např. voda, led, sníh nebo vítr. Nemčok et al. (1974) vymezili pojem *svahový pohyb* – proces – vůči pojmu *svahová porucha* (*deformace*) – konečný produkt, výsledná forma procesu. Naopak pojem *sesuv* je nejednoznačně používán jak pro obecné označení svahového pohybu a jeho konkrétní typ, tak pro samotný proces a výslednou formu.

Existuje mnoho kritérií, podle kterých jsou svahové pohyby tříděny. Vzhledem k významnému vlivu místních přírodních podmínek na vznik a vývoj svahových pohybů je obtížné vytvořit všeobecnou klasifikaci. Řada používaných klasifikací proto má omezenou regionální platnost. Zohlednění místních podmínek jim však dovoluje charakterizovat s větší přesností jednotlivé typy pohybů.

Klasifikaci Záruby a Mencla (1954), která se v Československu využívala, nahradila univerzální klasifikace pro podmínky mírného klimatického pásma severní polokoule, kterou sestavil kolektiv Nemčoka, Paška a Rybáře (1974). Postupně se stala závaznou pro všechny organizace, které se zabývaly inženýrskogeologickým průzkumem v Československu (Ondrášík, Rybář 1991). V upravené formě ji převzali i Záruba a Mencl (1987). Základem této klasifikace jsou dvě kritéria – *rychlost* pohybu a *mechanismus* pohybu, podle nichž byly rozlišeny následující skupiny svahových pohybů:

1) podle rychlosti:

- *velmi pomalé a pomalé* – řádově 10^{-1} mm·rok⁻¹ až 10^{-1} mm·den⁻¹
- *rychlé* (v našich klimatických podmínkách nejčastější) – řádově 10^{-1} m·hod⁻¹ (po rovinné smykové ploše až km·hod⁻¹)
- *katastroficky rychlé* – řádově km·hod⁻¹ až 10^2 km·hod⁻¹

2) podle mechanismu:

- *ploužení (creep)* – převážně velmi pomalé a pomalé
- *sesouvání* – rychlé
- *stékání* (pohyb hmot ve viskózním stavu) – katastroficky rychlé
- *řícení* – katastroficky rychlé

Jednotlivé procesy svahových pohybů od sebe nelze zcela oddělit. Skalnímu řízení často předchází plouživé i sesuvné pohyby a před zastavením zřícených hmot opět dochází k jejich sesouvání, případně stékání (Ondrášik, Rybář 1991).

2.3 Skalní řízení

2.3.1 Definice skalního řízení

Jednoduché slovníkové definice vymezují proces skalního řízení na základě prostředí příkrého svahu, velké rychlosti pohybu horninového materiálu a účasti volného pádu. Na těchto základních prvcích se shoduje i většina odborných definic, které jsou zpřesněny dalšími údaji (tab. 1). Většina autorů uvádí jako místo vzniku skalních řízení příkré svahy nebo strmé skalní stěny. Některé definice navíc zahrnují řízení stropů jeskyní (Záruba, Mencl 1969, 1974). Další neshoda panuje v objemu transportovaných hmot. Zatímco např. Dorren et al. (2005) definují skalní řízení jako relativně malý svahový sesuv, Záruba a Mencl (1974) upozorňují na celou škálu rozměrů, od opadávání jednotlivých balvanů po řízení celých skalních stěn.

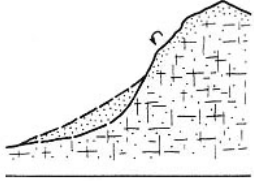
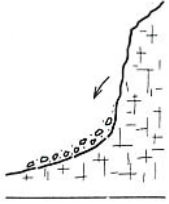
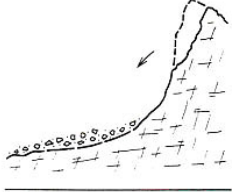
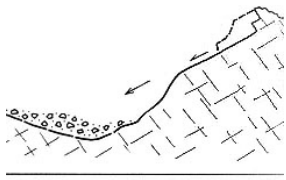
Sporné se jeví zejména vymezení skalního řízení vůči ostatním svahovým pohybům, které probíhají v jeho iniciální i závěrečné fázi. Zatímco se různí autoři shodují, že proces skalního řízení končí úplným zastavením posledního transportovaného balvanu (zahrnutý jsou tedy i závěrečná sunutí a ploužení), popis začátku skalního řízení není jednoznačný. Podle Dorrena (2003) začíná skalní řízení odloučením horniny od skalního podloží svahu. Ondrášik a Rybář (1991) zahrnují do procesu i plazivé a sesuvné pohyby předcházející ztrátě kontaktu s podložím, přestože definují pohyb skalního řízení jako *náhlý*.

Dále je třeba specifikovat *primární* řízení, ke kterému dochází po odloučení materiálu přímo z původní masivní horniny, např. při uvolnění tlaku, cyklech mrznutí a tání nebo zvětrávání (např. Sass 2005). *Sekundární* řízení může následovat na složitějších svazích, kde se suť akumuluje na nepravidelnostech povrchu svahu (lavice, strouhy) a následně je uvolněna jiným řízením, lavinou, vodním proudem, zvířaty apod. Oba druhy mají odlišnou charakteristickou frekvenci a magnitudo, stejně jako odlišné impulsy, které řízení uvolňují (Luckman 2007). Dále je možné dělit skalní řízení např. podle objemu zřícených hmot, způsobu pohybu, věku nebo geneze (Ondrášik, Rybář 1991). Příklad klasifikace skalních řízení uvádí tab. 2.

Tab. 1 – Přehled definic skalního řícení

<p>Monkhouse ed. (1965):</p> <p>A free fall of massive rocks or individual boulders down a steep mountain side.</p>
<p>Small a Witherick eds. (1995):</p> <p>The free fall of masses of rock, detached by weathering or rock failure, to the base of a cliff or very steep slope.</p>
<p>Buchanan ed. (1974):</p> <p>The debris resulting from the free-falling of blocks of rock or boulders over the steep sides of a mountain.</p>
<p>Dorren et al. (2005):</p> <p>A relatively small landslide confined to the removal of individual rocks smaller than 5 m³ from a cliff face.</p>
<p>Záruba a Mencl (1974):</p> <p>Náhlé říťivé pohyby uvolněných bloků nebo komplexů pevných hornin ze strmých skalních stěn nebo ze stropů jeskyní. Od sesouvání vrstev se liší tím, že při pohybu převládá volný pád a že pohyb probíhá velmi rychle. Do této skupiny náležejí svahové pohyby velmi různých rozměrů, od ulamování a padání jednotlivých balvanů až do říťivých pohybů obrovských skalních stěn.</p>
<p>Ondrášík a Rybář (1991):</p> <p>Náhlý krátkodobý pohyb horninových hmot na strmých svazích, při němž se postižené hmoty rozvolní a ztrácejí krátkodobě kontakt s podložím. Při pohybu se uplatňuje volný pád, ale současně i ostatní druhy pohybu. Než hmoty ztratí kontakt s podložím, může docházet k plazivým i k sesuvným pohybům. Při dopadu k patě svahu se zřícené hmoty též pohybují dále formou stékání a sunutí. Vzdálenost přemístěných hmot je vzhledem k prostorovým rozměrům zříceného materiálu masívu mnohonásobně větší.</p>

Tab. 2 – Příklad klasifikace typů skalního řícení (upraveno podle Ondrášika a Rybáře 1991)

Základní typy		Charakteristika	Znázornění	Užívané názvy výsledných tvarů
ŘÍČENÍ ODVALOVÉ	drolení	přemísťování drobných úlomků poloskalních hornin a zemin kutálením, valením a poskakováním po svahu		- drolení - osypy
	opadávání	náhlé přemístění úlomků skalních hornin volným pádem následovaným valením a posouváním po svahu		- opadové kužely - suťové kužely - haldy - osypy - kamenná moře
	odvalové řícení (překlopením)	náhlé přemístění bloků a stěn skalních hornin především volným pádem		- odvalová řícení - skalní řícení
	plošné řícení (skluzem)	náhlé přemístění skalních stěn, při kterém se kombinuje klouzání po předurčené ploše s volným pádem		- planární skalní řícení - skalní řícení kombinované se sklouznutím - odvalové řícení sklouznutím

2.3.2 Prostředí vzniku skalních řícení

Skalní řícení probíhají v reliéfu, který lze v obecném pojetí charakterizovat jako složitý otevřený dynamický geosystém. Vyvíjí se interakcí litosféry, atmosféry a hydrosféry (případně také biosféry a kryosféry) s cílem dosažení rovnovážného stavu (Demek 1987). Energie a hmota do něj mohou vstupovat, procházet jím a vycházet z něho. Primárními zdroji přírodních procesů jsou zemská tíže a sluneční záření. Horniny jsou vystaveny fyzikálnímu i chemickému zvětrávání, které vede k narušování jejich soudržnosti a postupnému rozvolňování. Materiál uvolněný zvětráváním sestupuje při vhodných erozně denudačních podmínkách geosystémem a při dolní hranici přechází do dalšího geosystému (např. fluvialního, glaciálního nebo marinního).

Typickým prostředím skalních řícení jsou úbočí hor s řídkou vegetací, kde výrazně působí mrazové zvětvávání, dále svahy v seizmicky aktivních oblastech, lokality těžby a příkré skalnaté břehy (mořské, jezerní a říční), podemílané vodní erozí. Prostředí vzniku skalních řícení lze popsat pomocí podmínek a faktorů (Ondrášek, Rybář 1991). Jako *podmínky* vzniku skalních řícení jsou označovány přírodní poměry území. *Faktory* vzniku skalních řícení jsou přírodní nebo antropogenní procesy, které vyvolávají nebo ovlivňují změny přírodních podmínek.

Faktory mohou způsobit vratné i nevratné změny stupně stability horniny. Jako *periodické* faktory označujeme ty, které vyvolávají vratné změny, tj. střídavé snížení a zvýšení stupně stability (např. změna obsahu vody). Naopak *neperiodické* faktory (např. podemletí) způsobují jednorázové nevratné změny stupně stability. Čím jsou tyto změny rychlejší, tím výrazněji na stabilitu působí (Záruba, Mencl 1987).

Určujícím (hlavním) *faktorem* vzniku skalních řícení je ten z působících faktorů, který nejvíce přispěl k přípravě nebo oživení skalního řícení. Faktor, který bezprostředně narušil stabilitu materiálu, se nazývá *impuls* (*trigger*). Může jím být i vedlejší náhodný faktor (Ondrášek, Rybář 1991). V praxi je často nemožné jednoznačně určit, který vliv byl pro vývoj skalního řícení rozhodující. Obtížné je také odlišit dlouhodobě působící faktory snižující stabilitu svahu od impulsu, který překročí kritickou hodnotu soudržnosti a vyvolá samotné řícení (Dorren 2003). Správné stanovení hlavního faktoru je přitom podstatné pro pochopení celého procesu a volbu vhodné prevence či protipatření.

Podmínky vzniku skalních řícení:

Geologické a geomorfologické poměry

Geologická stavba a struktura území má rozhodující vliv na vývoj reliéfu a povahu pohybů na něm probíhajících. Pro vznik skalního řícení je rozhodující jak stav horninového podkladu, tak jeho pokryvných útvarů. Přestože při spoluúčasti vhodných faktorů může ke skalnímu řícení dojít v podstatě v jakémkoli horninovém prostředí, určité geologické a geomorfologické poměry jsou zvláště příznivé (Ondrášek, Rybář 1991). Jednou z podstatných vlastností horniny pro skalní řícení je úklon a orientace dominujících systémů nespojitostí – ať už se jedná o vrstevnatost, diskontinuity nebo přímo pukliny horniny

(Duarte, Marquínez 2002). Jejich průběh souběžně se sklonem svahu předurčuje náchylnost k pohybu. Také tektonická aktivita podstatně oslabuje části masivů a snižuje jejich soudržnost. Horniny porušené zlomy a drcením jsou nestabilní a stávají se potencionálním místem výskytu skalních řícení. Naopak vyšší stabilitu vykazují horniny postižené kontaktní metamorfózou (Burda et al. 1998).

Orientace skalních stěn vůči světovým stranám může mít díky odlišnému mikroklimatu výrazný vliv na rychlost zvětrávání a porušování stability (Stemberk 2006). Stěny bez přímé dotace slunečního záření mohou pomaleji vysychat a v zimním období zde tak déle působí mrznoucí voda. Naopak díky delší době trvání sněhové pokrývky a absenci přímé sluneční radiace nedochází k výrazným teplotním výkyvům. Dalšími vlastnostmi významnými pro posouzení možnosti vzniku skalních řícení jsou odolnost hornin, denudační a erozní úroveň, embryonální formy svahových pohybů a pozice a charakter fosilních řícení (Burda et al. 1998).

Hydrogeologické poměry jsou také vázány na geologickou stavbu svahu. Ovlivňují koloběh srážkové a podzemní vody a tím její působení na samotnou horninu (Ondrášík, Rybář 1991). Mezi sledované prvky patří nepropustné vrstvy, vztah k infiltračnímu území, linie pramenů, podmáčení, bezodtoké deprese, charakter drenáže ap.

Klimatické poměry

Dalšími podstatnými vlivy na rozrušování horniny jsou chody teplot, množství a rozložení srážek, sluneční radiace aj. Zatímco povrchové vrstvy horniny reagují i na krátkodobé výkyvy jejich hodnot, hluboké poruchy ve skalním masivu jsou ovlivňovány pouze jejich dlouhodobými výkyvy a na denních změnách těchto parametrů se jeví nezávislé (Ondrášík, Rybář 1991). Starší studie charakterizují klimatické poměry území skalních řícení podle klimatických zón. Hall et al. (2002) však upozorňují na nedostatečnost sledování závislosti mezi teplotou horniny a teplotou vzduchu. Zdůrazňují také potřebu měření jak povrchové, tak hloubkové teploty skály (pro zjištění tepelného gradientu a teplotní fluktuace uvnitř horniny) a sledování teplotní variability v různých výškách skalní stěny.

V případě srážek se sleduje jejich dlouhodobá bilance, která přímo ovlivňuje nasycení masivu vodou (Záruba, Mencl 1987). Voda vyplňuje póry a přerušuje vazbu mezi zrny, na vrstevních plochách může působit jako mazadlo a usnadňovat klouzání. Zvýšení obsahu

vody v půdě, sutí nebo horninách tak přispívá k jejich nestabilitě. Odvodňování území je proto jednou z účinných metod péče o nestabilní svahy (Burda et al. 1998).

Faktory vzniku skalních řícení:

Činnost mrazu, objemové změny vody

Denní a sezónní cykly mrznutí a tání (*freeze-thaw cycles*) jsou považovány za nejúčinnější faktor skalního řícení v chladných podmínkách (např. Sass 2005). Voda v puklinách zvětšuje mrznutím svůj objem a vzniklý tlak (podle Paška a Košťáka, 1977, až 10 MPa) rozšiřuje původní pukliny a vytváří nové. To způsobuje menší soudržnost horniny a také umožňuje působení dalších faktorů. Led však zároveň plní funkci tmelu a k odpadávání nestabilních částí tak dochází nejintenzivněji v období tání (Matsuoka, Sakai 1999).

Při promrznutí povrchové vrstvy masivu vzniká navíc nepropustná bariéra, která znemožňuje vytékání vody z horniny (Vařilová, Zvelebil 2007). Může tak docházet jak k vzrůstu tlaku zbytkové, nezamrzlé vody v hornině, tak ke vzdouvání hladiny podzemní vody.

Teplotní změny

Se změnami teplot dochází k měřitelným objemovým změnám horniny, jak při denním tak při sezónním chodu teplot (např. Zvelebil et al. 2002). Tyto změny způsobují často vratné, v některých případech však také nevratné deformace, které mohou vést k rozvolnění masivu. Hornina je špatným tepelným vodičem a proto (převážně) její povrchové části vystavené přímému slunečnímu osvětlení zaznamenávají velké teplotní amplitudy. Hall a André (2001) upozorňují na podceňování tzv. *teplotního šoku*, který při velmi rychlé změně teploty může na horninu působit. Jako kritická je uváděna změna více než $2\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{min}^{-1}$, která může být dosažena například na antarktických skalních stěnách.

