

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Lukáš Šmídek

**GEOMORFOLOGICKÉ PROJEVY
POŠUMAVSKÉHO KRASU A JEHO
STRUKTURNĚ-TEKTONICKÉ STAVBY V RELIÉFU
GEOMORPHOLOGICAL SPEECHES OF POŠUMAVSKÝ KARST
AND ITS
STRUCTURAL-TECTONIC STRUCTURE IN RELIEF**

Diplomová práce

Školitel: RNDr. Filip Hartvich, Ph.D.

Praha, 2015

Zadání magisterské práce

Název práce: Geomorfologické projevy Pošumavského krasu a jeho strukturně-tektonické stavby v reliéfu

Východiska práce:

Tato magisterská práce bude navazovat na bakalářskou práci "**Pošumavský kras a jeho strukturně-tektonická charakteristika**" a bude vycházet z jejich závěrů a výstupů. Autor v rámci BP sestavil detailní přehled lokalit s výskytem krystalických vápenců v rámci Sušicko-votické pestré série moldanubika a provedl jejich stručnou charakteristiku a terénní rekognoskaci.

Postup a cíle práce:

- výběr vhodných lokalit na základě výsledků BP a studia map a literatury
- terénní výzkum strukturně-geomorfologických charakteristik vybraných lokalit v rámci Pošumavského krasu v sušicko-votické pestré sérii moldanubika (strukturní měření na puklinových a zlomových systémech – primární i sekundární struktury) a zpracování těchto dat do databáze
- detailní geomorfologické a strukturní mapování těchto lokalit
- spolupráce na výběru lokalit vhodných pro monitoring mikrotektonických pohybů a při instalaci měřících přístrojů na vybraných zlomových strukturách v rámci Pošumavského krasu
- zhodnocení výsledků monitoringu mikropohybů na tektonických zlomech
- zhodnocení vlivu strukturně-geomorfologických a tektonických prvků na reliéf
- formulace hypotéz ohledně vlivu strukturních vlastností a tektonického vývoje na formování oblasti Pošumavského krasu

Zájmové území:

- Pošumavský kras / Sušicko-votická pestrá série moldanubika; konkrétní lokality budou upřesněny na základě rešerše

Pracovní metody a postupy:

- rešerše literatury, záznamů a zpráv v Geofondu, databáze významných lokalit ČGS a dalších odborných podkladů
- analýza topografických a geologických map a leteckých snímků
- geomorfologický průzkum vybraných lokalit: terénní dokumentace, mapování, strukturní měření
- analýza mikrotektonických pohybů
- geofyzikální průzkum vybraných lokalit
- další metody budou použity podle potřeby

Rozsah práce: ~100 str.

Datové zdroje:

- Geologické mapy 1:50 000 (CENIA)
- ZABAGED 10, DMU25 (CENIA)
- ZM ČR 1: 10 000
- letecké snímky (Orthophoto05, CENIA)
- databáze významných geologických lokalit: <http://www.geology.cz/>

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

Datum zadání diplomové práce: 24. 10. 2011

V Praze dne 24. 10. 2011

.....

Podpis studenta

.....

Vedoucí práce

Prohlašuji, že jsem tuto magisterskou práci vypracoval samostatně, a že jsem všechny použité informační zdroje a literaturu řádně citoval. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Jsem si vědom toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne 27. dubna 2015

.....

Bc. Lukáš Šmídek

Poděkování

Rád bych v první řadě poděkoval svému vedoucímu práce RNDr. Filipovi Hartvichovi, Ph.D. za věnovaný čas, pomoc při shánění dat a literatury, cenné rady a připomínky a především za jeho velkou trpělivost se mnou. Moje poděkování patří také RNDr. Tomášovi Pavlíkovi z Vodních Zdrojů v Chrudimi za ochotu a pomoc při shánění literatury. Rád bych také poděkoval svému kolegovi Mgr. Jakubovi Širokému za pomoc s metodickou částí této práce v prostředí GIS. V neposlední řadě bych zde také rád poděkoval svým rodičům, kteří mě jakýmkoli způsobem podporovali v průběhu celého VŠ studia. Moje poděkování patří také mým nejbližším, zejména mé partnerce Martině, která mi velmi pomohla nejen při terénním výzkumu v Pošumaví, ale byla mi oporou v průběhu tvorby celé této práce.

Geomorfologické projevy pošumavského krasu a jeho strukturně-tektonické stavby v reliéfu

Abstrakt

Cílem této práce je posoudit vliv geomorfologie Pošumavského krasu (i) a jeho strukturně tektonické charakteristiky v reliéfu. První část je založena na rešerši literatury a dalších informačních zdrojů a popisuje jižní Čechy z hlediska fyzicko-geografických charakteristik. Druhá část popisuje vývoj a distribuci (ii) krasových lokalit v Pošumaví. Práce se nezabývá Pošumavským krasem jako celkem, ale je více zaměřena na jednotlivé lokality výskytu krasových hornin. Tyto lokality byly stručně charakterizovány. Třetí část se zabývá metodikou. Nejprve byly jednotlivé lokality výskytu krasových hornin analyzovány s využitím dostupných topografických a geologických map v GIS (iii). Byly popsány lokality, v nichž je distribuce krasových hornin pozorovatelná v reliéfu. Následuje strukturních měření (iv) ve vybraných lokalitách. Byly zjištěny podobnosti v orientaci sklonu vrstev krystalických vápenců ve všech zkoumaných lokalitách. Následující část je věnována analýzám DEM v GIS. Metodika této části se skládá z analýzy příčných a podélných profilů a analýzy svahů. Na základě výsledků byl popsán vliv strukturní a tektonické charakteristiky v reliéfu v rámci jednotlivých zkoumaných oblastí. Následující část metodiky se zabývá geofyzikálním průzkumem metodou ERT (v). Byla potvrzena hypotéza o pokračování zlomu v okolí lokality Sudslavice. V následující kapitole jsou analyzovány výsledky měření mikrotektonických pohybů (vi) přístrojem TM-71. Závěrečná kapitola obsahuje výsledky a závěry této práce.

Klíčová slova:

Pošumavský kras, krasové lokality, GIS, strukturní měření, metoda ERT, mikrotektonické pohyby

Geomorphological speeches of Pošumavský karst and its structural-tectonic structure in reliéf

Abstract

The aim of this work is to assess the impact of Pošumavský Karst (i) geomorphology and its structurally tectonic characteristics in relief. The first part is based on the search of the literature and other information sources, and describes the region of South Bohemia in terms of physical-geographical characteristics. The second part describes the development and distribution of (ii) the karst localities in the Pošumaví region. This work does not deal with Pošumavským Karst as a whole, but it is more focused on individual sites the occurrence of karst rocks. These locations were briefly characterized. The third part deals with the methodology. First, the individual sites the occurrence of karst rocks analyzed using available topographic and geological maps in GIS (iii). The sites have been described in the distribution of karst rocks which is observable in relief. This charter is followed by structural measurements (iv) in selected locations. There were found the similarities in the orientation of the gradient layers of crystalline limestones in all of investigated sites. The next section is devoted to the analysis of DEM in GIS. Methodology this section consists of the analysis of transverse and longitudinal profiles and analysis of slopes. Methodology this section consists of the analysis of transverse and longitudinal profiles and analysis of slopes. On the basis of the results was described the impact of structural and tectonic characteristics in relief within each of the areas. The following section deals with the methodology of geophysical exploration method ERT (v). The hypothesis of the fault continuation in the neighborhood of the Sudslavice site has been confirmed. In the following chapter are analyzed the results of the measurement of micro-tectonic movements (vi) machine TM-71. The closing chapter summerize the results and present conclusions of this work.