Změny obsahu vody

Zdrojem vody v hornině jsou dešťové srážky, voda z tajícího sněhu a ledu a podzemní voda. Do horniny se dostává puklinami, v případě propustných materiálů vsakem nebo

vzlínáním (Záruba, Mencl 1974). Přestože horniny se změnou obsahu vody mění svůj objem, nebyl tento proces prokázán jako dostatečný pro rozrušování hornin a vyvolání řícení. Obsah vody je však rozhodující pro další faktory, jako je činnost mrazu nebo chemické zvětrávání. Podzemní voda působící na horninu může vyplavovat jak rozpustný tmel (čímž zeslabuje intergranulární vazbu), tak přímo částice horniny nebo zeminy a vytvořit tak podzemní dutiny (Dunn, Hudec 1966). Na nepropustné vrstvy může napjatá hladina podzemní vody působit vztlakem.

Vegetační pokryv a jeho změna

Negativní vliv vegetace na stabilitu skalního svahu spočívá především v rozrušování skalního podloží kořenovým systémem. V omezené míře napomáhá vegetace chemickému zvětrávání. V rámci vzájemné látkové výměny mezi rostlinou a okolím dochází k vylučování slabých organických kyselin, které horninu v bezprostřední blízkosti kořenů naleptávají (Stemberk 2006). Významnější je mechanické zvětrávání, které způsobuje jak tlak rostoucích kořenů, tak pákový efekt, který vzniká při poryvech větru (Paronuzzi 2006). Vzhledem k výrazným hloubkám, do kterých kořenové systémy zasahují, mohou takto vzniknout skalní řícení o objemech až v jednotkách m³.

Na druhou stranu však kořenový systém mechanicky zpevňuje již rozvolněný materiál. Vegetační kryt částečně chrání povrch svahu před atmosférickými vlivy a zabraňuje tak sekundárnímu řícení. Vegetace také spotřebovává část podzemní vody a ovlivňuje vodní režim v povrchových vrstvách svahu (Záruba, Mencl 1987). Opominout nelze záchytnou funkci vzrostlých stromů, které mohou zastavit pohyb uvolněných bloků o značných objemech (podrobně např. Dorren et al. 2006).

Zemětřesení, přirozené i technické otřesy a vibrace

Dalším faktorem vzniku skalních řícení jsou vibrace a otřesy přírodního i antropogenního původu, např. výbuchy trhavin nebo otřesy strojů (Záruba, Mencl 1974). V horninách vznikají kmity různé frekvence, které způsobují změny napětí a porušují vazby mezi částicemi. Tím dochází ke snižování soudržnosti hornin. Tektonika je také častým impulsem ke zřícení dříve oslabeného materiálu nebo k sekundárnímu řícení již uložené suti (Mills 1992, Marinos, Rondoyanni 2005). Svahové pohyby (včetně skalních řícení) spojené s tektonikou se označují

jako *seizmogravitační*. Často způsobují větší škody než samotné otřesy. Záruba a Mencl (1987) uvádějí např. zemětřesení z roku 1928 v předalpské oblasti severní Itálie v údolí řeky Arzino, které vyvolalo více než 400 skalních řícení a sesuvů.

Změna sklonu a výšky svahu

Zvyšováním výšky svahu nebo jeho sklonu je možné překročit tzv. *dlouhodobý kritický úhel* sklonu svahu, který je empiricky stanoven pro různá prostředí a vyjadřuje ohrožení stability svahu (Ondrášek, Rybář 1991). Změny úhlu svahu mohou způsobit přírodní procesy i činnost člověka. Bývají často způsobeny podemletím svahu erozní činností vody, podkopáním z důvodu těžby nebo budováním komunikací. K poklesům a zdvihům části svahu může dojít také vlivem aktivních tektonických procesů (Záruba, Mencl 1987).

Pohyb zvířete a lidí ve svazích

Pohyb zvířete nebo lidí může být spouštěcím faktorem sekundárního řízení již uvolněných skalních bloků nebo sutě, případně odtržení a zřícení nestabilních objektů (Stemberk 2006). Přes relativně malý objem zasaženého materiálu představují takto vyvolaná řízení často přímé ohrožení zdraví a života lidí a zvířat.

Chemické zvětrávání

Na přípravě fyzikálního zvětrávání, které je často považováno za hlavní mechanismus rozrušování hornin při vzniku skalních řícení, se mohou významně podílet i chemické procesy. Kyselé atmosférické srážky například podporují vymývání tmelu sedimentárních hornin, což může vést ke vzniku nesoudržných ploch. Přítomnost 10% roztoku NaCl může zvýšit účinnost mrazového zvětrávání až desetkrát (Dunn, Hudec 1966). Na podceňování účasti chemického zvětrávání upozorňují Hall et al. (2002). Předpokládají, že i v chladných podmínkách má povrch hornin s příjmem přímé sluneční energie dostatečnou teplotu pro chemické procesy zvětrávání hornin. Za limitující faktor fyzikálního i chemického zvětrávání proto nepovažuje teplotu, ale přítomnost vody.

Úder blesku

Při úderu blesku do skály dochází na kontaktu s horninou při vysoké teplotě (kanál blesku dosahuje až 30 000 K) k prudkému odpařování vody, případně k tavení a odpařování horninového materiálu (Cílek 1997). Blesk může být sveden do skály prasklinou díky přítomnosti vody a tlak unikajících par může horninu následně roztrhnout a uvolnit tak materiál k řícení.

Antropogenní vlivy

Řadu z výše uváděných faktorů vzniku skalních řícení může vyvolat nebo významně ovlivnit člověk, např. přetížením svahu náspy, haldami nebo skládkami vzrůstá napětí horninového prostředí. Umělým odvodňováním a zaplavováním se podstatně mění hydrologické cykly. Při zástavbě a těžbě dochází k zásadním změnám sklonu svahů a rozložení tlaku v horninách (Burda et al. 1998). Mezi nejznámější příklady katastrofického důsledku těžby patří řícení u Elmu ve švýcarských Alpách (Záruba, Mencl 1974). V roce 1881 se zde zřítilo horské úbočí o objemu asi 10 mil. m³ poté, co bylo nevhodně podkopáno při úpatí několika lomy k těžbě pokrývačské břidlice. Zřícený materiál zavalil plochu 90 ha do výšky 10-20 m, včetně 83 domů. O život přišlo 115 lidí.

2.3.3 Mechanika pohybu řícených hmot

Základní spouštěcí silou všech svahových pohybů je tíhová síla, která působí buď přímo na částice hornin nebo na transportační médium (Záruba, Mencl 1987). Síla zemské tíže působí neustále, ale pohybem se projeví až ve chvíli, kdy překoná sílu držící částice v původní poloze. Poměr mezi silami, které brání částicím v pohybu (pevnost hornin, vnitřní tření, koheze a další) – tzv. *pasivními silami* P – a silami snažícími se uvést částice do pohybu (zemská tíže, hydrodynamický tlak apod.) – tzv. *aktivními silami* A – se nazývá *stupeň stability* F (Klepsatel, Malgot 1984). K pohybu dochází ve chvíli, kdy aktivní síly překonají

síly pasivní a stupeň stability $F = \frac{\sum P}{\sum A}$ klesne pod hodnotu 1.

Po oddělení materiálu od podloží se mohou balvany řídit různými způsoby (Evans, Hungr 1993). Typ tohoto pohybu závisí hlavně na průměrném sklonu svahu. Třemi hlavními

způsoby pohybu jsou *volný pád (freefall)*, *poskakování* po svahu (*bouncing*) a *valení (rolling)*. K volnému pádu vzduchem dochází v případě velmi příkrého svahu. Jako hraniční se uvažuje hodnota kolem 70° (Dorren 2003), při které poskakování postupně přechází ve volný pád. V praxi tato hodnota závisí na charakteru reliéfu.

Při volném pádu se *gravitační potenciální energie* tělesa $E_p = m \cdot g \cdot h$ mění na *kinetickou energii*. V rámci Newtonovy mechaniky je kinetická energie určena vztahem $E_k = \frac{1}{2} \cdot m \cdot v^2$ a její velikost tak závisí na hmotnosti tělesa m a rychlosti tělesa v (Klepsatel, Malgot 1984). Při volném pádu balvanů se mohou projevit dva různé způsoby pohybu – pád za těžištěm nebo rotace kolem těžiště (Berger et al. 2002). Rozdíl mezi nimi je podstatný, neboť řídicí se balvany nejsou kulaté a v důsledku rotace může balvan při dopadu odskočit směrem odlišným od původního pohybu. Dráhu může ovlivnit také srážka s dalšími balvany nebo jinou překážkou (Dorren 2003). Vliv odporu vzduchu je vzhledem k minimálním rozměrům balvanu vůči jeho hmotnosti zanedbatelný.

V nižší části svahu obvykle klesá průměrný sklon a balvan se postupně začíná střetávat s povrchem. Tento pohyb se nazývá poskakování. Během prvního dopadu se balvan obvykle rozpadá, zvláště jedná-li se o nesoudržnou horninu. Ať už se balvan rozpadne či nikoli, prvním kontaktem s povrchem ztrácí 75-86 % energie získané dosavadním pádem (Evans, Hungr 1993).

Poté, co sklon svahu klesne přibližně pod 45°, se odskakování postupně mění na valení, při kterém je balvan téměř neustále v kontaktu s povrchem (Dorren et al. 2006). S klesajícím sklonem svahu řícený materiál postupně ztrácí energii a pohyb přechází v sunutí. Pokud se sklon svahu opět zvýší, může se balvan vrátit k předchozím způsobům pohybu, v opačném případě se zastaví.

Největší vliv na rychlost pohybu a zastavení říčeného materiálu má sklon svahu, dále materiál pokrývající svah (hlína, suť, vegetace), který ovlivňuje velikost tření o povrch, a velikost říčených balvanů (Dorren 2003). Samotné zastavení balvanu je spíše náhlý než postupný proces. Dojde k němu díky ztrátě energie srážkami a třením, ke kterému při pohybu po svahu dochází. Velikost tření závisí na tvaru balvanu a typu povrchu svahu.

Během pohybu dochází k významné fragmentaci (a tedy i redukci objemu) velkých balvanů. Konečný objem zříčeného balvanu závisí na uražené vzdálenosti a vlastnostech

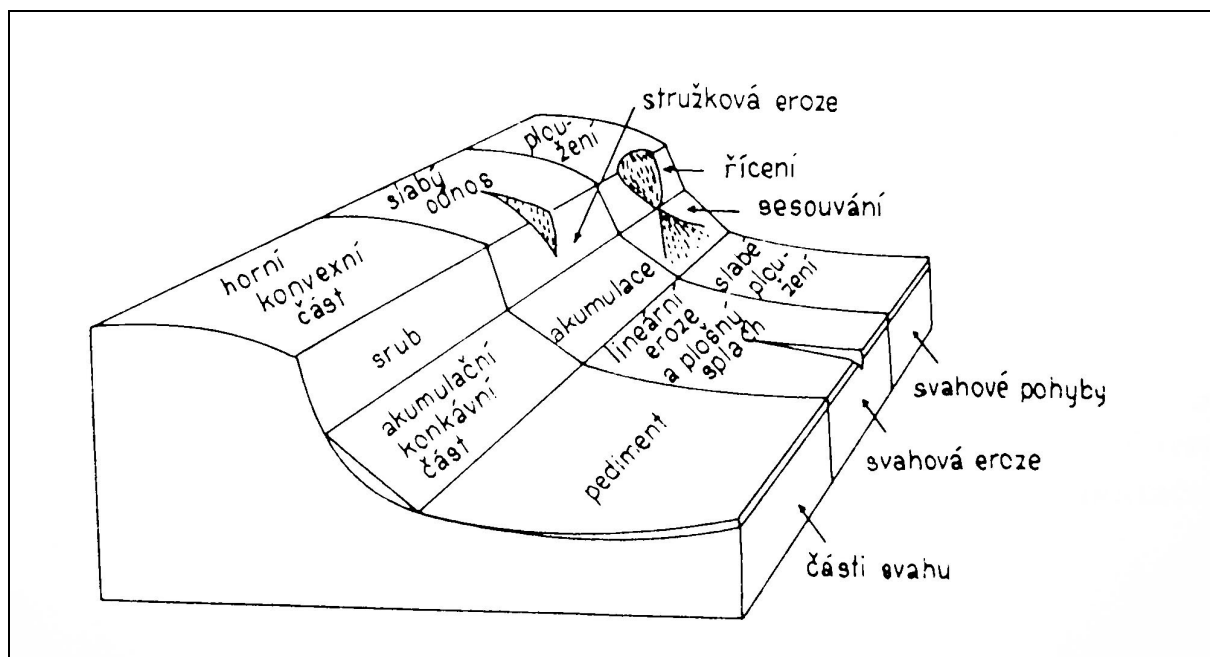
řícené horniny a svahu (Nocilla et al. 2008). Vyhodnocení procesu fragmentace je důležité pro správné určení rizika a volbu přiměřených opatření.

Rychlost pohybu řídicího se materiálu se pohybuje od jednotek až po stovky $\text{km}\cdot\text{hod}^{-1}$. Dorren et al. (2005, 2006) uvádí pro zalesněné svahy s průměrným sklonem $33\text{-}40^\circ$ průměrnou maximální rychlost jednotlivých balvanů $54\text{-}90 \text{ km}\cdot\text{hod}^{-1}$. Záruba a Mencl (1987) upozorňují, že rychlosti katastrofických řícení jsou řádově $10^2 \text{ km}\cdot\text{hod}^{-1}$. Jako příklad uvádějí zřícení části vrcholu hory Nevado del Huascarán v Peru v roce 1970, které bylo způsobeno zemětřesením o $M = 7,7$. Rychlost pohybu skalních sutí byla odhadována na $280 \text{ km}\cdot\text{hod}^{-1}$ (Kukal 1983 uvádí rychlost až $400 \text{ km}\cdot\text{hod}^{-1}$). Tyto vysoké rychlosti jsou vysvětlovány pohybem po tzv. vzdušném polštáři, který je tvořen stlačeným vzduchem zachyceným pod pohybující se sutí.

2.3.4 Povrchové tvary skalního řícení

Tvar svahu je výsledkem bilance zvětrávání hornin, které ho utváří, a odnosu zvětralin, které tímto procesem vznikají. Jeho vývoj je funkcí struktury, exogenních i endogenních pochodů a času (např. Demek 1987). Svah lze charakterizovat *vnějšími* vlastnostmi, jako je sklon svahu, jeho délka a výška. Tvar profilu svahu nelze vyjádřit jednoduchým geometrickým způsobem, neboť se obvykle skládá z více nerovných úseků. Mezi základní části svahu (obr. 2) patří horní konvexní část, srub, akumulární konkávní část a erozní konkávní část (pediment). *Srubem* se označuje příkrá, většinou přímá část svahu, často s výstupy skalního podloží. Právě sruby jsou typickými místy vzniku skalních řícení. Většinou se nevyvíjejí v nízkém reliéfu a v málo odolných a nepropustných horninách, kde se vytváří spíše konvexně-konkávní svah bez strmé části srubu.

Pro studium skalních řícení je kromě vnější podoby reliéfu důležitá povaha svahových sedimentů při úpatí svahu a v přílehlých sníženinách. Většina nových poruch na přirozených svazích vzniká tam, kde již v minulosti ke svahovým pohybům došlo (Ondrášik, Rybář 1991). Proto se řada studií zaměřuje na identifikaci těchto lokalit pomocí typických povrchových tvarů (např. Jomelli, Francou 2000, Luckman 2007).

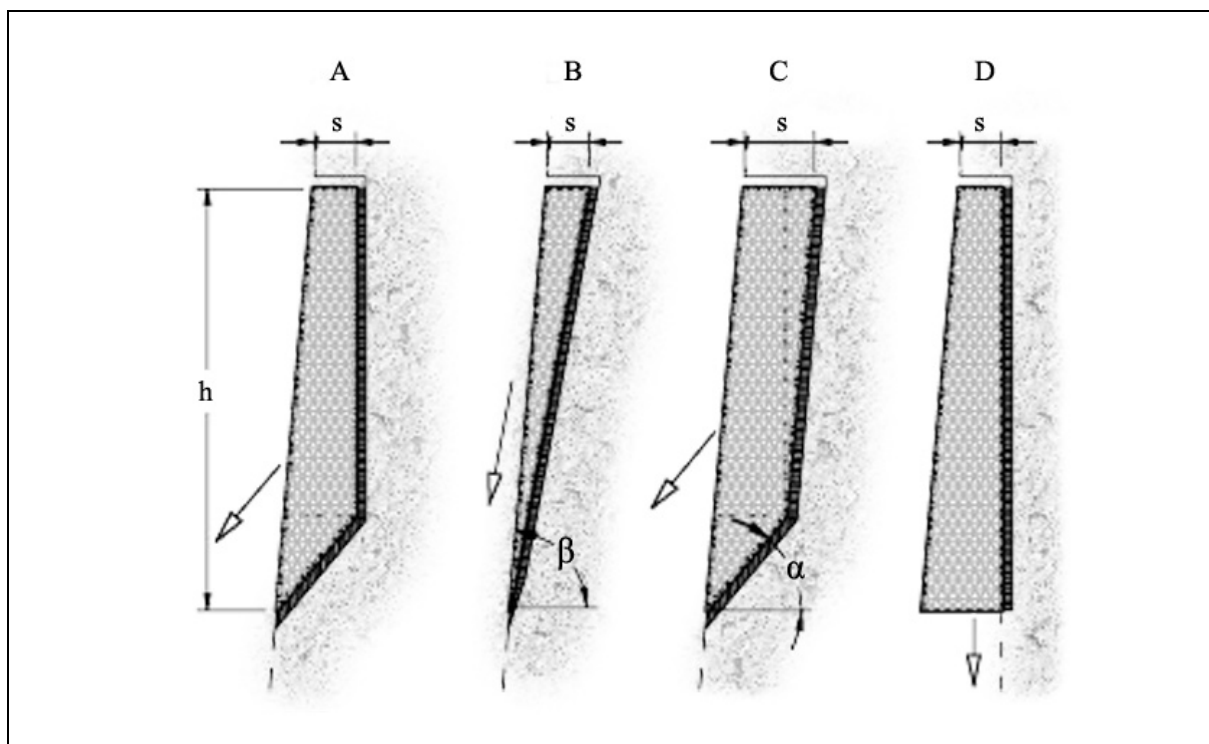


Obr. 2: Základní části svahu (podle Demka 1987)

Odlučná oblast

Tvar odlučné plochy je převážně podmíněn systémem zlomů a puklin uvnitř skalní stěny. Z tohoto důvodu převládají ploché (svislé a vodorovné) a sloupcovité tvary. V mnoha případech je řícený blok oddělen od skalní stěny ve formě čtyřstěnu nebo šestistěnu dvěma protínajícími se svislými systémy puklin v kombinaci s vodorovným zvrstvením (Paronuzzi 2006). Svislé pukliny orientované souběžně s průběhem povrchu skalní stěny jsou pro vznik řícení zvláště příznivé a často je obtížné je odhalit pouhým pozorováním. Obr. 3 znázorňuje typické příklady odlučných ploch skalních řícení.

Odlučné oblasti recentních skalních řícení jsou na skalních stěnách poměrně snadno rozpoznatelné. Kromě čerstvě odhalené, nezvětralé horniny jsou typické plochy se světlou šedožlutou patinou, která svědčí o předchozím zvětrávání uvnitř pukliny a přítomnosti vody (Paronuzzi 2006). Dále je na odlučné ploše možné odlišit skalní spoje (*rock bridges*), které jsou posledními místy soudržnosti horniny v rámci diskontinuity. Mohou se vyskytovat jak na zadní ploše, tak na bočních plochách odlučné zóny a mají významný vliv na stabilitu horniny.



Obr. 3 – Typické příklady odlučných ploch skalních řízení na dolomitických vápencích (upraveno podle Paronuzziho 2006).

A – plošná porucha se svislou zadní odlučnou zónou, B – jednoduchá plošná porucha, C – kombinovaná plošná porucha, D – smyková porucha

Akumulační tvary

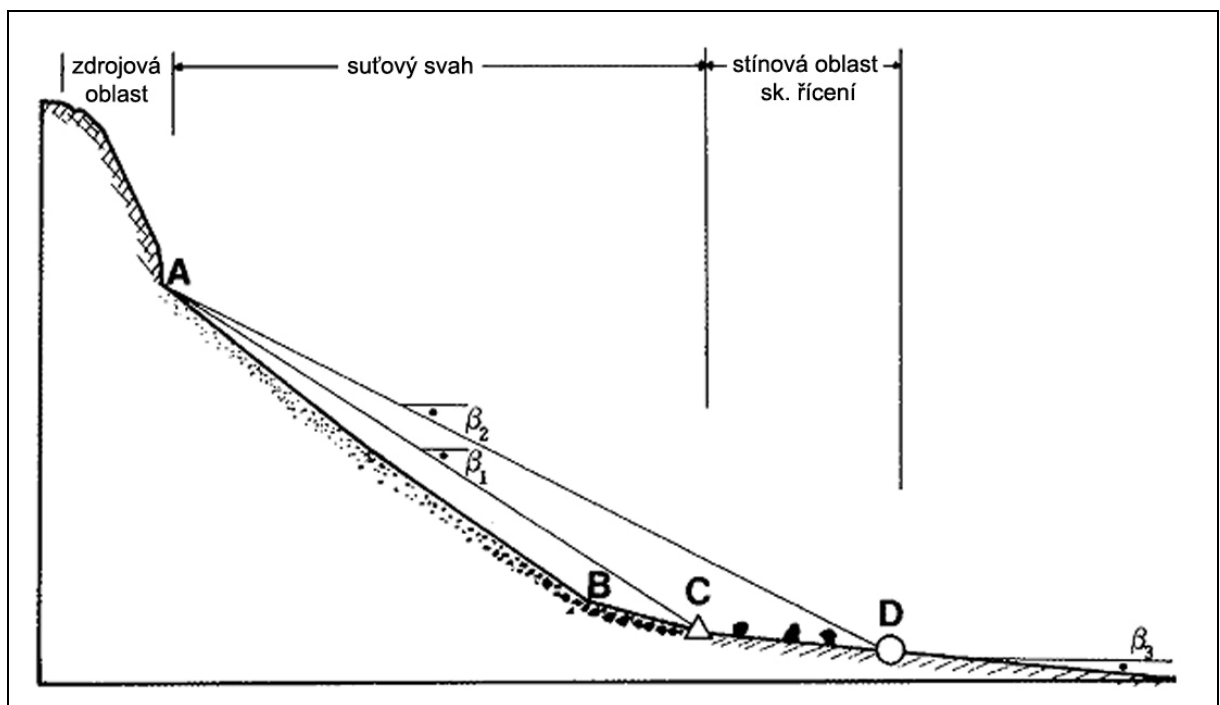
Výsledkem ojedinělých skalních řízení je většinou nevýrazně tříděná suť u paty skalní stěny a jednotlivé balvany zastavené dále po svahu. Při opakovaném řízení, třebaže v poměrně dlouhých časových intervalech, však vznikají na úpatí srubu typické tříděné akumulace (Jomelli, Francou 2000). Tyto hrubé, většinou ostrohranné kamenné suti, se označují jako *suťové svahy (talus slopes)*. Pro jejich vznik musí produkce a akumulace suti převyšovat její následné zvětrávání a odnos. Tento materiál musí dosáhnout dostatečné mocnosti, aby se vytvořil charakteristický tvar nezávislý na reliéfu v podloží. Výsledný tvar suťového svahu závisí na morfologii a vlastnostech horniny skalní stěny produkující suť a na morfologii povrchu, na kterém se materiál akumuluje (Luckman 2007). Jeho výšku a tvar ovlivňuje množství uvolněného materiálu a vnitřní tření, které způsobuje soudružnost částic.

Jednoduché stěny s rovným půdorysem a jednotnou geologickou stavbou produkují obvykle *suťové pláště*, postrádající významnější boční různorodost. Na členitějších stěnách

dochází při řízení materiálu k jeho usměrnění strouhami a stržemi a konečná akumulace se soustřeďuje pod jejich výstupy, což vede ke vzniku *kuželových osypů* (Paronuzzi 2006). V ideálním případě má takovýto osyp tvar kuželové výseče, ale obvykle je deformován morfologií okolí (tvarem skalního úpatí, překážkami atd.). Strže kromě suti skalních řízení přivádí také materiál lavin či vodních proudů, což může významně ovlivnit tvar akumulace. Vlivem těchto faktorů na výsledný tvar se zabývají např. Jomelli a Francou (2000), kteří ověřili možnost rozlišení suťového svahu od akumulace lavin a dalších procesů na základě geometrie profilu.

Profil suťového svahu

Typický profil suťových svahů (obr. 4) lze rozdělit na dvě základní části – dlouhý, rovný (případně lehce konkávní) segment v horní části svahu, který je mezním bodem (*breakpoint*) oddělen od kratší, výrazně konkávní bazální části (podrobně např. Jomelli, Francou 2000). Početná měření uvádí sklon horní části mezi 32-38°, nejvýše však 40°. Sклон bazální části klesá až na 10-20° a průměrný sklon celého osypu je přibližně 25-30°. Délka a úhel bazální části závisí na místních podmínkách, na stadiu vývoje osypu a zúčastněných lokálních akumulacích procesech.



Obr. 4: Schematický profil suťového svahu (podle Evanse a Hungra 1993)

A – vrchol suťového svahu, B – mezní bod, C – úpatí suťového svahu, β_1 – průměrný sklon svahu, β_2 – stínový úhel, β_3 – sklon podkladu

Za úpatím suťového svahu se nachází oblast tzv. *stínu* skalního řízení (*rockfall shadow*, Dorren 2003). Zde již povrch terénu není souvisle pokryt sutí, ale ukládají se zde rozměrnější balvany, které se nezastavily na suťovém svahu. Právě tyto balvany představují největší ohrožení v blízkosti osypu. Znalost minimálního stínového úhlu může sloužit pro první odhady dosahu řízených balvanů za suťový svah. Evans a Hungr (1993) jeho hodnotu empiricky stanovili na 27,5°.

Materiál

Suťový osyp se skládá z ostrohranných, nepravidelných skalních úlomků s velkým rozsahem velikostí (podle Paronuzziho 2006 nejčastěji v rozmezí 5-50 cm). Charakter suti značně závisí na litologii podloží. Pro tvar a velikost jednotlivých úlomků je určující průběh puklin a zvrstvení horniny (Duarte, Marquínez 2002). Osypy však nejsou tvořeny pouze hrubým nesoudržným materiálem. Skalní řízení často zvedají oblaky prachu ze skalní stěny i z osypu, které se následně ukládají ve formě jemného materiálu do prostor mezi úlomky suti, převážně v horní části osypu a v jeho hlubších vrstvách (Luckman 2007).

Třídící efekt

Suťové svahy skalních řízení vykazují postupný nárůst velikosti úlomků s rostoucí vzdáleností od vrcholu svahu (Dorren 2003). Hmotnější částice mají větší kinetickou energii a pohybují se tedy po svahu dále. Menší částice jsou dříve zastaveny překážkami (např. vegetací) nebo depresiemi v reliéfu. Tento jev umocňuje efekt „síta“, který je způsoben hrubým povrchem suti (Jomelli, Francou 2000). S nárůstem velikosti úlomků suti předchozích řízení směrem po svahu roste také třecí odpor povrchu svahu a tedy schopnost zastavit větší částice pohybujícího se materiálu.

Stupeň třídění materiálu suťového svahu také závisí na délce a výšce svahu a na velikosti a tvaru hlavních částic. Nejlépe je vyvinut na svahu se širokou škálou velikostí balvanů. Náhodné efekty mohou způsobit lokální nepravidelnosti v třídění. Například osyp pokrytý sněhem má jiný třecí odpor, balvany se proto ukládají odlišně a mohou být zastaveny mokřím sněhem mnohem výše ve svahu (Luckman 2007). Materiál suti je obvykle nejlépe vytríděn ve vyšší části svahu, kde vysoká mobilita úlomků zdůrazňuje efekt „síta“ a potlačuje vedlejší

(náhodné) vlivy. Jomelli a Francou (2000) upozorňují také na souvislost průběhu třídění s mezním bodem mezi segmenty profilu suťového svahu.

Ústup skalní stěny

Osypy vyvinuté pod skalním srubem jsou mírou materiálu uvolněného ze skalní stěny. Jsou předmětem zájmu řady studií (např. Matsuoka, Sakai 1999, Sass 2005), které směřují k určení rozsahu ústupu skalní stěny a rychlosti změny reliéfu v různých prostředích. Například Mills (1992) zdokumentoval osyp 80-100 m mocný, s dobře vyvinutou morfologií a vytříděním, který se vytvořil za účasti seizmické aktivity během osmileté periody v kráteru Mt. St. Helens. To ukazuje, že klasický osypový tvar se může za určitých podmínek vyvinout velmi rychle.

Průměrné hodnoty ústupu skalních stěn, dokumentované jak krátkodobým přímým měřením, tak odhady pomocí modelů, lichenometrie a objemu suťových kuželů, většinou nedosahují více než 10^{-2} až 10^{-1} mm · rok⁻¹ (Matsuoka, Sakai 1999). Tento přístup lze využít v oblastech, kde dochází ke skalním řícením malého rozsahu s vysokou četností, např. v alpinských oblastech s uvolňováním materiálu cykly mrznutí a tání (Dorren 2003). Nevystihuje však náhlý radikální ústup skalní stěny typický pro skalní řícení o větších objemech.

3 PŘÍPADOVÁ STUDIE

SKALNÍ ŘÍČENÍ V LOKALITĚ HRADU JESTŘEBÍ



Obr. 5 – Západní masiv. Čelní pohled na odlučnou plochu skalního říčení ze dne 1. 10. 2009.

3.1 Fyzickogeografická charakteristika území

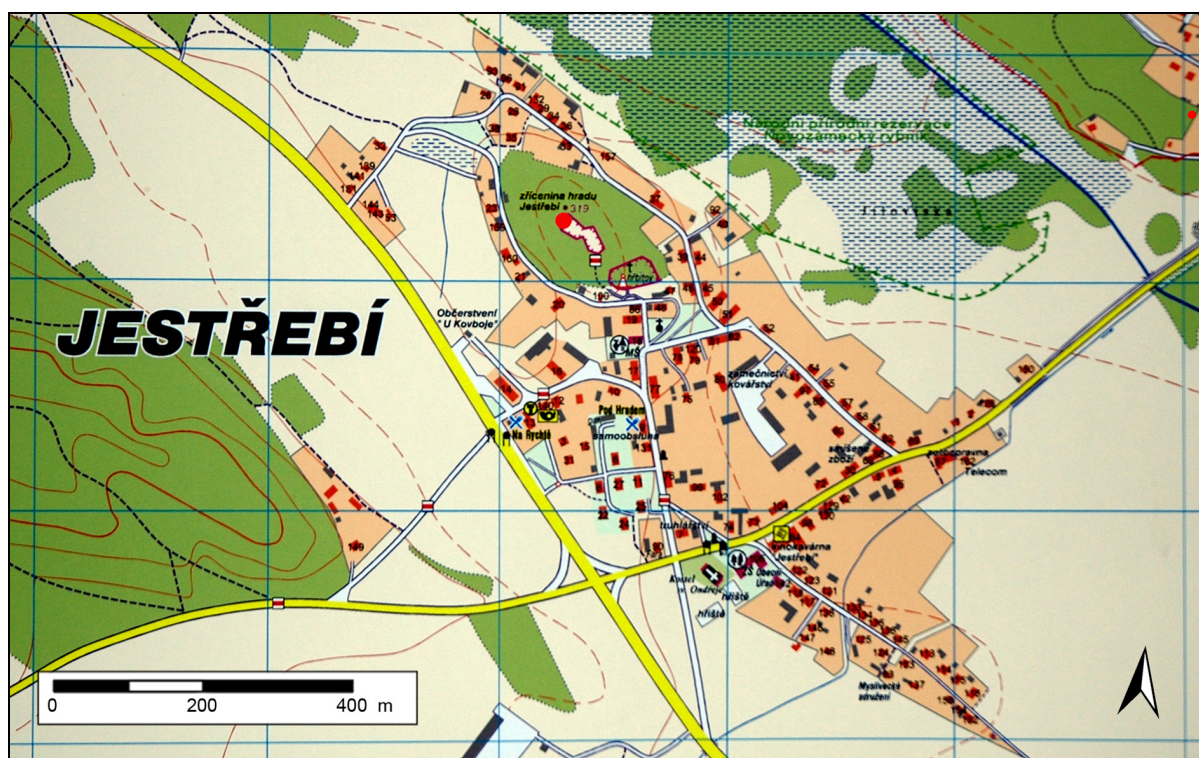
Skalní hrad Jestřebí, jehož pískovcové podloží je objektem studia této práce (obr. 5), se nachází v severních Čechách, 8 km jižně od České Lípy (obr. 6). Úpatí hradního vrchu, který vyčnívá 65 m nad širokou okolní plošinou, lemuje obec Jestřebí, nesoucí název hradu (obr. 7, foto 1, 2).