Keywords:

the Pošumavský karst, the karst localities, GIS, structural measurements, geophysical exploration method ERT, micro-tectonic movements

OBSAH

1. Úvod.....	14
1.1 Úvod a cíle práce	14
2. Fyzickogeografická charakteristika zájmové oblasti.....	17
2.1 Geologické poměry, vznik a vývoj, tektonické poměry	17
2.1.1 <i>Geologické poměry</i>	17
2.1.2 <i>GEOLOGICKÝ VÝVOJ</i>	20
2.1.3 <i>TEKTONICKÉ POMĚRY</i>	22
2.2 Geomorfologické poměry	23
2.2.1 <i>VÝVOJ RELIÉFU</i>	23
2.2.2 <i>FORMY GEORELIÉFU</i>	24
2.3 Hydrologické poměry.....	26
2.3.1 <i>VODNÍ TOKY</i>	26
2.3.2 <i>STOJATÉ VODY</i>	27
2.3.3 <i>PODZEMNÍ VODA</i>	27
2.4 Klimatické poměry	28
2.5 Půdní poměry	29
3. Lokality s výskytem krasových hornin	30
3.1 Distribuce a charakteristika krasových lokalit	30
3.2 Vývoj karbonátů v zájmové oblasti.....	31
3.3 Vybrané krasové lokality v Pošumaví	32
3.3.1 <i>STRAŠÍN A OKOLÍ</i>	34
3.3.2 <i>NEZDICE NA ŠUMAVĚ</i>	37
3.3.3 <i>MALENICE</i>	41
3.3.4 <i>BETAŇ</i>	44
3.3.5 <i>ZECHOVICE</i>	47
3.3.6 <i>SUDSLAVICE</i>	48
3.3.7 <i>ONŠOVICE</i>	51
3.3.8 <i>MLADÍKOV</i>	52
3.3.9 <i>JAROŠKOV</i>	53
3.3.10 <i>ČEPICE</i>	54
4. Metody a výsledky	56
4.1 Posouzení projevu geomorfologie Pošumavského krasu na základě analýzy topografických dat v GIS.....	56
4.1.1 <i>HŮRKA</i>	58

4.1.2 HEJNÁ.....	58
4.1.3 RABÍ.....	58
4.1.4 VLKONICE.....	59
4.1.5 BUDĚTICE.....	59
4.1.6 PODMOKLY.....	59
4.1.7 MILČICE.....	59
4.1.8 STRAŠÍN A NEZDICE NA ŠUMAVĚ.....	60
4.1.9 SOBĚŠICE.....	60
4.1.10 ZDÍKOV.....	60
4.1.11 ONŠOVICE.....	61
4.1.12 MALENICE.....	61
4.2 Morfometrické analýzy vybraných lokalit.....	62
4.2.1 STRAŠÍN A OKOLÍ.....	63
4.2.2 NEZDICE NA ŠUMAVĚ.....	65
4.2.3 MALENICE.....	69
4.2.4 BETAŇ.....	71
4.2.5 ZECHOVICE.....	73
4.2.6 SUDSLAVICE.....	75
4.2.7 ONŠOVICE.....	77
4.2.8 MLADÍKOV.....	78
4.2.9 JAROŠKOV.....	80
4.2.10 ČEPICE.....	82
4.3 Analýza vlivu strukturně-tektonické charakteristiky Pošumavského krasu na reliéf v GIS84.....	88
4.3.1 STRAŠÍN A NEZDICE NA ŠUMAVĚ.....	88
4.3.2 MALENICE A BETAŇ.....	91
4.3.3 ZECHOVICE.....	93
4.3.4 SUDSLAVICE.....	95
4.3.5 ONŠOVICE.....	97
4.3.6 MLADÍKOV.....	99
4.3.7 JAROŠKOV.....	101
4.3.8 ČEPICE.....	103
4.4 Geofyzikální průzkum metodou ERT.....	108
4.4.1 ERT SUDSLAVICE.....	109
4.4.2 BETAŇ.....	112
4.4.3 POTENCIÁLNÍ LOKALITA PRO BUDOUCÍ PRŮZKUM METODOU ERT.....	114
5. Analýza mikrotektonických pohybů přístrojem TM-71.....	115
5.1 Měření TM-71.....	115

5.2 Výsledky měření TM-71	116
5.2.1 MĚŘENÍ TM-71 STRAŠÍN	117
5.2.2 MĚŘENÍ TM-71 SUDSLAVICE	121
5.2.3 MĚŘENÍ TM-71 MALENICE	122
5.2.4 MĚŘENÍ TM-71 JESKYNĚ FÍK	124
5.3 Potenciální vliv tektoniky na reliéf.....	125
5.3.1 STRAŠÍN A NEZDICE	125
5.3.2 SUDSLAVICE.....	126
5.3.3 MALENICE A BETAŇ.....	126
6. Diskuze a shrnutí výsledků.....	128
7. Závěr	132
Seznam zdrojů informací	134
Seznam příloh	139

SEZNAM OBRÁZKŮ

- Obr. 1: Lokalizace zájmové oblasti v jihozápadních Čechách
Obr. 2: Geologická stavba Pošumaví
Obr. 3: Klimatické poměry
Obr. 4: Typy půd
Obr. 5: Vybrané krasové lokality
Obr. 6: Strašín a okolí
Obr. 7: Plán Strašínské jeskyně
Obr. 8: Strašín a okolí
Obr. 9: Plán jeskyně Fík
Obr. 10: Strašín a okolí
Obr. 11: Plán Malenické jeskyně
Obr. 12: Betaň
Obr. 13: Plán jeskyně Betaň
Obr. 14: Zechovice
Obr. 15: Sudslavice
Obr. 16: Schéma Sudslavické jeskyně
Obr. 17: Onšovice
Obr. 18: Mladíkov
Obr. 19: Jaroškov
Obr. 20: Čepice
Obr. 21: Geomorfologické projevy Pošumavského krasu
Obr. 22: Strukturní měření – lom Strašín
Obr. 23: Strukturní měření – lom Zavadilka
Obr. 24: Strukturní měření – lom Lazny
Obr. 25: Strukturní měření – jeskyně Fík
Obr. 26: Strukturní měření – lom Nezdice
Obr. 27: Strukturní měření – Lazny/Fík
Obr. 28: Strukturní měření – Malenice
Obr. 29: Strukturní měření – lom Betaň
Obr. 30: Strukturní měření – Malenice/Betaň
Obr. 31: Strukturní měření – lom Zechovice
Obr. 32: Strukturní měření – Malenice/Betaň
Obr. 33: Strukturní měření – Malenice/Betaň
Obr. 34: Strukturní měření – Sudslavice/Lazny
Obr. 35: Strukturní měření – Onšovice
Obr. 36: Strukturní měření – Mladíkov
Obr. 37: Strukturní měření – Mladíkov/Onšovice
Obr. 38: Strukturní měření – Jaroškov
Obr. 39: Strukturní měření – Sudslavice/Jaroškov
Obr. 40: Strukturní měření – lom Lišná
Obr. 41: Strukturní měření – silniční zářez Čepičná
Obr. 42: Typologie svahů TOBIA
Obr. 43: Příčné profily – Strašín, Nezdice
Obr. 44: Podélný profil – Strašín, Nezdice

-
- Obr. 45: Analýza svahů – Strašín, Nezdice
Obr. 46: Příčné profily – Malenice
Obr. 47: Podélný profil – Malenice
Obr. 48: Analýza svahů – Malenice, Betaň
Obr. 49: Příčné profily – Zechovice
Obr. 50: Podélný profil – Zechovice
Obr. 51: Analýza svahů – Zechovice
Obr. 52: Příčné profily – Sudslavice
Obr. 53: Podélný profil – Sudslavice
Obr. 54: Analýza svahů – Sudslavice
Obr. 55: Příčné profily – Onšovice
Obr. 56: Podélný profil – Onšovice
Obr. 57: Analýza svahů – Onšovice
Obr. 58: Příčné profily – Mladíkov
Obr. 59: Podélný profil – Mladíkov
Obr. 60: Analýza svahů – Mladíkov
Obr. 61: Profily – Jaroškov
Obr. 62: Analýza svahů – Jaroškov
Obr. 63: Příčné profily – Čepičná
Obr. 64: Analýza svahů – Čepičná
Obr. 65: Příčné profily – Lišná
Obr. 66: Analýza svahů – Lišná
Obr. 67: Podélný profil – Lišná
Obr. 68: Podélný profil – Otava
Obr. 69: ERT Sudslavice
Obr. 70: ERT Sudslavice – profil 1
Obr. 71: ERT Sudslavice – profil 1
Obr. 72: ERT Sudslavice – profil 1
Obr. 73: ERT Betaň
Obr. 74: ERT Sudslavice – profil 1
Obr. 75: ERT Betaň
Obr. 75: TM-71
Obr. 76: Výsledky měření TM-71 – Strašín 1
Obr. 77: Výsledky měření TM-71 – Strašín 2
Obr. 78: Výsledky komparace Strašín TM1 a TM2
Obr. 79: Výsledky měření TM-71 – Sudslavice
Obr. 81: Komparace Sudslavice a Malenice
Obr. 82: Výsledky měření TM-71 – jeskyně Fík
Obr. 83: Vliv tektoniky na reliéf – Strašín + Fík
Obr. 84: Vliv tektoniky na reliéf – Sudslavice
Obr. 85: Vliv tektoniky na reliéf – Sudslavice

PŘEHLED POUŽITÝCH ZKRATEK

DEM	Digital elevation model (digitální model terénu).
ERT	Electrical resistivity tomography (elektrická odporová tomografie)
GIS	Geografický informační systém.
CHKO	Chráněná krajinná oblast.
NP	Národní park.
NS	Naučná stezka.
PR	Přírodní rezervace.
TM – 71	Terčové měřidlo vynalezené Ing. Blahoslavem Košťákem, CSc. v r. 1971 sloužící k zaznamenávání mikrotektonických pohybů na tektonických zlomech.