Toto území spadá do střední části geomorfologického okrsku Jestřebská kotlina (VIA-1A-c, obr. 8), která je tvořena úzkou strukturně denudační, v západní části tektonicky pokleslou sníženinou (Demek et al. 1965). Její dno tvoří niva Robečského potoka. Vůči vyššímu reliéfu je Jestřebská kotlina místy omezena strukturními svahy, založenými na zlomových liniích (Demek et al. 1987). Nad plochý reliéf kotliny kromě vulkanických suků (soustředěných v jihovýchodní části kotliny) vystupují strukturní výběžky a hřbety podmíněné polohami odolnějších železitých a křemitých pískovců. Místy příčně přetínají dno Jestřebské kotliny a tvoří tak přirozené hráze pro četné rybníky. Skalní města s drobnými pseudokrasovými tvary, která se v části území vyvinula, jsou v pokročilém stupni destrukce. Při vývoji drobných pískovcových tvarů se vedle mrazového zvětrávání v pleistocénu uplatnila i eolická deflační činnost. Výsledkem akumulace eolického materiálu jsou četné přesypy, především v jihovýchodní části kotliny, kde vytvářejí až několik set metrů dlouhé valy o výšce 2-5 m (Demek et al. 1965).

Jestřebí se nachází na jižním okraji příkopu oháreckého riftu. Tektonické kry uvnitř příkopu (tedy na severu) zde stupňovitě zaklesají celkem o 180 až 200 m oproti kram jižním. Prvním stupněm je popelovský zlom 1,5 km jižně od Jestřebí s vertikální výškou skoku 60 m (Adamovič, Coubal 1994). Hlavní zlomové pásmo, označované jako úštěcký zlom, prochází východo-západním směrem přes severní okraj Jestřebí, s celkovou výškou skoku 120 m. Jak vyplývá ze srovnání výšek báze bělohorského souvrství jihovýchodně a severozápadně od hradu, prochází jedna z poruch pásma úštěckého zlomu s výškou skoku 75 m v těsné severní blízkosti hradu (Adamovič, Kaňková 2010).

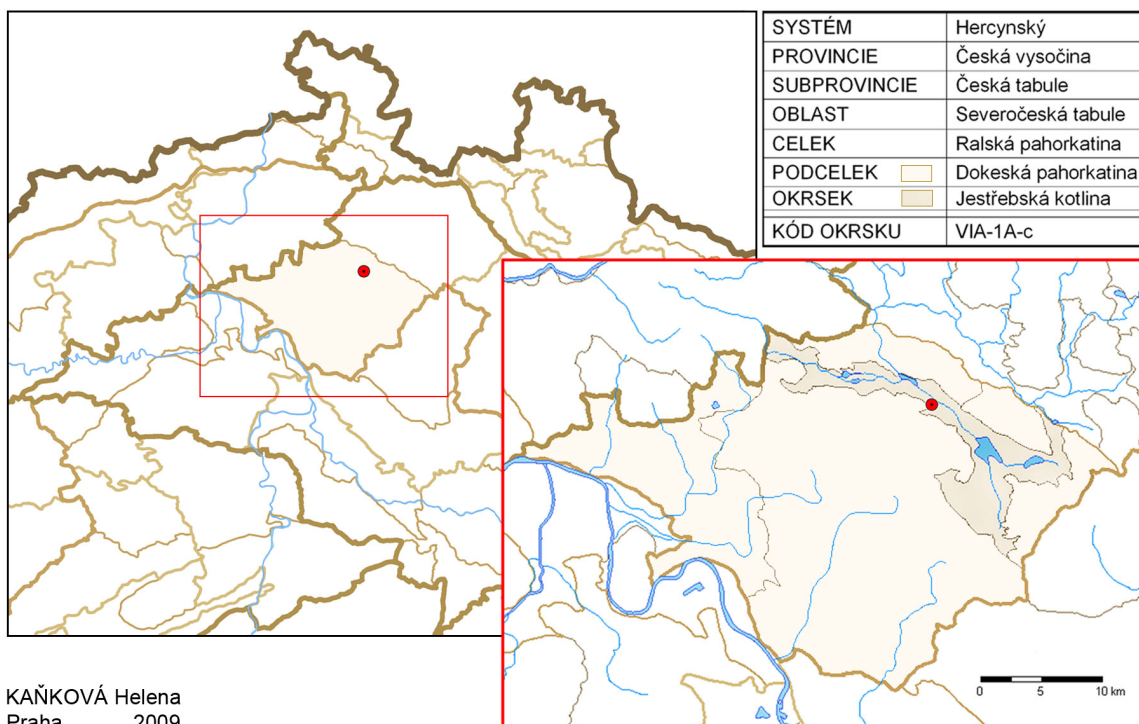


Obr. 6 – Okolí Jestřebí (mapový podklad: PLANstudio, Seznam.cz a.s.).



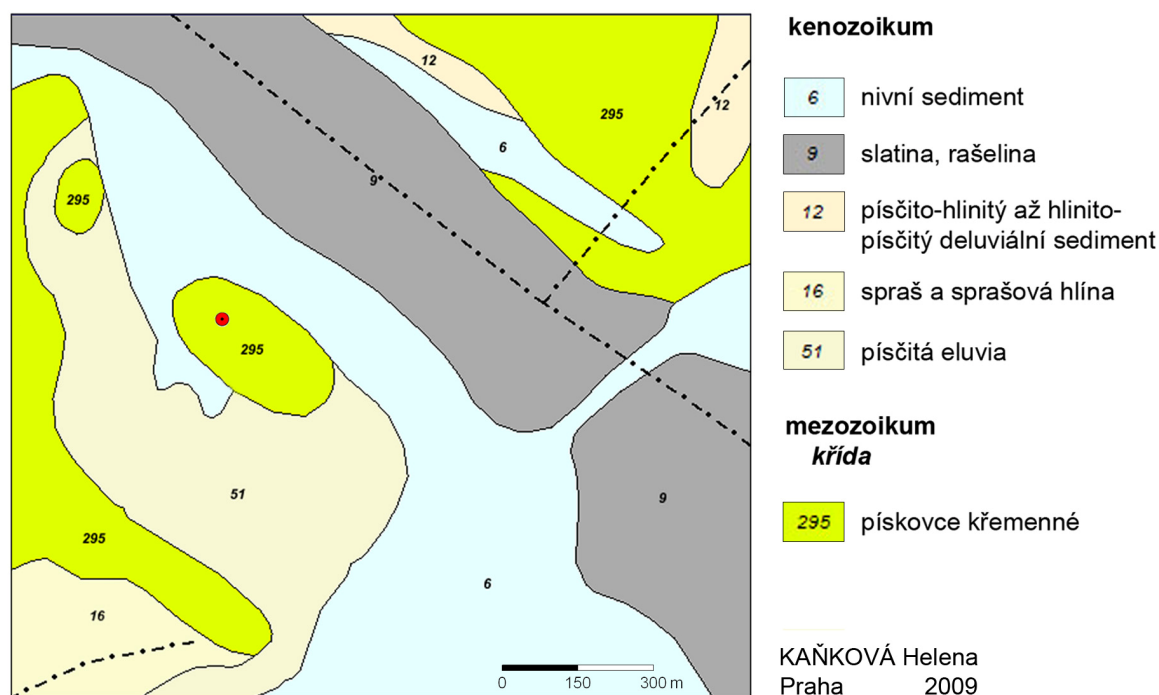
Obr. 7 – Plán obce Jestřebí (materiály Obecního Úřadu Jestřebí).

Geomorfologické členění



Obr. 8 – Geomorfologické členění (mapový podklad: CENIA, Portál veřejné správy ČR).

Geologie



Obr. 9 – Geologie (mapový podklad: Česká geologická služba).

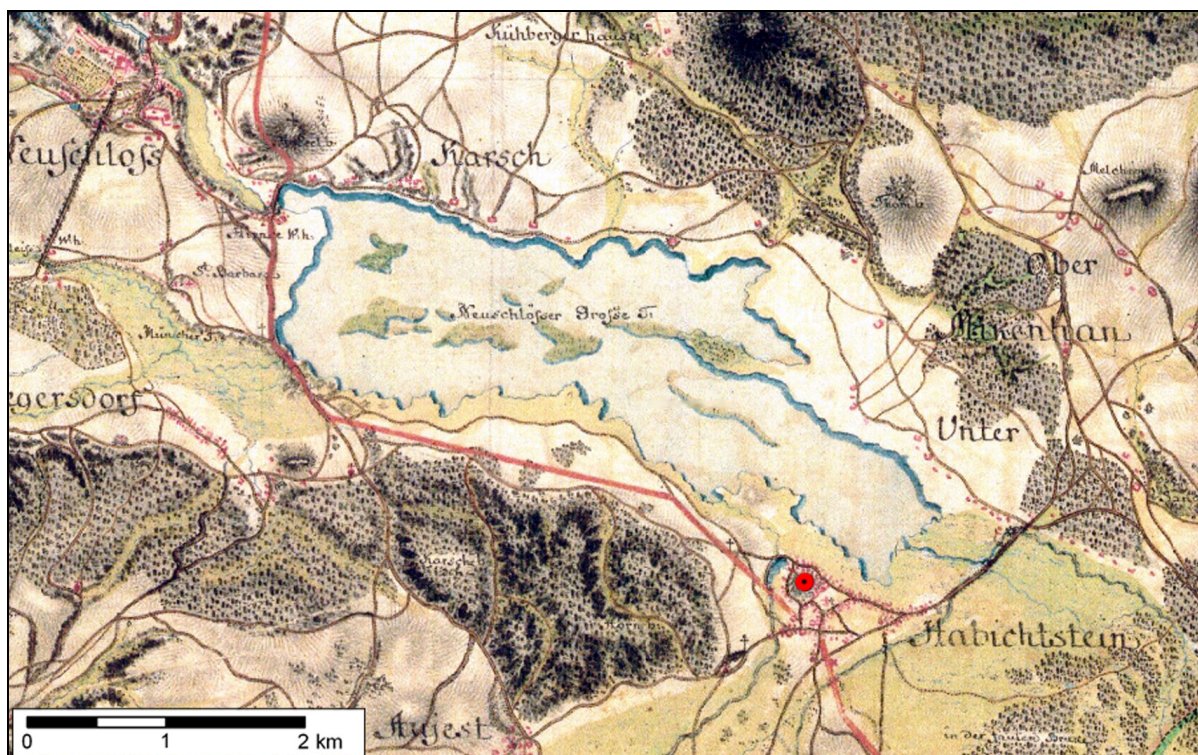
Nivu Mlýnského potoka¹, který dolní polovinou toku sleduje tuto poruchu, vyplňují organogenní sedimenty. Na ni navazují holocenní nivní sedimenty, které zasahují ze severovýchodu až k hradnímu vrchu. K jižnímu svahu přiléhají pleistocenní písčité eluvia (obr. 9). Samotný hradní vrch je tvořen křemenným pískovcem svrchní křídy, jehož nejvyšší část vystupuje ve formě přirozeného výchozu vysokého 26,5 m.

Celá širší oblast je odvodňována Robečským potokem². S průměrným průtokem $1,65 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ústí pod Českou Lípou zleva do Ploučnice. Na délku jeho toku 25,2 km připadá plocha povodí $286,5 \text{ km}^2$. Jedná se o vodohospodářsky významný tok s mimopstruhovou vodou (Městský úřad Česká Lípa 2008). Odtokový režim výrazně podmáčené nivy Robečského potoka je od dávné minulosti uměle ovlivňován. Celá oblast byla ovlivněna již ve 13. století zakládáním rybníků pro rybochovné účely a pro snížení povodňového ohrožení. Mezi nejvýznamnější vodní nádrže Robečského potoka i celé oblasti patří (řazeno od pramene k ústí) Břehyňský rybník, Máchovo jezero a Novozámecký rybník. V roce 1927 došlo ke značnému odvodnění celé lokality (AOPK ČR 2009). V šedesátých letech minulého století bylo prohloubeno koryto Mlýnského potoka. Část mokřadních ploch zanikla dalším snižováním hladiny spodní vody, ve zbylé části se naopak vodní hladina zvyšuje, a to zejména kvůli nedostatečné údržbě odvodňovacích kanálů.

Podmáčená mokřadní niva zasahuje téměř k úpatí hradního vrchu. Mlýnský potok jej obtéká ze severovýchodní strany ve vzdálenosti asi 400 m, a to přibližně 15 km od pramene toku. Po dalších necelých 2 km se Mlýnský potok vlévá do rozsáhlého Novozámeckého rybníka. Díky značnému zanášení materiálem z Mlýnského a Bobřího potoka a dříve též kalem z blízké pískovny má nyní rybník průměrnou hloubku jen 1,5 m. Také jeho rozloha je výrazně menší než v minulosti – v současné době se uvádí 50 ha volné vodní hladiny. Mapy prvního vojenského mapování z roku 1781 (obr. 10) a veduta J. Pucherny podle kresby F. K. Wolfa z roku 1797 (VMG Česká Lípa, obr. 11) zobrazují rybník zasahující až k hradnímu vrchu. V mapě stabilního katastru obce Jestřebí (1845) má rybník již zhruba dnešní obrysy. Otázkou zůstává, zda došlo ke snížení původní hladiny rybníka nebo výrazný úbytek rozlohy způsobilo pouze jeho postupné zanášení.

¹ Mlýnský potok je běžné označení pro úsek Robečského potoka mezi Starými Splavy a Novozámeckým rybníkem. Výjimečně se označuje též jako Starosplavský potok.

² Část toku mezi Břehyňským rybníkem a Máchovým jezerem bývá označována jako Břehyňský potok. Úsek mezi Starými Splavy a Novozámeckým rybníkem jako Mlýnský potok. Existují tak 3 různé varianty počátku Robečského potoka. Tato práce respektuje pojetí hydrofondu ČHMÚ, který za počátek Robečského potoka považuje jeho pramen severně od Bílého Kamene.



Obr. 10 – Výřez Mapy prvního vojenské mapování (Laboratoř geoinformatiky Univerzity J. E. Purkyně).



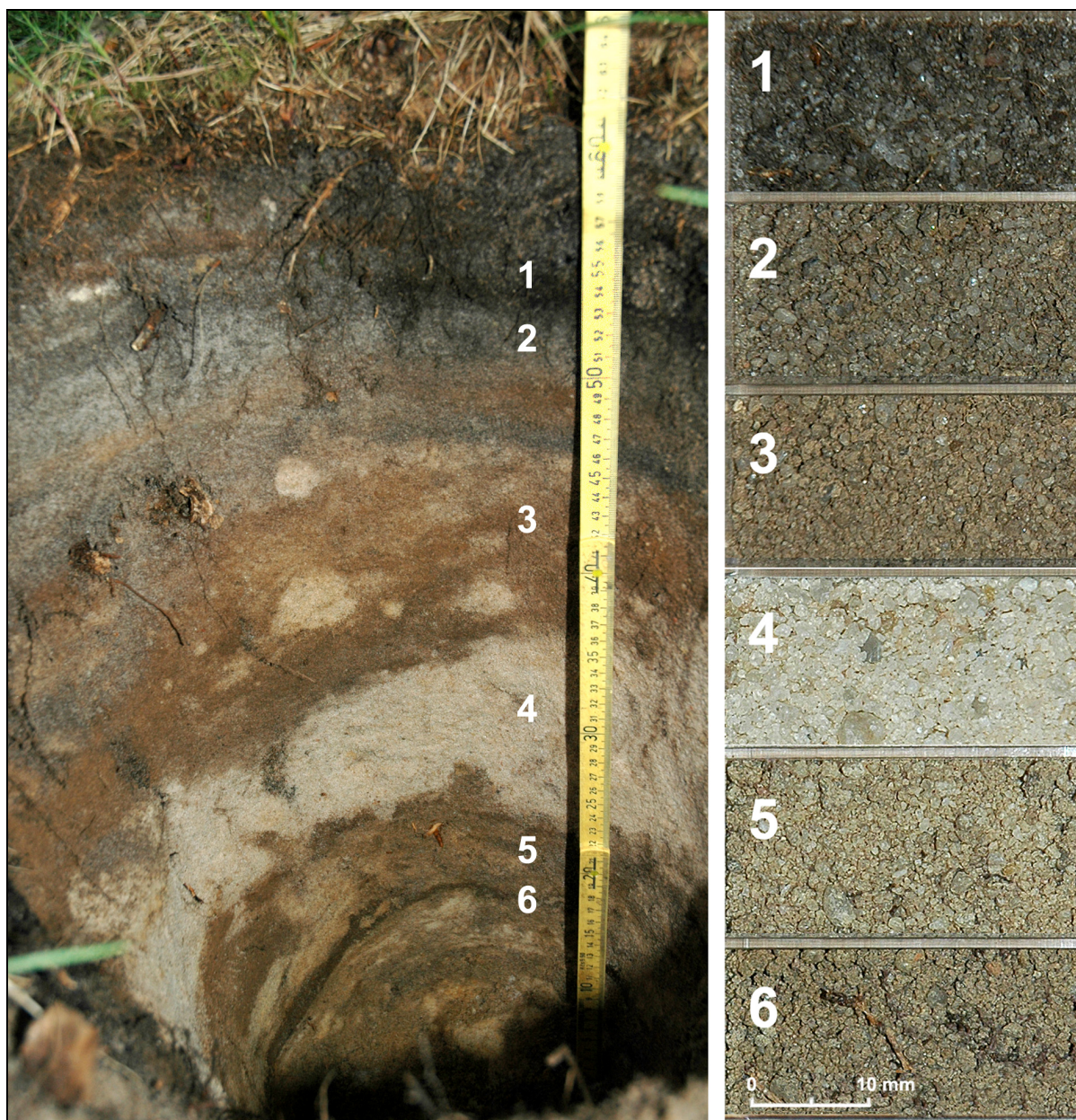
Obr. 11 – Veduta J. Pucherny (podle kresby F.K. Wolfa z roku 1797, Vlastivědné muzeum a galerie v České Lípě).

Z hlediska klimatu spadá lokalita podle Quittovy klasifikace do oblasti *mírně teplá 9* (MT9). Pro tuto oblast jsou charakteristické následující znaky: léto dlouhé, teplé, suché až mírně suché. Přechodné období krátké s mírným až mírně teplým jarem a mírně teplým podzimem. Zima krátká, mírná, suchá, s krátkým trváním sněhové pokrývky (Quitt 1971). Konkrétní charakteristiky uvádí tab. 3. Sníženina (zahrnující oblast Jestřebí), táhnoucí se od Bělé p. B., přes oblast Doks a Holan, má podle Culka (1995) v rámci regionu nejsušší ráz. Bezvětrí zde panuje téměř po 55 % času. Na vítr o rychlosti vyšší než 2,5 m/s připadá pouze 13 % času, rychlost nad 7,5 m/s má velmi nízkou četnost, 0,3 %. Převládající směr větru je západní (12,3 %) a severozápadní (8,8 %).

Tab. 3 – Klimatické charakteristiky (podle Quitta 1971)

Klimatické charakteristiky	MT9
Počet letních dnů	40-50
Počet dnů s průměr. tepl. 10 °C a více	140-160
Počet mrazových dnů	110-130
Počet ledových dnů	30-40
Prům. teplota v lednu (°C)	-3 až -4
Prům. teplota v červenci (°C)	17-18
Prům. teplota v dubnu (°C)	6-7
Prům. teplota v říjnu (°C)	7-8
Prům. poč. dnů se srážkami 1mm a více	100-120
Srážkový úhrn ve veget. období v mm	400-450
Srážkový úhrn v zimním období v mm	250-300
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	60-80
Počet dnů zamračených	120-150
Počet dnů jasných	40-50

Půdní pokryv hradního vrchu tvoří lehká arenická kambizem na chudých písčitých svahovinách. Epizodické pohřbívání půdy materiálem skalního říčení dokazují světlé vrstvy písku oddělené kontrastními přechody, dobře viditelné na půdních profilech (obr. 12). V rozsáhlé nivě Mlýnského potoka, obklopující hradní vrch, nalezneme převážně fluvický glej s častým přechodem do organozemí typu slatin a rašelin, a to s hladinou podzemní vody trvale blízko povrchu. Rašelinění zde již neprobíhá a dochází k hromadění surového humusu a k podzolizaci. Širší okolí tvoří dystrické a modální kambizemě, pelický pseudoglej a arenický podzol.



Obr. 12 – Půdní profil (20 m od paty čelní stěny západního masivu).

Potenciální vegetaci postglaciálu představují především bučiny, kyselé doubravy a bory. S lidskou činností vzrostl podíl dubohabřin. V místech trvalého zamokření, na skalních plošinách a na otevřených písčných plochách lze předpokládat i vývoj alespoň krátkodobého bezlesí (AOPK ČR 2009). Na širokém dně Jestřebské kotliny se vzhledem k příznivým hydrografickým a geologicko-geomorfologickým poměrům vytvořila v nivě Robečského potoka rozsáhlá mokřadní rašeliniště.

Současný vegetační pokryv hradního vrchu tvoří světlý reliktní bor. Na severozápadním svahu zcela dominuje borovice lesní (*Pinus sylvestris*), s minimální příměsí dubu zimního

(*Quercus petraea*) a smrku ztepilého (*Picea abies*). V ostatních částech kopce borovici místy střídají vertikální pásma břízy bělokoré (*Betula pendula*). Severovýchodní svah má nejvyšší podíl příměsí, kromě výše zmiňovaných zde nalezneme i trnovník akát (*Robinia pseudoacacia*) a javor klen (*Acer pseudoplatanus*).

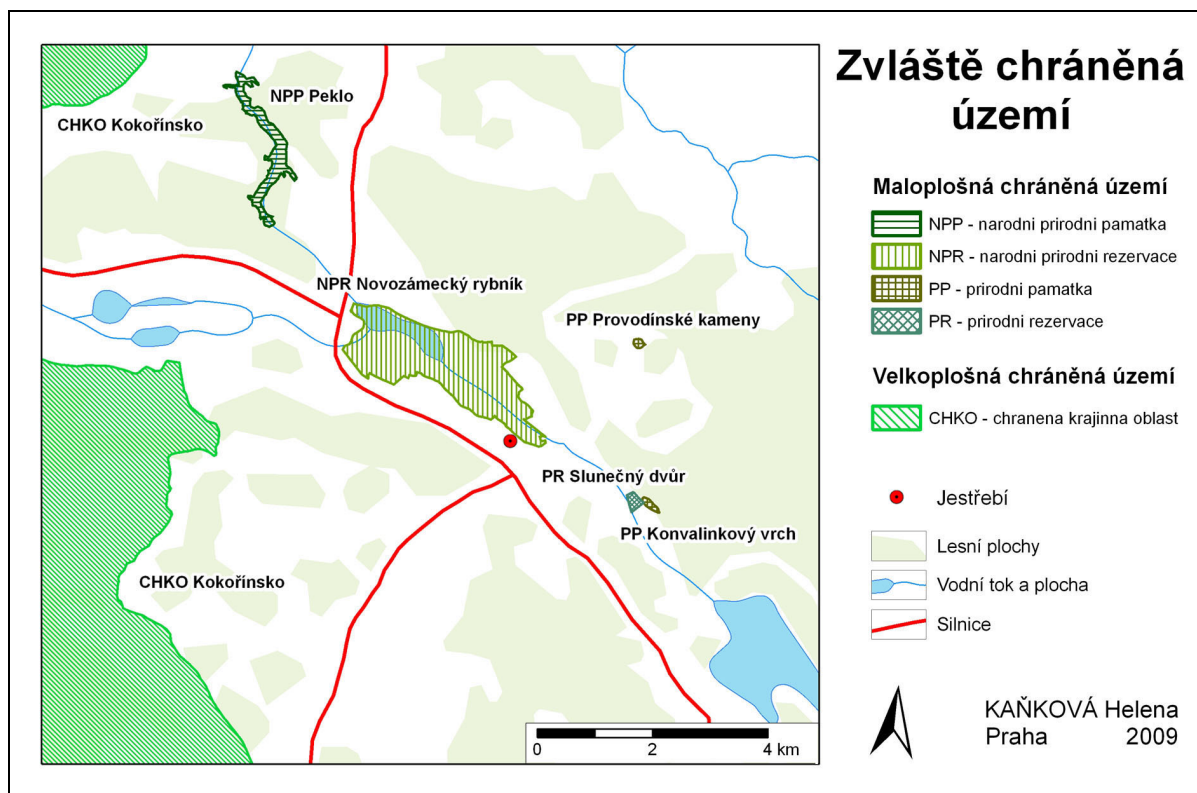
Z hlediska biogeografie náleží území do mimořádně významného Ralského bioregionu (1.34). Přítomnost suchých, mokřadních (rašelinných i slatinných) a vodních ploch, acidofilních i kalcifilních typů pískovců a výchozů neovulkanitů odlišuje bioregion od všech okolních (Culek 1995). Střídání těchto prvků zaručuje značnou rozmanitost stanovišť a jejich zachovalost umožňuje vysokou biodiverzitu. Culek (1995) biotu této oblasti označuje jako nejpestřejší mezi všemi bioregiony pískovců České republiky.

Významná je především velice bohatá flóra s výrazným reliktním charakterem a neobvyklým množstvím exklávních prvků. Převažují mezofilní hercynské druhy (AOPK ČR 2009). V rámci Českomoravského mezofytika patří oblast do fytogeografického okresu Ralsko-bezdězské tabule (52). Fauna se zde vyskytuje běžná, především lesní, se západními vlivy. Obohacujícím prvkem je rozmanitá ptačí fauna obývající rákosinami chráněné rybníky. Nejcennější flóra a fauna s řadou vzácných i ohrožených druhů je vázána na mokřadní biotopy v okolí Jestřebí a Doks. Zde se též vyskytují 2 endemity Jestřebí, kterými jsou prstnatec český (*Dactylorhiza bohemica*) a tučnice česká (*Pinguicula bohemica*).

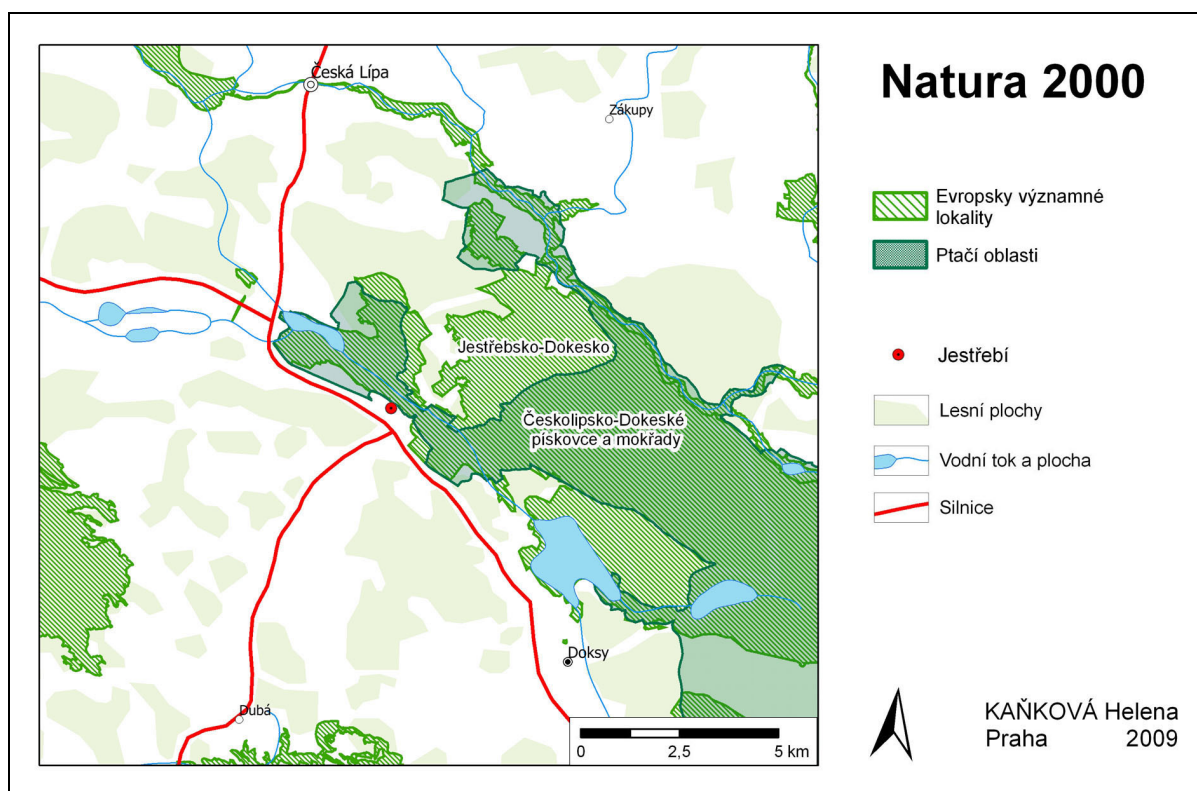
Pro ochranu přírody jsou nejvýznamnější rybníky Novozámecký a Břežský³, které jsou propojené Mlýnským potokem. Jeho úsek mezi Jestřebím a Starými Splavy a k němu přiléhající ekosystémy tvoří zhruba 200 ha rozlehlý komplex zvaný Jestřebské slatiny, zahrnující převážně odvodněná slatiniště a střídavě vlhké louky. Celé území Jestřebských slatin patří k nejvýznamnějším botanickým lokalitám v České republice.

Vzhledem k mimořádnému ekologickému významu oblasti zde byla vyhlášena řada chráněných území (obr. 13, 14, tab. 4). Samotný hradní vrch leží vně těchto chráněných oblastí, třebaže v jejich těsné blízkosti. Skalní objekt je tedy chráněn pouze z kulturního hlediska jako součást historické památky.

³ Rybníky jsou zapsány do Seznamu mezinárodně významných mokřadů Ramsarské úmluvy a jsou součástí národní sítě územního systému ekologické stability a Evropské ekologické sítě EECONET. Území je bohaté na vodní ptactvo, což vedlo k jeho zařazení k Významným ptačím územím (IBA) a v současnosti většinu plochy zaujímá SPA (AOPK ČR 2009).



Obr. 13 – Zvláště chráněná území (mapový podklad CENIA, Portál veřejné správy ČR).



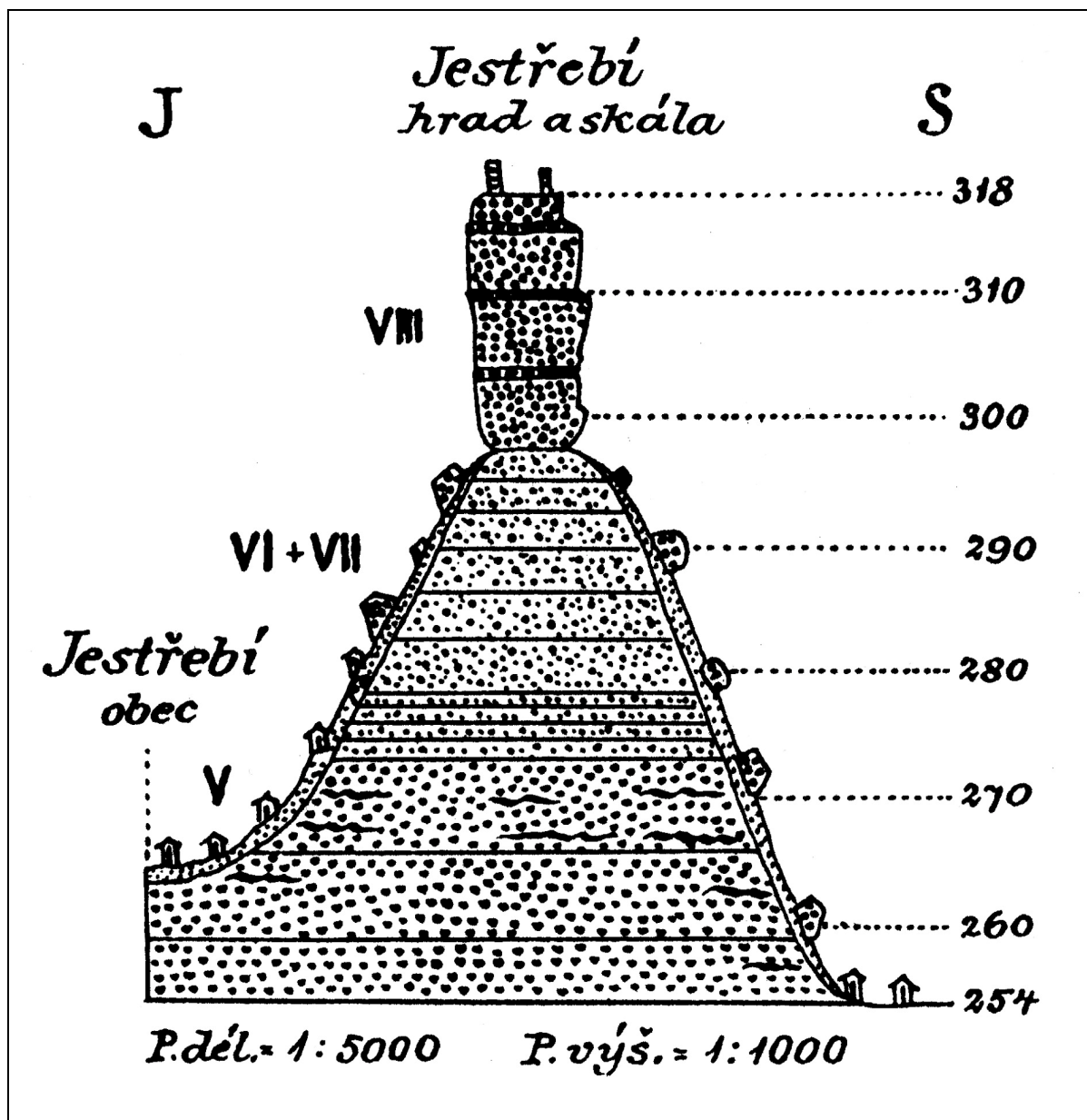
Obr. 14 – Natura 2000 (mapový podklad CENIA, Portál veřejné správy ČR).