SEZNAM TABULEK

Tab. 1: Geomorfologické projevy Pošumavského krasu

Tab. 2: Strukturní charakteristiky vrstev krystalického vápence

KAPITOLA 1

1. Úvod

1.1 Úvod a cíle práce

Oblastí Pošumavského krasu se ve 20. stol. zabývalo několik autorů, z nichž na předním místě figuruje Prof. Stanislav Chábera, který se ve svých pracích zabýval fyzickogeografickými aspekty jihočeského moldanubika. Jeho práce jsou zaměřeny mj. také na problematiku Pošumavského krasu (např. Chábera, 1959). Ostatní autoři se zabývali již spíše problematikou jednotlivých lokalit: např. Strašínská jeskyně (Kukla, Skřivánek, 1954), Sudslavická jeskyně (Woldřich, 1880; Chábera, 1989 ...), Malenická jeskyně (Želízko, 1932; Prosová 1951). Seznam jeskyní této oblasti je zpracován v knize „Jeskyně – Chráněná území ČR XIV“ (Hromas et al., 2009) a také v méj bakalářské práci „Pošumavský kras a jeho strukturně-tektonická charakteristika“.

Ve své předchozí práci jsem se zabýval celkovou charakteristikou litologických a tektonických poměrů oblasti Pošumaví a vytvořil souhrnný katalog krasových jeskyní. Tato práce bude zaměřena více na konkrétní lokality.

Nejprve stručně charakterizují fyzickogeografické aspekty zájmového území jako celku. Poté se budu soustředit na charakteristiku jednotlivých vybraných krasových lokalit v rámci Pošumavského krasu. Budu klást důraz na lokality, které svým charakterem a dostupností umožňují detailnější zkoumání. Jednotlivé lokality budou vybrány jednak na základě předchozího terénního průzkumu a jednak na základě rešerše dostupné literatury a digitálních grafických podkladů v prostředí ArcGIS. Součástí této práce bude také detailnější charakteristika a mapování jeskyní Fík (Nezdice na Šumavě) a Betaň (Malenice), které nebyly dosud v dostupné literatuře detailněji popsány.

V následující kapitole budou zpracována terénní strukturní měření a budou provedeny komparace mezi některými vzájemně blízkými lokalitami. Zde budou vysloveny některé hypotézy o vlivu geomorfologie a strukturně-tektonických charakteristik jednotlivých lokalit Pošumavského krasu na reliéf. Součástí práce budou také výstupy z geofyzikálního měření metodou ERT na vybraných lokalitách.

Následující část bude hodnotit dosavadní průběh měření mikrotektonických pohybů v jeskyních Sudslavická, Malenická, Strašínská a Fík měřícím přístrojem TM-71.

Závěrečná část práce bude shrnovat dosavadní výzkum v daných lokalitách a pokusím se zde zhodnotit vliv strukturně- tektonických a geomorfologických prvků na reliéf a také zde budou formulovány hypotézy ohledně vlivu strukturních vlastností a tektonického vývoje na formování oblasti Pošumavského krasu.

1.2 Vymezení zájmové oblasti

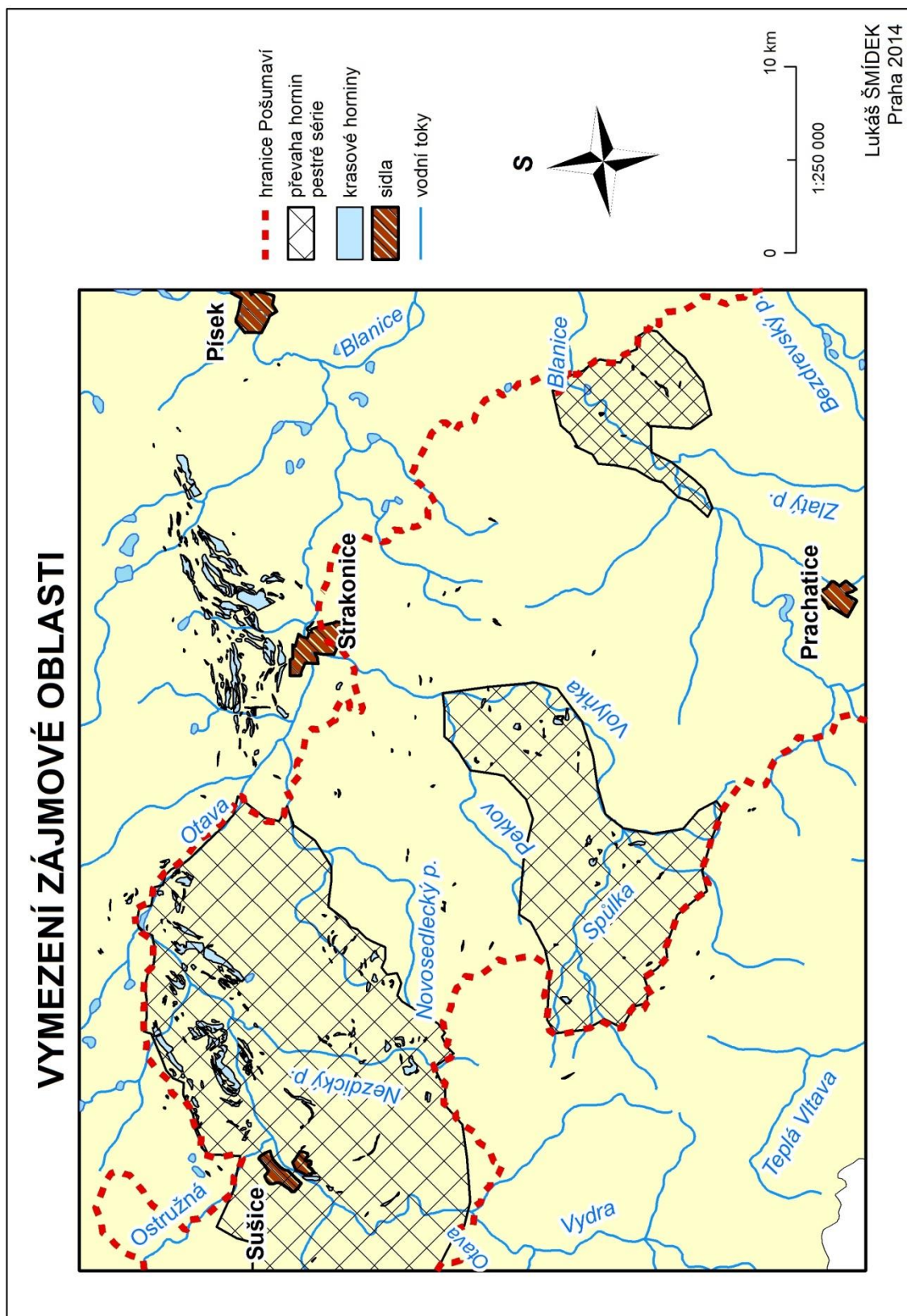
Zájmové území Pošumavský kras v oblasti Sušicko-votické pestré série jihočeského moldanubika nelze charakterizovat jako homogenní celek, který se vyznačuje kontinuitou, ale jedná se o větší či menší samostatné celky s výskytem krasovějících hornin v několika oblastech, které jsou svými litologickými a tektonickými vlastnostmi v porovnání s ostatními oblastmi odlišné, ale lze mezi nimi nalézt similarity (Kodym et al., 1961).

Z hlediska administrativního členění ČR se Pošumavský kras rozprostírá většinou svojí plochy v Jihočeském kraji a menší částí (oblast mezi Sušicí a Horažďovicemi) v kraji Plzeňském. Jižní část zájmového území se rozprostírá v CHKO Šumava a také na území NP Šumava (Cenia). Nachází se zde také několik chráněných ložiskových území, zejména v oblastech těžby krystalického vápence (ČGS).