Tab. 4 – Přehled chráněných území

Název	Předmět ochrany
ZCHÚ	
NPR Novozámecký rybník	Rybník s rozsáhlými rákosinami s velkým bohatstvím avifauny, např. bukač velký (<i>Botaurus stellaris</i>), jeřáb popelavý (<i>Grus grus</i>), sýkořice vousatá (<i>Panurus biarmicus</i>). Z dalších ohrožených živočichů zde žije vydra říční (<i>Lutra lutra</i>), blatnice skvrnitá (<i>Pelobates fuscus</i>), ropucha krátkonohá (<i>Bufo calamita</i>) a skokan skřehotavý (<i>Rana ridibunda</i>), 800 druhů brouků a 50 druhů měkkýšů.
PR Slunečný dvůr	Bohatá lokalita popelivky sibiřské (<i>Ligularia sibirica</i>).
NPP Peklo	Hluboce zaříznuté údolí v kvádrových pískovcích, bohaté naleziště bledule jarní (<i>Leucojum vernum</i>).
PP Konvalinkový vrch	Ojedinělý výskyt rojovníku bahenního (<i>Ledum palustre</i>) na pískovcové skále.
Natura 2000	
Evropsky významná lokalita: Jestřebsko-Dokesko	Lokalita páchníka hnědého (<i>Osmoderma eremita</i>), tesaříka alpského (<i>Rosalia alpina</i>) a dalších chráněných druhů živočichů a rostlin, zásaditá slatiniště, přechodová rašeliniště a trasoviště, jeskyně nepřístupné veřejnosti, středoevropské lišejníkové bory.
Ptačí oblast: Českolipsko-Dokeské pískovce a mokřady	Oblast hostí jeden ze čtyř kvalifikujících druhů – jeřába popelavého (<i>Grus grus</i>). Je první oblastí v České republice, kde se jeřábi před více než dvaceti lety usadili. Druhým cílovým druhem je slavík modráček středoevropský (<i>Luscinia svecica cyanecula</i>), jehož klíčovou lokalitou jsou rozlehlé rákosiny Novozámeckého rybníka.
Ostatní významné	
Jestřebské slatiny	Nejsilnější populace hlízovce Loeselova (<i>Liparis loeselii</i>) v České republice.

Geologie pískovcového výchozu

Měřitelný litologický profil představuje nejvyšších 26,5 m hradního vrchu, tvořených přirozeným výchozem křemenného pískovce, který odpovídá nadmořské výšce 293 – 319,5 m n.m. Starší geologická pozorování shodně řadí jestřebský profil do jizerského souvrství. První podrobnější litologický profil uvádí Zahálka (1916, obr. 15). Přestože mocnosti vymezených jednotek zřejmě odhadoval jen zdálky, jeho určení profilu odpovídá současnému zařazení do střední části jizerského souvrství křídového stáří, se stratigrafickou pozicí profilu 166–192 m nad bází bělohorského souvrství. Tyto poznatky byly v 90. letech minulého století systematicky zpřesňovány podrobným terénním mapováním a doplněny o údaje z hlubokých vrtů, zasahujících až do podloží křídových sedimentů (Adamovič 1997).



Obr. 15 – Litologický profil podle Zahálky (1916). Pásmo VIII – hrubozrnné kvádrové pískovce a slepence, střední část jizerského souvrství; soupásmí VI+VII – jemnozrnné pískovce zakryté sutí; pásmo V – hrubozrnné pískovce a slepence.

Nejvyšší část profilu, která je obtížně přístupná, lze rekonstruovat podle zřícených balvanů a srovnáním s analogickým profilem na nedalekém návrší Rabštejn, kde leží odpovídající rozhraní o cca 5 m níže. Většina profilu (od báze do 317 m n. m.) je tvořena šedým křemenným pískovcem, ve spodní části středně zrnitým až hrubozrnným, ve vyšších polohách jemnozrnným až středně zrnitým. Plovoucí valouny dosahují velikosti až 3 cm. Vrstevní plochy nejsou v důsledku bioturbace příliš souvislé. Laminy málo četného šikmého zvrstvení se uklánějí k JJZ. Místy se projevuje negativní gradační zvrstvení (tj. nepříliš časté

hrubnutí sedimentárních částic směrem do nadloží). Nejsvrchnějších 2,5 m skalního výchozu tvoří rezavý jemnozrný pískovec s redeponovanými schránkami mlžů. Vrstevní plochy a šikmé zvrstvení jsou místy silně porušené bioturbací. Laminy jediného měřitelného setu se uklánějí k SSV (Adamovič, Kaňková 2010).

Výrazně se na povrchu skalních stěn projevují horizontální úrovně litologického kontrastu (slepencové polohy) a polohy silně bioturbované (převážně svislými chodbami rodu *Thalassinoides*, zasahujícími i několik decimetrů do podloží), v nichž se rychleji uplatňuje zahlubování reliéfu⁴ a vznikají tak horizontální spáry a římsy. Ve výšce 302,5 m n.m. leží nejnižší slepencová poloha s ostrou bází a křemennými valouny o velikosti až 2 cm. Kolem ní se vytvořily dvě horizontální spáry: jedna na bázi slepence a druhá přibližně o 30 cm výše, v úrovni největší intenzity bioturbace v nadložním pískovci (obr. 16, 17). Podobná horizontální spára se místy vytvořila asi o 4 m výše. Další výrazný litologický kontrast s kulminací křemenných valounů o velikosti až 7 mm se nalézá na vrcholu negativního gradačního zvrstvení. Tvoří úroveň dolního plató ve výšce 309,5 m n.m.

V následujících (vrchních) 10 m jsou výrazným rysem ostře omezené polohy s křemennými valouny o velikosti do 1 cm a redeponovanou faunou. Jsou záznamem silných bouřkových událostí na dně turonského moře v hloubkové zóně mimo dosah běžného vlnění (tedy v hloubkách kolem 30-40 m). Podle analogie s profilem Rabštejn by měly být tři: ve výškách 313, 315,5 a 317 m n.m. Nejvyšší z poloh obsahuje na profilu Rabštejn valouny o velikosti až 3 cm a tvoří tak zakončení nižšího skalního patra.

Fauna obsažená v hrubých polohách v nejvyšších 10 m profilu (foto 22-25) je tvořená převážně hladkými schránkami ústřic druhu *Rhynchostreon suborbiculatum* (t.j. *Exogyra columba* starších autorů, určil J. Adamovič). Přítomny jsou i podélně rýhované schránky hřebenatek typu „Lima“. Z vůdčí fauny byl na balvanech zřícených v říjnu 2009 nalezen mlž *Inoceramus lamarcki stuemcke* Heinz (určil S. Čech z České geologické služby v Praze), jehož výskyt je typický pro přechod ze středního do svrchního turonu. Paleontologický obsah pískovců je tedy v souladu s výše uvedeným zařazením jestřebského profilu.

⁴ Silně bioturbované, texturně homogenní pískovce mají nižší únosnost než pískovce horizontálně vrstevnaté.



Obr. 16 – Horizontální spára v úrovni slepencové polohy. Čelní stěna západního masivu, pohled od západu.



Obr. 17 – Horizontální spára v úrovni slepencové polohy – detail. Jižní stěna východního masivu.

Morfologie pískovcového výchozu

Skalní výchoz, ještě v polovině 19. století kompaktní, byl rozdělen téměř svislou puklinou o směru SZ-JV na dva samostatné masivy, v současné době už jen s minimálním kontaktem při jejich úpatí. Stěny masivů jsou svislé nebo tvoří rozměrné převisy. Hlavní vertikální pukliny ve výchozu pískovce, které mohou určovat průběh odlučných ploch skalních řícení, mají směry SZ-JV a SV-JZ. Nejsou příliš průběžné a nenesou stopy smykového pohybu (striace, silicifikace). Lze tedy předpokládat, že se vytvořily jako doprovodné tahové ruptury při pozdějším oživení horizontálního posunu úštěčského zlomu.

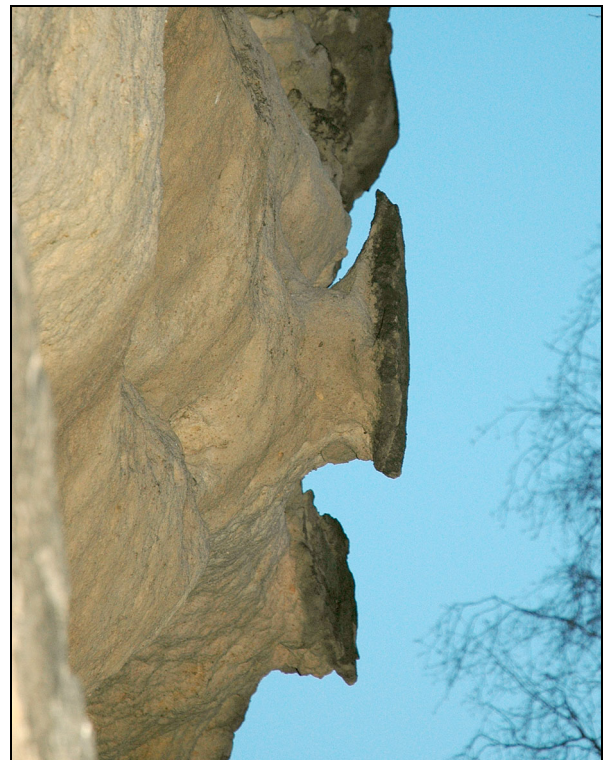
Temena obou masivů jsou vodorovně plochá, porostlá travinami a místy nízkými křovinami (foto 3, 4). Výšky 26,5 m dosahuje pouze západní masiv, jeho povrch (horní plató) se nachází v nadmořské výšce 319,5 m n.m. Díky výrazně převislým stěnám bývá jeho tvar označován jako koráb (foto 5). Temeno východního masivu leží o 10 m níže (dolní plató), v úrovni výrazné slepencové polohy. Ta se na vyšším masivu projevuje vznikem dílčího skalního ochozu a římsy po celém jeho obvodu (obr. 18) a mimo jiné tvoří spodní hranici odlučné plochy posledního skalního řícení. Vrcholová plošina východního, nižšího masivu je přístupná veřejnosti skrz válcovitý prostor bývalého zařízení na čerpání vody, který je dnes zčásti dozděný pískovcovými štuky a doplněný schodištěm.

Dlouhodobé procesy fyzikálního zvětrávání různou měrou rozrušují jednotlivé části odhaleného skalního povrchu. Nejméně odolné jsou vůči nim vrstvy ve výše uvedených úrovních litologického kontrastu (slepencové polohy) a v silně bioturbovaných polohách. Na dalším rozrušování spár a drobných konkávních tvarů na povrchu pískovce se mohou podílet některé druhy hmyzu. Mikuláš (1997, 2002) popsal z jestřebské skály řadu taxonů, které bioerozi způsobují (např. solitérní včely hedvábnice, mravenci), nebo vzniklé tvary druhotně využívají (pavouci, brouci).

Vzhledem k rychlé tvorbě dutin a skalních říms i na stěnách teprve nedávno odkrytých skalních řícením je velmi pravděpodobné, že v těchto úrovních muselo dojít ke snížení soudržnosti pískovce ještě před jeho vystavením přímým povětrnostním vlivům. Svou úlohu zde pravděpodobně sehrálo soustředění toku pórových vod do těchto nejvíce propustných poloh a s ním spojené vymývání původního tmelu, a to ještě před vytvořením dnešní topografie.



Obr. 18 – Skalní římsa v úrovni dolního platá. Západní masiv, pohled od východu.



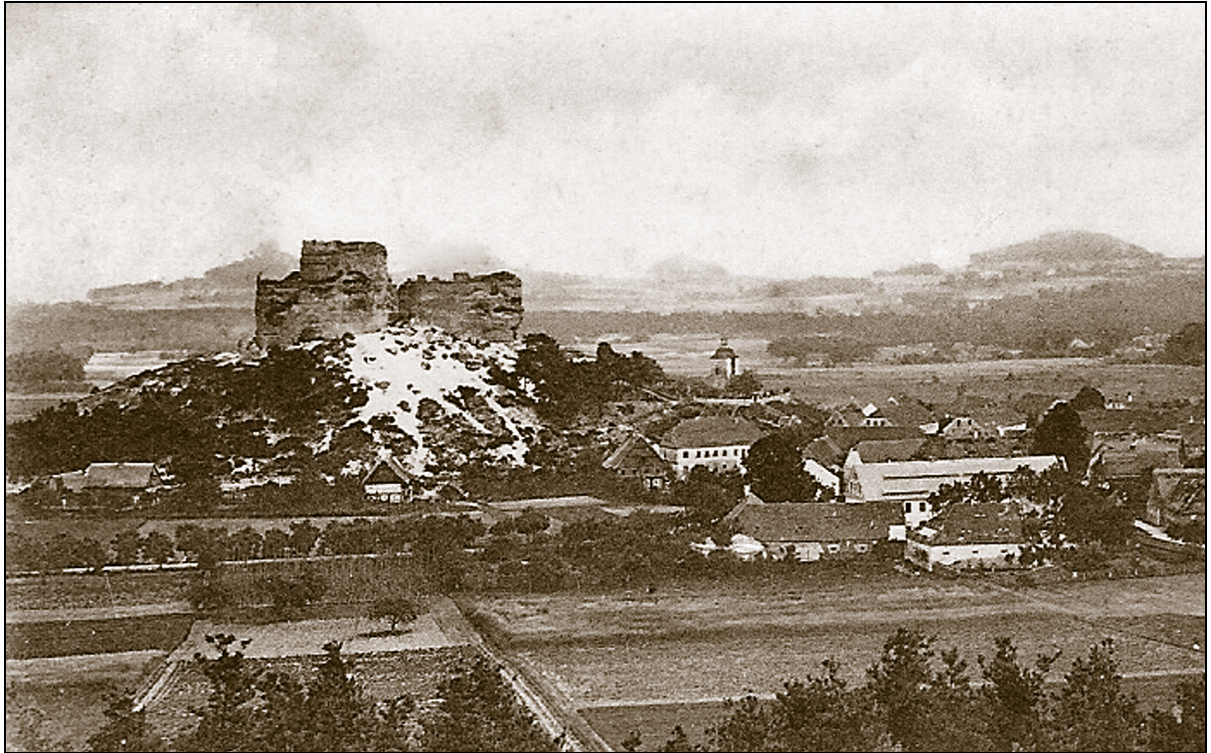
Obr. 19, 20 – Solné skalní kůry nad schodištěm východního masivu.

Dále na povrch pískovce působí solné (chemické) zvětrávání, při kterém dochází ke krystalizaci solí na povrchu nebo mělce pod povrchem pískovce. Vznikají tak několik centimetrů silné skalní kůry, kopírující povrch skalní stěny (obr. 19, 20). V pojivu těchto kůr byl stanoven kaolinit (původní matrix pískovce) a sádrovec, který v našich podmínkách běžně krystalizuje v pískovcových skalních kůrách při odpařování pórových vod obsahujících vápník z vylouženého karbonátového tmelu v pískovci a síru z atmosférického SO₂ (Schweigstillová et al. 2009).

3.2 Historie skalních řícení

Jedna z prvních zmínek o rozpadu skalního masivu v podloží jestřebského hradu pochází od Sommera (1833, s. 319-320). Podle něj zde došlo ke skalnímu řícení v roce 1811 a následně 20. listopadu 1825, kdy musely být z bezpečnostních důvodů odstraněny tři domy. Dne 5. března 1848 došlo k pádu skály v jižní stěně. Puklina uprostřed masivu se přitom rozevřela dále severním směrem a rozdělila tak masiv na dvě části (Prokop 1898). Příčina skalního řícení byla přisuzována neuváženému lámání stavebního kamene na úbočí kopce. K dalším, zřejmě menším, epizodám skalního řícení došlo 13. listopadu 1843 a v roce 1852.

V rámci romantické úpravy hradní zříceniny v 50. letech 19. století bylo na dolním plató zřízeno pohostinství s altány a rovnou plochou pro tanec, ve sklípku na patě skály byl otevřen vinný šenk (Klapper 1895). Tento stav však neměl dlouhého trvání. Velké skalní řícení z února 1868 postihlo východní stěnu západního, tedy vyššího, skalního masivu v místě křížení puklin oddělujících oba masivy (obr. 21). Tato událost učinila hradní skálu nepřístupnou až do roku 1897, kdy bylo jestřebským hasičským spolkem vybudováno nové dřevěné schodiště, vedené vnitřkem hradní studny na východní straně kopce (Klapper 1898). Po uvolnění skalních bloků na jihozápadní patě skalního výchozu na podzim 1913 se stal už samotný přístup ke skále nebezpečným. Jak ukazují dobové pohlednice, předsunutý ostroh vyššího skalního masivu přitom získal podobu vysokého převisu a jeho další vývoj tak byl pouze otázkou času (obr. 22). K podstatnému řícení pak došlo na závěr deštivého léta, 10. 10. 1922, kdy odpadla celá jihozápadní a západní stěna vyššího skalního masivu. Část poprsní zdi na horním plató se přitom ocitla bez opory a hrozila dalším řícením (obr. 23). Na stejném místě pak došlo k dalšímu opadu jihozápadní stěny v roce 1924, 1936 a v 80. letech 20. století (obr. 24).



Obr. 21 – Stav hradního vrchu před rokem 1913. Pohled od jihu. Výřez pohlednice označené *Gruss aus Habstein b. Leipa*, vyd. J. Hentschel, Kunstverlag, Leipa, odeslané 30. srpna 1910.



Obr. 22 – Stav hradního vrchu mezi lety 1913 a 1922. Pohled od jihozápadu. Výřez pohlednice odeslané 24. 5. 1925.



Obr. 23 – Stav hradního vrchu mezi lety 1922 a 1936. Pohled od jihuozápadu. Výřez pohlednice, datum odeslání nečitelné. Jiná pohlednice s téměř stejným záběrem nese datum odeslání 19. června 1935.



Obr. 24 – Stav hradního vrchu po roce 1936. Pohled od jihu. Výřez pohlednice z roku 1938.

3.3 Recentní řízení

K poslednímu významnému skalnímu řízení, které je předmětem terénního výzkumu této práce, došlo 1. 10. 2009 před čtvrtou hodinou odpoledne. Ze západní stěny západního (vyššího) skalního masivu se v celé šířce stěny v prostoru mezi dolním a horním plató oddělil 1-3 m silný blok. Řízení postihlo i poslední 3 zuby hradního cimbuří na okraji horního plató a hradní vrch tak přišel o známou siluetu (obr. 25, 26). V následujících dnech došlo k opadu několika dalších uvolněných balvanů o menších rozměrech.

Odlučná plocha tohoto skalního řízení je téměř svislá, čtvercového tvaru o rozměrech 10 x 10 m, s orientací ve směru 40-220° (foto 6). Se skalní stěnou spodní části masivu, probíhající ve směru S-J, tak svírá úhel přibližně 30°. Za předpokladu 1-3 m šířky odděleného bloku (obr. 27, 28) lze celkovou kubaturu zříceného materiálu odhadnout na nejméně 100 m³. Spodní hranice odlučné plochy je určena úrovní dolního plató, které v tomto místě tvoří asi 2 m široký dílčí ochoz.

Část říceného materiálu byla na této plošině zachycena, většina pak utvořila suťový kužel při patě skály s výškou přibližně 7 m (foto 14). Balvany s dostatečnou soudržností a energií pokračovaly v pohybu po jihozápadním a severovýchodním svahu (foto 20, 21). K zadržení velkého objemu suti při patě výchozu přispěla akumulace balvanů z předchozího řízení, tvořící přirozenou bariéru. Díky velice nízké soudržnosti šedého, jemně až středně zrnitého pískovce, se velká část říceného bloku rozpadla na písek, případně menší balvany, již při prvním kontaktu s podložím u paty svahu. Materiál tak ztratil velkou část pohybové energie. V dalším pohybu téměř výhradně pokračovaly jen balvany odolnějšího, rezavě žlutého jemnozrnného pískovce z nejvyšších 2,5 m skalního výchozu (foto 15-17). Podle rozmístění suti lze při pádu hlavního říceného bloku předpokládat jeho rotaci kolem spodní horizontální osy o 90°, což přispělo k odmrštění vrchní části bloku do okolí. Žluté balvany ležící na povrchu světlé suti blízko skalní stěny se musely zřítit o něco později, jejich dopad byl utlumen akumulací písčitého materiálu hlavního řízení.

Ke ztrátě pohybové energie balvanů, jejich rozpadu, a v mnoha případech i k jejich úplnému zastavení přispěly vysokou měrou stromy a další vegetace (foto 26-28). Na kůře několika bříz a borovic se nalézají rozsáhlé jizvy a stopy písku dokazující kontakt s balvany (29-32). Jedna z bříz stojící ve vrchní části jihozápadního svahu, asi 20 m od čela skály, je poznamenaná dokonce šesti čerstvými jizvami, s nejvyšší ve výšce 3 m nad zemí. Jihozápadní



Obr. 25, 26 – Srovnání siluety západního masivu. Pohled od západu. Vlevo před skalním říčním dle 1. 10. 2009, vpravo po skalním říční a sanaci 31. 10. 2009. Foto J. Adamovič (vlevo) a H. Kaňková (vpravo).



Obr. 27 – Silueta vrcholu západního masivu před skalním řícením dne 1. 10. 2009, pohled od jihu. Červená linie – stav po řícení 1. 10. 2009, červená přerušovaná linie – stav po sanaci 31. 10. 2009. Foto J. Adamovič, upraveno.



Obr. 28 – Silueta vrcholu západního masivu po skalním řícení a sanaci dne 31. 10. 2009, pohled od jihu. Černá linie – stav před 1. 10. 2009, červená linie – stav po řícení 1. 10. 2009.

svah v červenci roku 2009 zasáhla vichřice, která poškodila březový porost; jeho odklizením během září a října vznikl asi 20 m široký průsek téměř po celé délce svahu. Pouze v jeho horní části zůstalo několik stromů, které však sehrály významnou roli pro utlumení energie pohybujících se balvanů.

Třídící efekt se zřetelně projevil na teráskách dosazovaných stromků na jihozápadním svahu a na staré, mírně zahloubené cestě na severovýchodním svahu, kde v obou případech jednotlivé nerovnosti terénu sdružovaly balvany podobné velikosti. Vzhledem ke sklonu svahu kolem 40° lze předpokládat pohyb balvanů jak odskakováním, tak valením. Odsakování velkých balvanů je doloženo několika krátery v písčitém povrchu na jihozápadním svahu a valení stopami na vegetaci. Sunutí, které se dá předpokládat v závěrečné fázi pohybu, se zřejmě díky měkkému povrchu terénu příliš neuplatňovalo.

Nejdelší vzdálenost, a to přibližně 80 m, urazil po jihozápadním svahu balvan, který se zastavil až o stěnu domu čp. 159. Jedinou způsobenou škodou bylo proražení plotu (foto 33). Většinu ostatních balvanů na úpatí kopce zastavila hranice vyrovnaného dříví (foto 18, 19), která zabránila ohrožení stavení čp. 160. Největší balvan, který dosáhl úpatí svahu, o rozměrech přes $1,5 \times 1 \times 0,5$ m, se zastavil na krátké plošině před místní komunikací. Ani ten nezpůsobil žádné škody. Také na svahu orientovaném na SV si jeden z větších balvanů prorazil cestu až přes komunikaci a poškodil bránu k domu čp. 157.

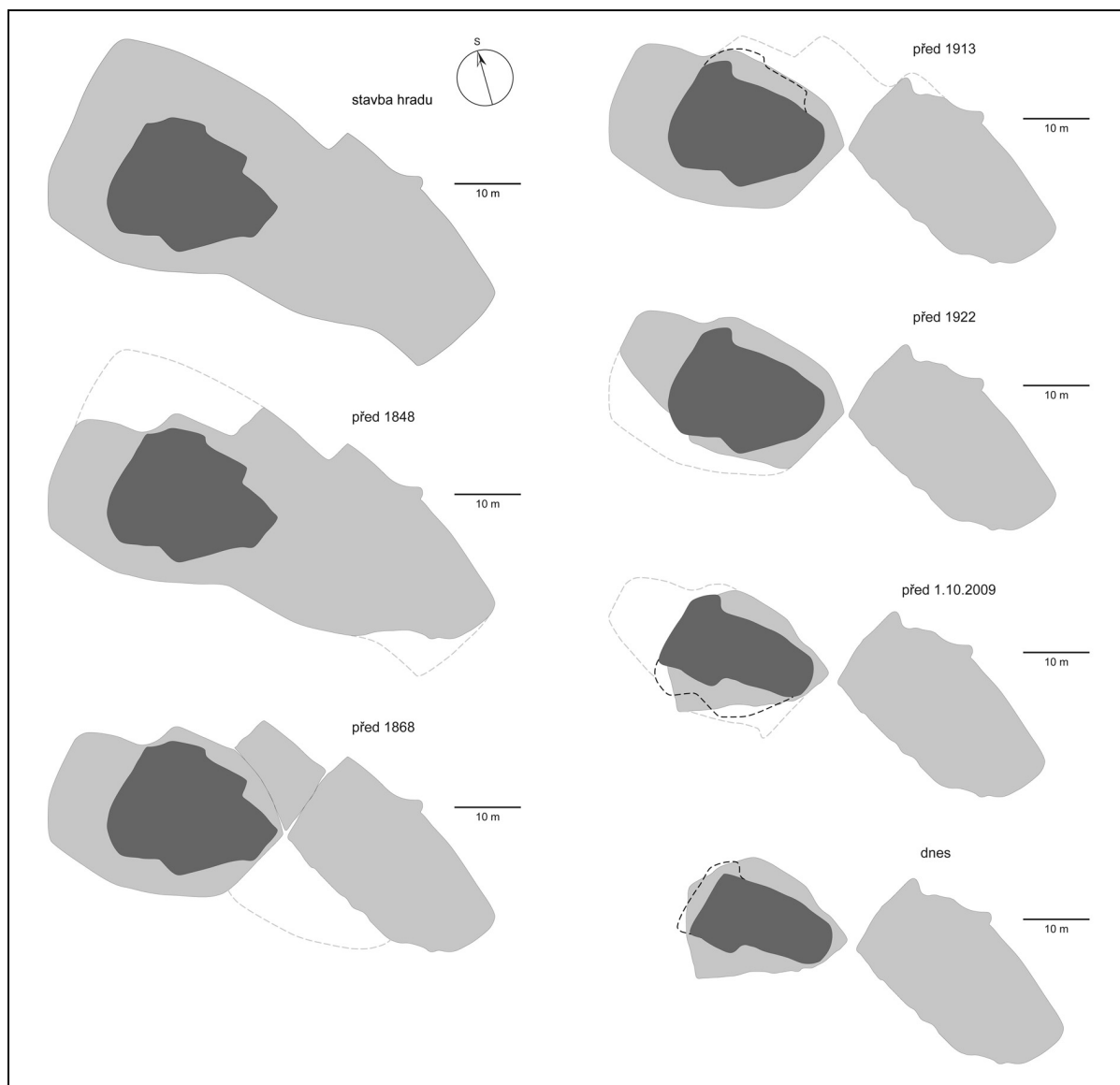
Jako provizorní zabezpečení ohrožených domků a místní komunikace byla na základě vypracované stabilitní studie (Zvelebil 2009a, b) dočasně vytvořena na úpatí kopce ochranná zeď z železobetonových kvádrů, zasypaných ze strany ke skále vrstvou písku, který měl v případě dalšího řízení pohltit značnou část pohybové energie balvanů (foto 34). Jako bezprostředně nebezpečná byla Zvelebilem (2009a, b) označena nově otevřená tahová puklina o délce 2,3 m, probíhající ve vzdálenosti až 2 m od odlučné hrany (foto 12, 13). Vzhledem k její úplné průběžnosti a rozevření na 15-20 cm hrozil akutním zřícením blok o objemu asi $8,3 \text{ m}^3$, za předpokladu využití viditelné trhliny. Tento skalní blok však mohl dosáhnout až 17 m^3 vzhledem k dalším dílčím trhlinám v hlinitých pokryvech. Za nestabilní byly dále označeny další skalní objekty o celkovém objemu asi $1,5 \text{ m}^3$ (foto 10, 11). Odstranění těchto nestabilních částí provedla ve dnech 29. 10. – 31. 10. 2009 firma STRIX Chomutov a.s. (Sochor 2009). V jihozápadním svahu byly nainstalovány dočasné záchytné ploty a sítě. Shoz bloku odděleného tahovou trhlinou byl pak proveden pomocí vrtů, hydraulických klínů a ručních páčidel (foto 35-42). Dále byla odstraněna nestabilní akumulace na plošině ochozu o celkovém objemu 15-20 m^3 .

3.4 Vývojové etapy pískovcového výchozu

Současný objem pískovcového výchozu v lokalitě hradu Jestřebí je pouze zlomkem oproti stavu v době vzniku hradu (podle obr. 29 je objem méně než poloviční). Rekonstrukci postupného úbytku skalního útvaru (obr. 29) umožnily dochované historické mapy, kresby a fotografie zachycující hrad, který byl na podkladu pískovcového výchozu vybudován kolem roku 1400 (Gabriel, Panáček 2000). Na základě těchto grafických vyobrazení a několika písemných dokumentů je patrné, že rychlost rozpadu skalního útvaru se výrazně zvýšila během posledních 200 let. Po rozdělení skalního výchozu na dva masivy v roce 1848 je skalní řízení soustředěno na vyšší, západní část pískovcového výchozu. Během jednotlivých epizod docházelo k pádu bloků o celkové kubatuře desítek až mnoha stovek m³. Východní masiv není mladšími řízeními téměř vůbec postižen. Tuto asymetrii dokládá nerovnoměrné rozšíření sádrovcových skalních kůr na povrchu pískovce a odlišná míra destrukce původní hradní zástavby:

a) Zatímco na povrchu západního masivu nebyly skalní solné kůry nikde zjištěny, na východním masivu se místy zachovaly ve výšce 297-300 m n.m. v podobě „talířů“ a rozrušených pokryvů o průměru centimetrů až prvních decimetrů (obr. 19, 20). Srovnáním s obdobnými skalními kůrami na datovatelných površích pískovce lze odhadnout stáří stěn pod kůrami na nejméně 100-150 let. Při stejné litologii a srovnatelné rychlosti výparu na povrchu pískovce lze jejich absenci na východním masivu vysvětlit častějším zmlazováním stěn skalním řícením.

b) Obvodová hradba v úrovni dolního plató, zachovaná v reliktech jen na temeni východního masivu, obepínala původně i západní masiv tak, že bylo možné celý skalní výchoz obejít kolem dokola (Gabriel 1985). To ovšem předpokládá alespoň třímetrovou šíři skalní římsy i v místech, kde dnes v této úrovni žádná římsa není. Z projektu parkové úpravy hradu, zpracovaného před rokem 1840 (Gabriel 1985), vyplývá, že na západním okraji skalního výchozu byla k datu pořízení plánu tato římsa ještě mnohem širší (přibližně 12 m) a tvořila předsunutý ostroh nejvyššího hradního oddílu. Tento stav je zachycen na rytinách a fotografiích z počátku 20. století (obr. 21).



obr. 29 – Schéma úbytku skalního výchozu v časových řezech (Adamovič, Kaňková 2010). Světle šedá: rozsah dolního plató, tmavě šedá: rozsah horního plató. Přerušované linie označují úbytek skalní hmoty od posledního časového řezu. Stav před 1. 10. 2009 podle Gabriela a Panáčka (2000).

c) Ve stěnách západní části masivu jsou skalními říceními obnažené relikty užitkových prostor, původně zčásti nebo zcela zahloubených do pískovcového podloží (Gabriel, Panáček 2000). Stupeň destrukce těchto objektů ukazuje na ústup skalní stěny nejméně o několik metrů od doby jejich vzniku.

d) Spolu s oddělením římsy na jižní straně západního masivu došlo i ke zničení schodiště vedoucího na horní plató, a to v několika etapách. V plánu rekonstrukce před rokem 1840

je schodiště vyobrazeno i s hradbou na obvodu skalní římsy. Ve srovnání s tím byla destrukce východní části kopce mírnější (opad části schodiště vedoucího ke studni, opad obvodu studny při patě stěny) a proběhla neznámo kdy, zcela jistě však již před rokem 1840.