Nejvíce lokalit s výskytem krasových hornin v oblasti Sušicko-votické pestré série jihočeského moldanubika se nachází v těchto hlavních oblastech:

- 1) **Mezi Sušicí a Horažďovicemi při údolí řeky Otavy:** zde se vyskytují největší plochy s výskytem krasovějících hornin v celé zájmové oblasti a také se zde nacházejí největší lomy na krystalický vápenec v oblasti Pošumaví.
- 2) **V okolí Strašína a Nezdic na Šumavě:** zde se nachází nejrozsáhlejší jeskyně v oblasti Pošumavského krasu – Strašínská jeskyně.
- 3) **V povodí řeky Volyně a jejích přítoků:** tato oblast se nachází mezi Vimperkem a Strakonice a nachází se zde Sudslavická jeskyně, která je významná svými paleontologickými nálezy.
- 4) **Oblast severně od Strakonice:** tato oblast náleží svými litologickými a tektonickými vlastnostmi do Sušicko-votické pestré série jihočeského moldanubika (Kodym et al., 1961), ale z hlediska geomorfologie se již nenachází v oblasti Pošumaví (Balatka, Kalvoda, 2006). Z tohoto důvodu nebude tato oblast začleněna do mé práce.

V dalších kapitolách nebudou tyto výše uvedené oblasti detailně probírány, ale bude kladen větší důraz na charakteristiku jednotlivých lokalit, které reprezentují tyto větší celky s výskytem krystalických vápenců. Na následujícím obrázku jsou vyznačeny lokality výskytu krasovějících hornin v oblasti Pošumavského krasu.



Obr. 1: Lokalizace zájmové oblasti v jihozápadních Čechách
(zdroj dat: <http://geoportal.gov.cz>, ArcCR)

KAPITOLA 2

2. Fyzickogeografická charakteristika zájmové oblasti

2.1 Geologické poměry, vznik a vývoj, tektonické poměry

2.1.1 Geologické poměry

Geologickou stavbu jihočeského moldanubika v oblasti Pošumavského krasu dělíme dle základních litologických charakteristik do dvou odlišných jednotek, a to série jednotvárné, která je charakteristická absencí či jen velmi malým výskytem vložek odchýlných hornin, a série pestré, která je typická hojným výskytem rul s vložkami odchýlných hornin (Kodym et al., 1961). Názory na stáří a vzájemné vztahy mi jednotlivými geologickými jednotkami jsou různé. Někteří autoři předpokládají, že oblasti hornin jednotvárné série jsou starší, než oblasti série pestré (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Zabýváme-li se geologickou stavbou a geologickým vývojem Pošumavského krasu, je třeba sledovat vývoj celé jihočeské oblasti, a to série jednotvárné i série pestré.

Oblast jihočeského moldanubika je tvořena krystalinickými jádrovými oblastmi šumavského a českého moldanubika (Chábera et al., 1985). Původ oblasti moldanubika byl dříve datován do prahorního období, pozdější výzkumy však prokázaly, že tato oblast má též původ staropaleozoický. Jeho současná podoba je do velké míry přetvořena mladšími tektonickými a metamorfními pochody (Kodym et al., 1961). Termínem moldanubikum označujeme komplex většinou silně metamorfovaných a hlubinných hornin, které tvoří většinu jižní a jihozápadní části Českého masivu (Chlupáč et al., 2002). Celá oblast jihočeského moldanubika je charakteristická výraznými rozdíly v litologickém vývoji (Chábera, 1998). Mezi nejrozšířenější metamorfity oblasti jihočeského moldanubika řadíme pararuly, migmatity, svorové pararuly, granulity, nalezneme zde také různé velké ostrovy ortorul (Kodym et al., 1961).

Z hlediska stratigrafie není snadné definovat jednotná kritéria vzniku a vývoje jednotlivých oblastí z důvodu opakovaných metamorfních pochodů v této oblasti (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Přes tyto opakované změny byly nakonec vymezeny dvě základní litostratigrafické jednotky sedimentárního původu, které disponují značným rozsahem, a můžeme se s nimi setkat v celé moldanubické kře, kde tvoří sledovatelné pruhy lišící se svým složením, obsahem vložek odchýlných hornin, vnitřní stavbou i stářím (Chábera, 1998). Jedná se o oblast jednotvárné série jihočeského moldanubika a oblast pestré série (Chlupáč et al., 2002), kterým se budu nyní věnovat podrobněji.

Jednotvárná série

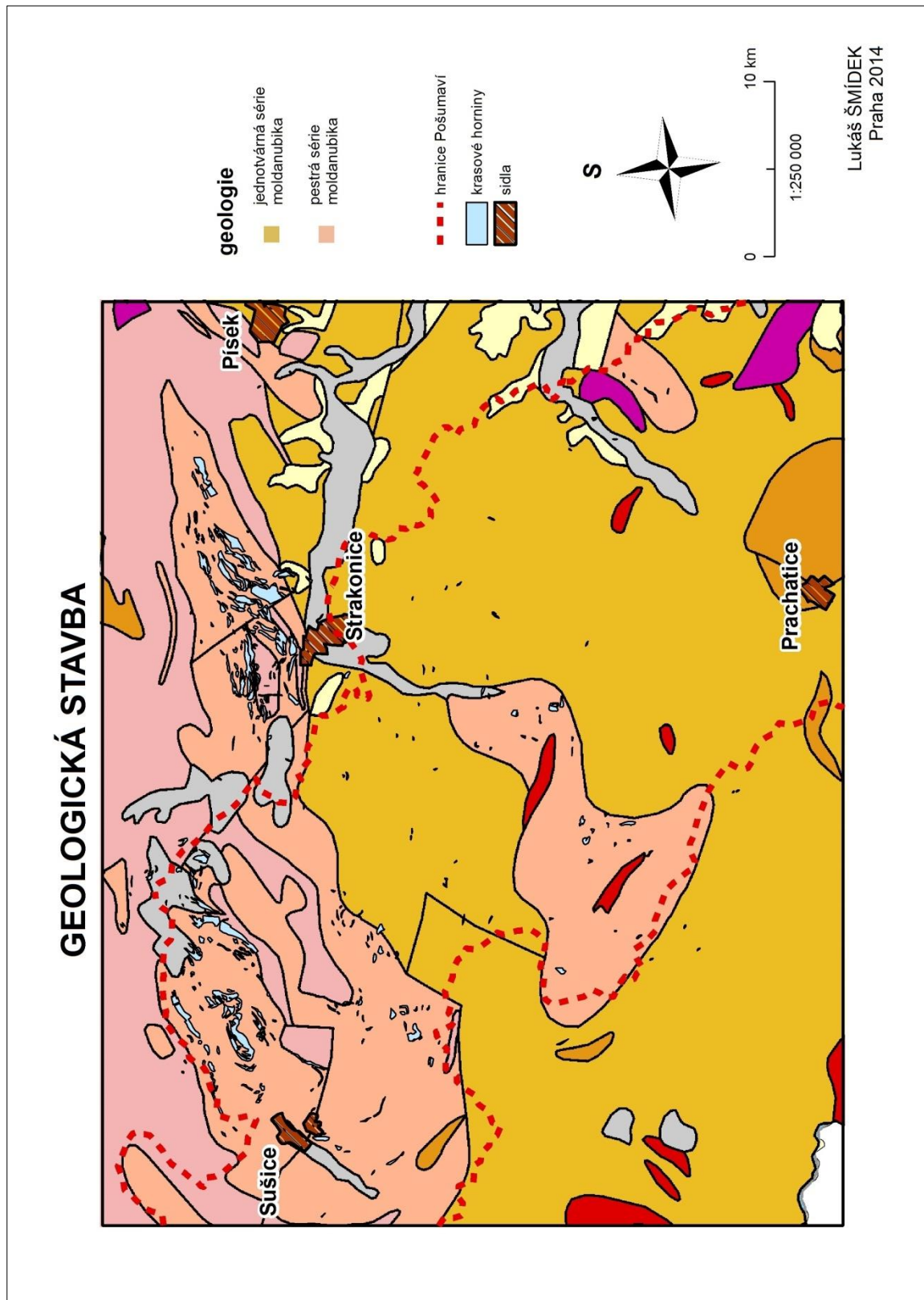
Tato jednotka, která je rakouskými geology označována též jako „ostrongská“ (Chlupáč et al., 2002), je dle většiny geologů starší, než série pestrá (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Horninové složení této jednotky, jak vyplývá již z jejího názvu, není příliš variabilní. Zastoupeny jsou zde především různé druhy pararul. Horniny jednotvárné série sedimentovaly pravděpodobně v širokém a hlubokém moři s hojným přísunem pelického materiálu (Kodym et al., 1961). Jedná se o horniny, které vznikly za vysokého stupně metamorfózy z mořských jílovitých a písčitých sedimentů (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Stupeň metamorfózy těchto sedimentů je většinou vysoký a „odpovídá tak podmínkám amfibolitové facie středních a nízkých tlaků“ (Chlupáč et al., 2002, s. 46). Tato oblast je v zájmové oblasti nejrozšířenější a vyznačuje se pouze nevelkými vložkami odlišných hornin, mocnými nejvýše 20 m, jimiž jsou krystalické vápence, dolomity, erlany, amfibolity, kvarcity aj. (Chábera, 1998). Jednotvárné série se v zájmové oblasti nachází zejména v okolí Vimperka a Prachatic (ČGS).

Pestrá série

Tato jednotka, která je dle většiny geologů mladší, než série jednotvárná a je také méně rozšířena, představuje svojí geologickou stavbou složitější komplex (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Rakouští geologové tuto jednotku označují termínem „drosendorfská“ (Chlupáč et al., 2002). Pestrá série je charakteristická variabilnějším zastoupením hornin. Jedná se o faciálně rozmanitější pararulový komplex, tvořený různými typy metamorfitů, zejména pararul a migmatitů, jejichž distribuce je v této oblasti velmi variabilní. Tyto horniny vznikaly v mělkých mořských pánvích poblíž pevniny. Tato skutečnost zapříčinila, že se zde mohly mísit sedimenty polického původu se sedimenty terrigenními (Kodym et al., 1961). Dále zde nalezneme kvarcity, skarny a grafitické horniny. Pestrá série je charakteristická výskytem mramoru a dolomitických vápenců, které místy přechází do erlanů (Chábera, 1998). Krystalické vápence zde vznikly metamorfózou starších čistých vápenců biogenního původu, erlany jsou výsledkem metamorfózy vápenců s příměsí jílové či písčité složky. Minerální složení vápenců i erlanů je velmi variabilní a na řadě lokalit obsahují tyto horniny různé příměsi, např. dolomit, slídy, plagioklasy, pyrit, grafit či wollastonit (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Wollastonit se nachází jako příměs například v krystalickém vápenci v lomu v Nezdicích na Šumavě (Žák et al., 1997).

Oblast pestré série lze nalézt ve dvou samostatných souvislých pruzích, jež jsou od sebe odděleny pásem série jednotvárné. Jedná se o tyto dvě části, pestrou „sérii krumlovskou“ a pestrou „sérii sušicko-votickou“ (Cháb et al., 2008). V zájmovém území se nachází pouze jedna ze dvou základních větví pestré série jihočeského moldanubika, a to „pestrá série sušicko-votická“. Pro další práci je nejdůležitější právě oblast, protože se v ní nacházejí oblasti výskytu krasovějících hornin (Kodym et al., 1961; Chábera, 1959). Dle Eduarda Kočárka (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003) lze pestrou sérii dělit na menší celky podle lokalit, kde se vyskytuje: pestrá série sušicko-horaždovická, pestrá série nezdicke-soběšická a pestrá série volyňsko-vimperská.

Obr. 2: Geologická stavba Pošumaví



(zdroj dat: <http://geoportal.gov.cz>, ArcCR)

2.1.2 GEOLOGICKÝ VÝVOJ

Úvod

Názory na původ pošumavského moldanubika se různí. Na přelomu 19. a 20. století bylo stáří této oblasti mylně datováno do období archaika – „prahor“, tj. 4,6 – 2,5 mld. let BP (Kodym et al., 1961). Pozdější studie však prokázaly, že horniny z tohoto období se na našem území nenacházejí (Chlupáč et al., 2002). Později, v první dekádě 20. století, bylo zjištěno, že stáří některých hornin této oblasti je staropaleozoické a lze jej datovat zejména do období siluru až devonu, tj. 440 – 417 mil. let BP (Kodym et al., 1961; Chlupáč et al., 2002). Starší autoři, např. Stanislav Chábera, vycházejí při charakteristice vývoje jihočeského moldanubika z geosynklinální teorie, a období jeho vzniku datují mladší, než 1,8 mld. let BP. Dle této teorie došlo ke konsolidaci oblasti v období kadomské orogeneze, na rozhraní svrchního proterozoika a kambria, cca 540 mil. let BP (Chábera, 1998; Pálenský in Hromas et al., 2009). Nové poznatky již nevycházejí z geosynklinální teorie, ale v datování stáří oblasti moldanubika se od geosynklinální teorie neliší. Vznik moldanubika je tedy datován do období staropaleozoického s vlivem mladších tektonických a metamorfních pochodů (Kodym et al., 1961). Jihočeské moldanubikum má dle nových poznatků příkrovovou stavbu, obdobně jako mladší pohoří vzniklá alpínsko-himalájskou orogenezi, která byla v průběhu následujícího geologického vývoje přetvořena a přemodelována mladšími tektonickými, horotvornými a metamorfními procesy (Jiříček, 1991).

Prekambrium

Období prekambria ve vývoji jihočeského moldanubika není zcela objasněno. Názory geologů jsou nejednotné. Není zcela jisté stáří původních nepřeměněných hornin, poměr jednotlivých geologických jednotek, ani počet a časové vymezení jednotlivých deformací a metamorfních pochodů (Kočárek in Hromas et al., 2009). S jistotou lze doložit až horniny z období kadomského vrásnění, které probíhalo zejména v období kambria (Misař et al., 1983; Pálenský in Hromas, 2009).

Paleozoikum

Na počátku tohoto období docházelo v oblasti jižních Čech především k výzdvihu, vlivem kadomské orogeneze, a také k denudaci (Chábera, 1998). V této době také docházelo ke vzniku nejstarších karbonátových hornin, jejichž stáří se datuje na 500 mil. let (Babůrek et al., 2006), a které dnes ve své metamorfované podobě (krytalické vápence, dolomity, atd.) tvoří současný Pošumavský kras. Následující vývoj, především v období ordoviku (448 – 443 mil. let BP) je charakteristický relativním tektonickým klidem, kdy nedocházelo k orogenním procesům (Pálenský in Hromas et al., 2009). V období variské orogeneze dochází také k výraznějšímu pronikání hlubinných vyvřelin (Chábera, 1998). K intruzi těles plutonů docházelo především v místech starších dislokací. (Kodym et al., 1961). Variské vrásnění se začíná projevovat v období svrchního ordoviku, kdy jihočeská oblast byla pravděpodobně součástí ostrovů

lemujících v této době jih evropské pevniny (Chábera, 1998). K vrcholu variské orogeneze dochází v období před 360 – 280 mil let, tedy zejména v období permokarbonu (Chlupáč et al., 2002). Z tohoto období lze nalézt pouze velmi malé množství pokryvných útvarů. Jedná se buď o izolované pánve s extrémně rychlou sedimentací, či o reliktu rozsáhlého mořského zálivu, který se zde v období karbonu nacházel (Chábera, 1998). V důsledku variské orogeneze v období svrchního devonu až karbonu, dochází k metamorfóze karbonátových hornin (Babůrek et al., 2006).

Mezozoikum

Již od období paleozoika dochází v jihočeské oblasti k denudaci, jež probíhala až do období křídý, na jejímž konci dochází k obnovení horotvorných procesů. Během denudace dochází k obnažení plutonických těles (Čech et al., 1962). K největším změnám v oblasti jihočeského moldanubika dochází v období křídý (cca před 140 – 65 mil. let BP), zejména pak ve svrchní křídě (Chlupáč et al., 2002). Od této doby dochází k téměř kontinuálnímu vývoji jihočeské oblasti, který pokračuje až do současnosti. Tento vývoj je dán výrazným poklesem teploty na rozhraní karbonu a permu. Období křídý je charakteristické vznikem kaolinitu v důsledku intenzivního tropického zvětrávání (Chábera, 1998). V této době byly jižní Čechy výrazně zarovnané a jižně od oblasti dnešní Šumavy se rozprostíralo moře Thetys, do něhož odváděla vodu většina řek jihočeského moldanubika (Kodym et al., 1961). Důsledkem začínajícího alpínsko-himalájského vrásnění dochází k oživení již existujících tektonických zlomů. Dalším typickým projevem tohoto období je formování tektonicky založených příčně členěných depresí, z nichž se vyvinuly dnešní pánve Českobudějovická a Třeboňská, které jsou od sebe dnes odděleny rudolfovskou hrástí - lišovským prahem (Chábera, 1998). Následkem těchto tektonických změn dochází k pohybu krasových hornin směrem k povrchu (Hromas et al., 2009).