Dlouhodobý rozpad skalního výchozu i nadále probíhá a je třeba počítat s dalšími skalními řízeními. Pokračování tohoto procesu dokládá výše popsané a dokumentované skalní řízení z 1. 10. 2009 a také zřízení několika menších balvanů ze západního masivu 1. 5. 2010. Vzhledem k nepříznivé stabilitní situaci celého výchozu lze předpokládat jeho postupný úplný rozpad během několika set let.

4 ZÁVĚRY

Skalní řízení je náhlý, jednorázový proces, kterému však předchází pomalé, dlouhodobé procesy jeho přípravné fáze, která trvá většinou desítky až stovky let. K jejímu poznání a tedy i možnosti předpovědi vývoje nestabilních objektů je nutné vyhodnotit přírodní podmínky jejich okolí a faktory, které stabilitu objektů ovlivňují. Studium průběhu samotného skalního řízení pak umožňuje odhady dopadů dalších řízení a volbu efektivních opatření ke snížení způsobených škod.

Dominantním procesem destrukce sledovaného skalního masivu v lokalitě hradu Jestřebí je skalní řízení. Dlouhodobé procesy fyzikálního a chemického zvětrávání nevytvářejí významný objem erodovaného materiálu, ale vzniklé erozní tvary mohou značně ovlivnit celkovou stabilitu masivu. Zásadní podíl na ztrátě stability sledovaného skalního masivu je třeba přisoudit zásahům člověka do skalního podloží. Již v době výstavby hradu byly do skalního útvaru s metastabilní statickou dispozicí (skála byla ze všech stran převislá) zahlobeny podzemní prostory s půdorysem až 10×10 m (Sedláček 1923) a vertikální komunikace. Převislá část skály byla navíc svrchu zatížena hradbou o výšce 3,5-4,5 m (Gabriel, Panáček 2000). K tomu se v 18. století až zhruba do poloviny 19. století přidala těžba pískovce jako stavebního kamene (Prokop 1898).

Přírodní podmínky, které nepříznivě ovlivňují stabilitu skalního masivu v lokalitě hradu Jestřebí:

1. Litologie pískovců resp. slepenců s častými změnami zrnitosti a s polohami intenzivní bioturbace, kde skalní povrch ustupuje nejrychleji. Dochází tak ke vzniku horizontálních spár a skalních říms, což vede k postupnému rozčlenění skalního masivu na vodorovné desky.
2. Blízkost významného úštěckého zlomu, procházejícího podél severního úpatí kopce, který se projevuje nápadným rozčleněním skalního masivu vertikálními puklinami.

Faktory, které nepříznivě ovlivňují stabilitu skalního masivu v lokalitě hradu Jestřebí:

1. Antropogenní vlivy.
2. Vymývání pískovcového tmelu atmosférickými srážkami s oxidem siřičitým, které dokládají sádrovcové skalní kůry na povrchu skály.
3. Prorůstání otevřených puklin kořeny náletové vegetace (foto 7-9).
4. Bioeroze způsobená řadou taxonů hmyzu.

Vzhledem k nepříznivým geologickým podmínkám a podstatnému antropogennímu ovlivnění stabilitních poměrů na jestřebském hradním vrchu je nutno počítat s dalším rozpadem skalního výchozu v časovém intervalu několika let až desítek let. Tento proces je možné do určité míry zpomalit finančně nákladnými technickými opatřeními, nikoliv však zcela zastavit. Terénní výzkum akumulace posledního skalního řícení byl časově limitován bezpečnostní sanací, která spočívala v rozbití balvanů a shozu nestabilních bloků. Tento průzkum a dokumentace však přesto přinesly důležité údaje, které by již později nebyly k dispozici.

K omezení přímého ohrožení obyvatel přilehlých domů, staveb a infrastruktury je nutné pokračovat v podrobném průzkumu stability masivu, doplněným monitoringem jeho rizikových částí. Prostřednictvím takto získaných údajů bude možné lépe předpovědět budoucí vývoj masivu, včetně vzniku dalších skalních řícení. Nové podklady pro rekonstrukci vývoje sledovaného skalního výchozu může poskytnout dendrochronologický výzkum vhodně zvolených stromů, které jsou dostatečně staré, aby nesly stopy po historických říceních. Dalším zdrojem poznatků mohou být také pedologické sondy dokumentující rozmístění a mocnost akumulačních vrstev po jednotlivých skalních říceních.

Podstatným přínosem pro studium příčin vzniku skalních řícení a jejich predikce je systematický výzkum v různých typech reliéfu a korelace takto získaných regionálních poznatků.

5 LITERATURA

- ADAMOVIČ, J. (1997): Vývoj poznání geologické stavby západní části VVP Ralsko. *Bezděz*, 5, s. 85-146.
- ADAMOVIČ, J., COUBAL, M. (1994): Nové poznatky o litologii a tektonice svrchní křídy z plynovodního výkopu na Českolipsku (úsek Jestřebí-Zakšín). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1993*, s. 7-9.
- ADAMOVIČ, J., KAŇKOVÁ, H (2010): Skální řízení na hradě Jestřebí a jeho příčiny. *Sborník Bezděz*. 19. V tisku.
- BERGER, F., QUETEL, C., DORREN, L. K. A. (2002): Forest: a natural protection mean against rockfalls, but with which efficiency? *International Congress Interpraevent 2002 in the Pacific Rim, Matsumoto, Japan*. S. 815-826.
- BUCHANAN, R. O., ed. (1974): *An Illustrated dictionary of geography*. Heinemann Educational, London, 242 s.
- BURDA, J., CAJZ, V., KADLEC, J., MORAVCOVÁ, O., ŠEBESTA, J. (1998): Nebezpečí sesuvů v údolí Labe – okres Ústí nad Labem. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997*. Vydavatelství Českého geologického ústavu, Praha, s. 130-133.
- CÍLEK, V. (1997): Fullereny i na Pravčické bráně? *Vesmír*, 76, č. 11, s. 628-629.
- CULEK, M. (1995): *Biogeografické členění České republiky*. Enigma, Praha, 347 s.
- DEMEK, J. et al. (1965): *Geomorfologie Českých zemí*. Academia, Praha, 336 s.
- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha, 476 s.
- DEMEK, J. (ed.) et al. (1987): *Zeměpisný lexikon ČR. Hory a nížiny*. Academia, Praha, 584 s.
- DORREN, L. K. A. (2003): A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27, č. 1, s. 69-87.
- DORREN, L. K. A., BERGER, F., LE HIR, C., MERMIN, E., TARDIF, P. (2005): Mechanisms, effects and management implications of rockfall in forests. *Forest Ecology and Management*, 215, č. 1-3, s. 183-195.
- DORREN, L. K. A., BERGER, F., MERMIN, E., TARDIF, P. (2006): Results of real size rockfall experiments on forested and non-forested slopes. In: Marui, H. et al. (eds.): *Disaster mitigation of debris flows, slope failures and landslides*. Universal Academy Press, Tokyo, s. 223-228.
- DUARTE, R. M., MARQUÍNEZ, J. (2002): The influence of environmental and lithologic factors on rockfall at a regional scale: an evaluation using GIS. *Geomorphology*, 43, č. 1-2, s. 117-136.
- DUNN, J. R., HUDEC, P. P. (1966): Water, Clay and Rock Soundness. *Ohio Journal of Science*, 66, č. 3, s. 153-168.

- EVANS, S. G., HUNGR, O. (1993): The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 30, č. 4, s. 620-636.
- GABRIEL, F. (1985): Opevněná panská sídla na Českolipsku před rokem 1319. *Z minulosti Děčína a Českolipska* 4, s. 301-332.
- GABRIEL, F., PANÁČEK, J. (2000): *Hrady okresu Česká Lípa*. Argo, Praha, 202 s.
- HALL, K., ANDRÉ, M. F. (2001): New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress. *Geomorphology*, 41, s. 23-35.
- HALL, K., THORN, C. E., MATSUOKA, N., PRICK, A. (2002): Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives. *Progress in Physical Geography*, 26, č. 4, s. 577-603.
- JOMELLI, V., FRANCOU, B. (2000): Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps. *Geomorphology*, 35, č. 3-4, s. 181-192.
- KLAPPER, M. (1895): Ruine Habichtstein. *Mitteilungen des Nordböhmisches Excursions-Clubs*, 18, s. 228-230.
- KLAPPER, M. (1898): Ruine Habichtstein wieder besteigbar. *Mitteilungen des Nordböhmisches Excursions-Clubs*, 21, s. 204-205.
- KLEPSATEL, F., MALGOT, J. (1984): *Mechanika hornín a inžinierska geológia*. Slovenská vysoká škola technická, Bratislava, 319 s.
- KUKAL, Z. (1983): *Rychlost geologických procesů*. Academia, Praha, 280 s.
- KUKAL, Z., POŠMOURNÝ, K. (2005): *Přírodní katastrofy a rizika: příspěvek geologie k ochraně lidí a krajiny před přírodními katastrofami*. Ministerstvo životního prostředí, Praha, 51 s.
- LUCKMAN, B. H. (2007): Talus Slopes. *Periglacial landforms, rock forms*. Elsevier B.V, s. 2242-2249.
- MARINOS, P., RONDOYANNI, T. (2005): The Archaeological Site of Delphi, Greece: A Site Vulnerable to Earthquakes, Rockfalls and Landslides. In: Sassa, K. et al. (eds): *Landslides – Risk Analysis and Sustainable Disaster Management*. Springer, Kyoto, s. 241-249.
- MATSUOKA, N., SAKAI, H. (1999): Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 28, č. 3-4, s. 309-328.
- MIKULÁŠ, R. (1997): Poznámky k pískovcovému pseudokrasu Máchova kraje. *Speleo*, 25, s. 25-35.
- MIKULÁŠ, R. (2002): Stopy po činnosti bezobratlých (ichnofosilie) v horninách křídového stáří na Českolipsku. *Bezděz*, 11, s. 141-155.
- MILLS, H. H. (1992): Post-eruption erosion and deposition in the 1980 crater of Mount St. Helens, Washington, determined from digital maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, s. 739-754.
- MONKHOUSE, F. J., ed. (1965): *A Dictionary of Geography*. Aldine Publishing Company, Chicago, 344 s.
- NEMČOK, A., PAŠEK, J., RYBÁŘ, J. (1974): *Dělení svahových pohybů*. Sborník

- geologických věd, hydrogeologie a inženýrská geologie, 11, s. 77-97.
- NOCILLA, N., EVANGELISTA, A., SANTOLO, A. S. (2008): Fragmentation during Rock Falls: Two Italian Case Studies of Hard and Soft Rocks. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 19 s.
- ONDRÁŠIK, R., RYBÁŘ, J. (1991): *Dynamická inžinierska geológia*. Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava, 269 s.
- PARONUZZI, P. (2006): Characteristic processes and classification of rock falls. *Gennaio-Giugno* 12, č. 1-2, s. 5-25.
- PAŠEK, J., KOŠŤÁK, B. (1977): Svahové pohyby blokového typu. *Rozpravy Československé akademie věd*, 87, č. 3, Academia, Praha, 58 s.
- PROKOP, J. J. (1898): Habichtstein. *Mittheilungen des Nordböhmisches Excursions-Clubs*, 21, s. 208.
- QUITT, E. (1971): *Klimatické oblasti Československa*. Academia, Praha, 73 s.
- SASS, O. (2005): Temporal variability of rockfall in the Bavarian Alps, Germany. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37, č. 4, s. 564-573.
- SEDLÁČEK, A. (1923): *Hrady, zámky a tvrze Království Českého. Díl XIV. Litoměřicko a Žatecko*. Šolc a Šimáček s.r.o., Praha, s. 323-326.
- SCHWEIGSTILLOVÁ, J., PŘIKRYL, R., NOVOTNÁ, M. (2009): Isotopic composition of salt efflorescence from the sandstone castellated rocks of the Bohemian Cretaceous Basin. *Environmental Geology*, 58, s. 217-225.
- SMALL, J., WITHERICK, M., eds. (1995): *A modern dictionary of geography*. Edward Arnold, London, 272 s.
- SOCHOR, J. (2009): Zpráva ke skalnímu řízení masívu na hradě Jestřebí. STRIX Chomutov a.s. 12 s. Nепublikováno.
- SOMMER, J. G. (1833): *Das Königreich Böhmen; statistisch-topographisch dargestellt. Erster Band. Leitmeritzer Kreis*. Calve'schen Buchhandlung, Praha. 408 s.
- STEMBERK, J. (2006): Stabilitní poměry NPP Suché Skály. In: Jenč, P., Šoltysová, L. (eds.): *Pískovcový fenomén Českého Ráje*. Turnov, s. 229-238.
- VAŘILOVÁ, Z., ZVELEBIL, J. (2007): Catastrophic and episodic events in sandstone landscapes: slope movements and weathering. In: Cílek, V., Härtel, H., Herben, T. (eds.): *Sandstone landscapes*. Academia, Praha, s. 115-128.
- ZAHÁLKA, Č. (1916): Severočeský útvar křídový z Rudohoří až pod Ještěd. *Roudnice n. L.*
- ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1954): *Inženýrská geologie. Vydání I*. Academia, Praha, 512 s.
- ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1969): *Sesuvy a zabezpečování svahů. Vydání I*. Academia, Praha, 221 s.
- ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1974): *Inženýrská geologie. Vydání III*. Academia, Praha, 512 s.
- ZÁRUBA, Q., MENCL, V. (1987): *Sesuvy a zabezpečování svahů. Vydání II*. Academia, Praha, 221 s.
- ZVELEBIL, J. (2009a): Zápis o terénním ohledání skalního zřícení ze západní části Vyšší skalní věže zříceniny hradu Jestřebí. 2 s. Nепublikováno.

ZVELEBIL, J. (2009b): Dodatek k zápisu o terénním ohledání Vyšší skalní věže zříceniny hradu Jestřebí ze dne 7. 10. 2009. 5 s. Nepublikováno.

ZVELEBIL, J., CÍLEK, V., STEMBERK, J. (2002): Partial results of monitoring of stability deterioration on Pravčice Rock Arch, NW Bohemia. In: Příkryl, R., Viles, A. (eds.): Understanding and managing stone decay. Karolinum, Praha, s. 243-261.

Ostatní zdroje:

AOPK ČR (Agentura ochrany přírody a krajiny České republiky): NATURA 2000 [on-line]. © 2009. Dostupné z <<http://www.nature.cz/natura2000-design3>>.

CENIA: Portál veřejné správy České republiky. Mapové služby [on-line]. © 2010. Dostupné z <<http://geoportal.cenia.cz>>.

ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA: Mapový server [on-line]. © 2010. Dostupné z <<http://www.geology.cz/extranet/geodata/mapserver>>.

LABORATOŘ GEOINFORMATIKY UNIVERZITY J. E. PURKYNĚ: Prezentace starých mapových děl z území Čech, Moravy a Slezska [on-line]. © 2010. Dostupné z <<http://oldmaps.geolab.cz>>.

MĚSTSKÝ ÚŘAD ČESKÁ LÍPA: Územně analytické podklady ORP Česká Lípa [on-line]. © 2008. Dostupné z <http://www.mucl.cz/user_data/ORMI/UP>.

PLANstudio, Seznam.cz, a.s.: Mapy [on-line]. © 2010. Dostupné z <<http://mapy.cz/>>.