Terciér

Období terciéru je charakteristické zejména vznikem sedimentárních hornin (Chlupáč et al., 2002). Do tohoto období pravděpodobně náleží vznik cca 20 m mocné vrstvy šterkopísčitých říčních sedimentů, jejichž geneze se datuje do období svrchního pliocénu. Tyto sedimenty mohou být považovány za uloženiny nejstarší Vltavy (Chábera, 1998). Výrazným modelačním činitelem tohoto období byla saxonská tektonika, během níž došlo jednak obnovení starých zlomů a také ke vzniku nových (Čech et al., 1962). V období miocénu dochází k výzdvihu jižní části Českého masívu, což má za následek přerušování odvodňování jižních Čech do alpského moře a počátek odvodňování této oblasti Vltavou směrem k severu (Chábera, 1998). Změna odtokového režimu z oblasti jižních Čech má vliv např. na vznik krasových lokalit v povodí Volyňky (Kodym et al., 1961).

Kvartér

Období kvartéru je charakteristické modelací exogenními procesy, z nichž největší podíl má působení vody (fluviální činnost, glaciální činnost, atd.) a větru. V období čtvrtohor dochází zejména k tvorbě sedimentů různé mocnosti. Jedná se o sedimenty fluviální, deluviofluviální, deluviálně-soliflukční, eolické a organické. Mezi fluviální sedimenty patří zejména holocenní povodňové hlíny, které vyplňují údolí řek, ale také fluviální usazeniny říčních teras. Dalšími kvarterními sedimenty jsou váté písky, které jsou vyváté z rozsáhlých šterkopískových teras Lužnice a Nežárky. Dále zde můžeme také nalézt eluviální, svahové a sprašové hlíny. Dalším produktem období kvartéru jsou sedimenty organogenního původu, mezi něž patří zejména rašeliniště (Chábera et al., 1985).

V období kvartéru také dochází k výraznějšímu rozvoji krasových jevů, které „jsou zde vázány na tělesa kalcitických a dolomitických mramorů ve vysokých stupních metamorfózy“ (Hromas et al., 2009, s. 242). Jejich mocnost se pohybuje od desítek centimetrů až po stovky metrů. Jeskyně zde vznikly rozpouštěním pomalu tekoucími vodami a často byly přetvářeny ve vadózních podmínkách při oscilující hladině podzemních vod (Hromas et al., 2009). Jihočeské jeskyně jsou vázány na izolované lokality výskytu krystalického vápence, který tvoří většinou vložky v břidlicích (Chábera, 1998). Nejedná se o rozsáhlé jeskynní komplexy, jaké můžeme nalézt například v oblasti Moravského či Českého krasu, ale pouze o malé dutiny, z nichž většina postrádá krápníkovou výzdobu, ale je zajímavá způsobem svého vzniku a také archeologickými nálezy z dob paleolitického osídlení (Woldřich, 1880).

2.1.3 TEKTONICKÉ POMĚRY

Horniny oblasti jihočeského moldanubika byly vystavovány tektonickým procesům již od období předpaleozoického. Dle Kodyma (1961) docházelo k sedimentaci jednovrstevné série v obdobích relativního tektonického klidu, a naopak tvorba série pestré je spojována s obdobími zvýšené tektonické aktivity. Tektonické linie moldanubika jsou orientovány ve dvou základních směrech. V oblasti mezi Sušicí a Horažďovicemi prochází většina zlomových linií napříč pásy výskytu krystalických vápenců ve směru přibližně ve směru SZ-JV. Podobná orientace zlomových linií je patrná i severně od Strakonice, mimo území Šumavského podhůří. Jinak je tomu u oblastí výskytu krystalických vápenců mimo dva hlavní pásy. Tyto oblasti jsou mnohem chudší na výskyt tektonických zlomů, avšak i zde lze „vystopovat“ jakousi pravidelnost v jejich průběhu. Většina z nich, ať již v povodí Volyňky či v okolí Strašína, má průběh přibližně JJZ-SSV směru (Čech et al., 1964).

2.2 Geomorfologické poměry

Většina oblasti „sušicko-votické“ pestré série moldanubika se podle geomorfologického členění nachází v České vysočině, konkrétně v Šumavské subprovincii. (Balatka; Kalvoda, 2006). Menší část pak nalezneme v Suprovincii Česko – moravské. Pošumavský kras se rozprostírá z většiny své plochy v oblastech Šumavské hornatiny, nejvíce v Šumavském podhůří, malá část se z geomorfologického hlediska nachází již v oblasti Středočeské pahorkatiny, tedy mimo oblast Pošumaví, a proto této oblasti nebude v následující práci věnována pozornost.

2.2.1 VÝVOJ RELIÉFU

Ačkoli oblast dnešní Šumavy a šumavského podhůří byla vytvořena již v období hercynského vrásnění, dnešní vzhled celých jižních Čech včetně zájmového území je „výsledkem dlouhodobého vývoje, který probíhal v různých fyzickogeografických podmínkách a podstatně jej ovlivnily pohyby zemské kůry a geologická stavba“ (Albrecht et al., 2003, s. 26). Geomorfologický vývoj zájmového území lze přesněji sledovat až od konce druhohor. Důležitými mezníky ve vývoji zájmového území jsou období, v nichž docházelo ke vzniku předkřídového penneplenizovaného povrchu (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Tyto oblasti byly dříve označovány termínem paroviny, dnes jsou však označovány termínem „etchplén“, neboť se jedná o denudované a z části přemodelované bazální zvětrávací plochy na styku skalního podloží a starších zvětralin (Demek, Quitt, Raušer, 1976). V období druhohor byl ukončen vývoj těchto penneplenizovaných povrchů, které je možné pro jejich mocný zvětralinový plášť tropického typu označit za předkřídový zarovnaný povrch (Albrecht et al., 2003). Koncem křídvy, v období počínajícího alpinského vrásnění, zde dochází k oživení tektonických pohybů. Po uklidnění tektonických pohybů se znovu vytváří zarovnaný povrch, jehož vývoj vyvrcholil v období mladších třetihor (v miocénu), kdy také skončila etapa teplejšího a vlhčího tropického klimatu, došlo k ochlazení a k úbytku srážek (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Společně s klimatickými změnami došlo zároveň k další fázi neotektonických pohybů, které předznamenaly další změny vývoje reliéfu (Chábera et al., 1985). K výraznějším změnám dochází na konci třetihor v pliocénu a ve starších čtvrtohorách v pleistocénu. V tomto období stále dochází k významným pohybům zemské kůry (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Právě tyto horizontální pohyby určitých částí reliéfu zapříčinily výraznou morfostrukturní diferenciaci, která podmínila vznik takového reliéfu, který známe dnes (Chábera, 1998). Na konci terciéru dochází také k výrazným změnám ve formování říční sítě. Zatímco v období pliocénu odtékala většina povrchové vody do oblastí alpského moře, vlivem saxonské tektoniky dochází ke změně směru toku řek k severu (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Výzdvihem Šumavy a Novohradských hor tak dochází k převedení jihočeských toků z povodí Dunaje na sever do povodí Labe. Na přechodu mezi Šumavským podhůřím a Šumavou jsou známy lokality s výraznou retrográdní erozí (Balatka, Sládek, 1962).

2.2.2 FORMY GEORELIÉFU

Jedním ze základních dělení tvarů reliéfu v geomorfologii je členění na dvě základní odlišné formy, kterými jsou morfostruktury, jejichž vznik a vývoj je podmíněn převážně působením endogenních procesů a morfoskulptury, na jejichž vzniku a vývoji mají vůdčí podíl zejména procesy exogenní (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003; Horník et al., 1986).

Morfostruktury

Dle geneze rozdělujeme morfostruktury na dvě základní skupiny, morfostruktury aktivní a morfostruktury pasivní. V oblasti jižních Čech se rozprostírají tři hlavní morfostrukturní pásma. Jedná se o „vysoké pohraniční hřbety“, „druhé geomorfologické pásmo“ s výraznou členitostí terénu a „třetí geomorfologické pásmo – Pošumaví“ s průměrnou nadmořskou výškou 500 – 600 m n. m. (Kunský, 1938). Zájmové území se rozprostírá ve „třetím geomorfologickém pásmu“.

Aktivní morfostruktury jsou výsledkem neotektonických pohybů (Demek, 1987), k nimž v oblasti pestré série moldanubika jižních Čech docházelo od období oligocénu (Cháb et al., 2008). Pasivní morfostruktury jsou produktem geologické stavby a litologie (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003), jejichž vlastnosti se měnily v závislosti na změnách podnebí a dalších geomorfologických pochodech (Demek, 1987). Pasivní morfostruktury se projevují zejména v oblastech výskytu magmatitů moldanubického plutonu, kde vytvářejí exfoliační klenby. Magmatity jsou odkryty v důsledku eroze méně odolných hornin a můžeme se s nimi setkat ve vrcholových partiích, kde tvoří přirozené odkryvy. Tyto elevace také mnohdy utvářejí horninové žíly či vrstvy odolnějších hornin, např. kvarcity, erlany, amfibolity (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Specifickou skupinu představují oblasti s výskytem krasových hornin (Chábera, 1998). Jejich výskyt je velmi omezený a nacházejí se v oblasti pestré série jihočeského moldanubika (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). V oblasti „sušicko-votické pestré série se krasové jevy vyskytují pouze v omezených lokalitách, v malých ostrůvcích metamorfovaných vápenců v povodí Volyňky, horní Otavy (od Sušice po Horažďovice) a v okolí Strašína (Prosová, 1951).

Morfoskulptury

Morfoskulpturní formy se vyvinuly zejména působením různých exogenních činitelů (Horník et al., 1986). Nemalou roli zde sehrály také výrazné změny klimatických podmínek (Demek, 1987). Vzhledem k tomu, že se klimatické podmínky v průběhu geologické minulosti měnily, jsou produkty totožných exogenních činitelů různé (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Mezi charakteristickými formami, které řadíme do skupiny morfoskulptur, jsou v rámci jihočeského moldanubika nejvýznamnější: zarovnané povrchy, formy vzniklé erozí a odnosem hornin, tvary vzniklé svahovými procesy, tvary fluviaální a tvary kryogenní (Chábera, 1998; Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003).

Ve skupině zarovnaných povrchů má největší význam povrch paleogenního stáří, kde exogenní činitelé odstranili povrchový plášť zvětralin. Zarovnaný povrch tohoto typu označujeme jako etchplén (Demek, Quitt, Raušer, 1976). Ačkoli zbytky zarovnaných povrchů nalézáme především ve vrcholových partiích Šumavy, zejména v oblasti Šumavských plání, s menšími lokalitami se můžeme setkat i v oblasti Šumavského podhůří, např. v údolích řek Otavy, Volyňky a Blanice (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003).

Formy vzniklé erozí a odnosem hornin jsou v oblasti Pošumavského krasu četnější. Mezi typické tvary této skupiny řadíme různé balvany a skalní útvary, tvořené zejména hlubinnými magmatity (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Příznačným tvarem zaoblené žokovité balvany, které vznikly zvětráváním, a odnosem nadložních hornin byly obnaženy. Některé z nich mají tvar skalních hřibů nebo viklanů. V současném mírném humidním podnebí vznikla v oblasti jižních Čech kombinací chemického a mechanického zvětrávání a odnosem celá řada tvarů, jako jsou skalní mísy, voštiny, skalní výklenky, škrapy aj. (Chábera, 1998).

Mezi morfoskulptury patří také tvary vzniklé svahovými procesy. Nejvýrazněji docházelo ke vzniku těchto forem v chladných ledových obdobích pleistocénu. Na úpatích kopců se tvořily úpatní haldy, které jsou produktem soliflukčních svahových pohybů (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). V řadě profilů se z této doby dochovalo patrné hákování vrstev (Chábera et al., 1985).

Typickou morfoskulpturou jsou také tvary fluviální. Mezi nejvýznamnější lze zařadit údolí vodních toků, která souborně vytvářejí údolní síť (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003). Řada úseků údolní sítě je tektonicky a litologicky predisponována (Ivan, 1980). Některé úseky údolní sítě, které jsou zmlazeny pleistocenní erozí, jsou obklopeny výraznějšími výčnělky krystalických vápenců. Často se jedná o lokality, kde dochází k výraznější změně směru vodního toku, a samotná skalní stěna tvoří nárazový břeh vodního toku (Kodym et al., 1968). Příkladem takové lokality je například Jiříčkova skála u Malenic (Prosová, 1951). Jinými typickými zástupci fluviálních tvarů jsou náčepní lokty. Nejvýznamnější je náčepní loket Vltavy u Rožmberka nad Vltavou (Chábera, 1982). Významným procesem ve vývoji říčních koryt je evorze (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003).

V chladných obdobích pleistocénu dochází ke vzniku řady útvarů, které lze geomorfologicky označit jako kryogenní morfoskulptura. V oblasti Šumavy se v obdobích glaciálů nacházelo několik malých oblastí s výskytem horského ledovce. Jejich pozůstatkem je 5 šumavských karových jezer: Černé, Čertovo, Plešné, Prášílské a Laka (Chábera et al., 1985). Oblast Pošumavského krasu nebyla ani v chladných periodách pleistocénu pokryta horským ledovcem, ale byl zde vyvinut permafrost, který dosahoval na některých místech mocnosti až 100 m (Kunský, 1933). Typickými tvary, s nimiž se v oblasti Pošumaví můžeme setkat, jsou tvary vzniklé mrazovým zvětráváním, jedná se o tvary periglaciální. Jedná se o kamenná moře, skalní sruby, suťová pole atd. (Chábera et al., 1985). Ojedinele lze v jižních Čechách nalézt i pozůstatky mrazových klínů (Anděra, Zavřel et al., 2003). Dalšími typickými periglaciálními tvary, s nimiž se v oblasti Pošumaví můžeme setkat, jsou mrazové hrnce, nivační terasy, kryoplanační terasy aj. (Chábera et al., 1985).

2.3 Hydrologické poměry

Voda je významným činitelem při vzniku a vývoji krasových oblastí, a to od samého vzniku karbonátových hornin, až po vznik krasových oblastí (Horník et al., 1986). Voda je bezesporu jedním z nejdůležitějších činitelů při utváření georeliéfu.

Celá oblast Pošumaví náleží do povodí řeky Vltavy, tedy k úmoří Severního moře. Drobné oblasti jihočeského moldanubika jsou sice odvodňovány na jih do Dunaje, ale v tomto případě jde pouze o území menšího rozsahu, která se nacházejí na Šumavě, tedy mimo zájmové území.

Následující kapitola se bude zabývat nejprve vodou povrchovou – vodními toky a stojatými vodami a poté vodou pod zemským povrchem, která je jedním z významných činitelů při vzniku a utváření krasových oblastí.

2.3.1 VODNÍ TOKY

Nejdůležitějším vodním tokem jihočeské oblasti je řeka Vltava. Ačkoli se její tok nenachází v blízkosti žádné lokality s výskytem krasových hornin v rámci Pošumavského krasu, veškeré vody, které odtečou z oblasti Pošumaví po zemském povrchu, náleží do jejího povodí.

Významným tokem v rámci Pošumavského krasu je řeka Otava. Otava vzniká soutokem Vydry a Křemelné nedaleko obce Srní. U města Sušice začíná její tok zasahovat na území Šumavského podhůří. Povodí Otavy zaujímá plochu více než 3700 km² (Chábera et al., 1985). Otava opouští oblast Pošumavského krasu nedaleko Strakonice, kde plocha jejího povodí představuje 2913 km² a její průtok zde dosahuje průměrné hodnoty 18,6 m³/s (www.chmi.cz). Z pravostranných přítoků jsou významnější Losenice (Rejštejn), Nezdický potok (Žichovice), Volyňka (Strakonice) a Blanice (Zátaví). Výraznějším levostranným přítokem je pouze Ostružná (Sušice). Na území povodí řady těchto menších vodních toků se nacházejí krasové lokality Pošumavského krasu (SHOCart).

Z hlediska distribuce krasových lokalit v oblasti Pošumaví je významné údolí řeky Volyňky (Prosová, 1951; Chábera, 1988). Volyňka pramení na Šumavě v nadmořské výšce 1050 m na východním úbočí Světlé Hory (1123 m n. m.). Celá řeka měří celkem 46,1 km a její povodí má plochu 413 km² (turistika.cz). Volyňka je pravostranným přítokem Otavy a ústí do ní ve Strakonici. Průměrný průtok při jejím ústí dosahuje v průměru cca 3 m³/s (Vlček et al., 1984). Z hlediska výskytu krasovějcích hornin v povodí Volyňky jsou významné také některé její menší přítoky. Z levostranných přítoků je významnější Spůlka (nedaleko Bohumilic), v jejímž povodí se nachází několik krasových lokalit (Onšovice, Mladíkov, Jaroškov).

Malé krasové lokality lze nalézt také v povodí řeky Blanice. Tato řeka pramení o obce Zlatá a je pravostranným přítokem Otavy nedaleko Putimi. Délka Blanice je 93,3 km a její průměrný průtok u ústí dosahuje v průměru 4,23 m³/s. Plocha povodí čítá 860,5 km² (Vlček et al., 1984). Na Blanici se nachází v. n. Husinec (SHOCart).

2.3.2 STOJATÉ VODY

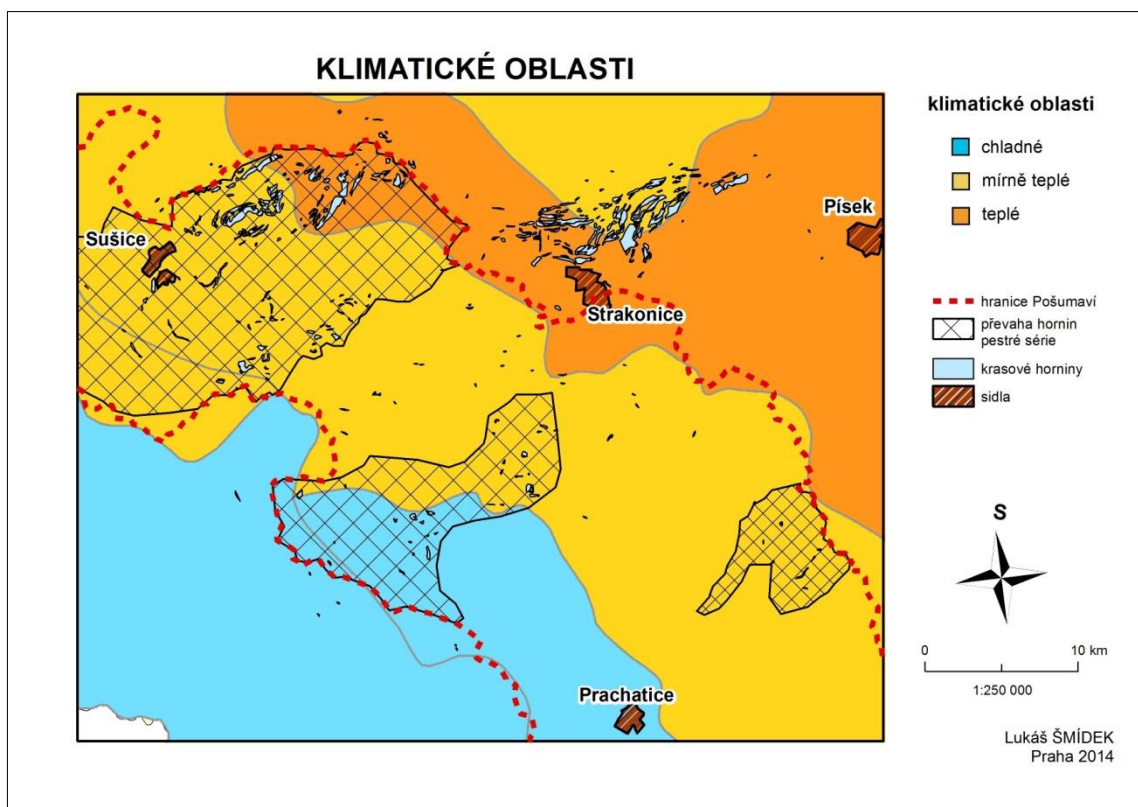
Oblast Šumavy je známá svými 5 jezery ledovcového původu - Černé, Čertovo, Plešné, Prášilské a Laka (Chábera et al., 1985), ale v oblasti Šumavského podhůří se s přírodní vodní plochou téměř nesebkáváme. Určitou výjimku tvoří jezera antropogenního původu v opuštěných jihočeských lomech. Příkladem tohoto jezera je vodní plocha v opuštěném lomu Lišná nedaleko obce Rabí (ČGS). Dále je možno v oblasti jižních Čech nalézt řadu drobných rašelinných jezírek v šumavských rašeliništích, ale jejich výskyt je vázán téměř výhradně na vrcholové partie Šumavy. Z umělých vodních ploch nelze opomenout větší množství rybníků. Dalšími vodními díly jsou přehrady, z nichž na území Pošumaví můžeme nalézt v. n. Husinecká (Blanice).

2.3.3 PODZEMNÍ VODA

Podzemní voda má důležitou roli při vyrovnávání povrchového odtoku z daného území. Podzemní vodou je míněna ta část vody, která vyplňuje dutiny zvodněných hornin. Podzemní vodu lze dle jejího původu rozdělit do dvou skupin. První skupinou je voda vadózní, která se do hornin dostává z atmosférických srážek. Druhou skupinou je podzemní voda juvenilní, která má hlubinný původ a je více mineralizovaná (Tesař in Anděra, Zavřel et al., 2003). Výskyt a oběh podzemní vody v této oblasti „je podmíněn poměrně hustou sítí dosti otevřených puklin a dobře propustný je i zvětralinový plášť písčitého nebo písčito-jílovitého charakteru“ (Chábera et al., 1987, s. 63). Ani přes tyto poměrně příznivé podmínky se nikde nevytvořily významnější rezervoáry podzemní vody. Nevyskytují se zde ani minerální vody (Chábera et al., 1987). Podzemní voda je bezesporu nezanedbatelným činitelem při vzniku jeskyní a jiných krasových útvarů. Krasové oblasti byly původně studovány zejména na zemském povrchu. V posledních desetiletích je však kladen více důraz na průzkum jeskyní (Hromas et al., 2009). V oblasti Pošumavského krasu měla však mnohem významnější vliv na vznik jeskyní voda z atmosférických srážek, která způsobovala chemické rozpouštění karbonátových hornin (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003). Pro oblast Pošumaví je z hlediska její pestrosti horninového složení typický hlubší pohyb podzemních vod. Nemalý význam mají v tomto ohledu vložky krystalických vápenců, jejichž rozpouštěním dochází ke zvětšování cirkulačních cest a tím k vyšší propustnosti horniny. Pestrá série má větší propustnost, než série jednotvárná (Kodym et al., 1961).

2.4 Klimatické poměry

Klima v oblasti Šumavy a Pošumaví lze rozčlenit na dvě základní oblasti. První oblastí je území, které zaujímá pohraniční pásmo Šumavy, a druhou oblastí je Šumavské podhůří (Atlas podnebí Česka, 2007). Podnebí jižních Čech, stejně jako většina našeho území, je považováno za oblast přechodného klimatu na rozhraní podnebí oceánického a kontinentálního, což odráží ne příliš velké výkyvy teplot a relativně vyrovnané srážkové úhrny během roku (Strnad in Anděra, Zavřel et al., 2003). Hodnoty průměrné roční teploty vzduchu jsou spjaty s rozdíly v nadmořské výšce jednotlivých lokalit. Oblast Šumavského podhůří lze dle Quita (1971) rozdělit do 3 klimatických oblastí, z nichž největší plochu území zaujímají mírně teplé oblasti, severní část mírně zasahuje do skupiny teplé oblasti a jižní okraj, zejména vyšší nadmořské výšky spadají do kategorie chladné oblasti (Cenia). Následující mapa zobrazuje rozložení jednotlivých klimatických oblastí v Pošumaví. Jednotlivé klimatické oblasti lze v rámci Pošumaví rozčlenit do 5 podoblastí: CH7 = chladné; MT3, MT5, MT7 = mírně teplé; T2 = teplé (Atlas podnebí Česka, 2007). V příloze (Příloha 1) je k dispozici tabulka s jednotlivými klimatologickými ukazateli na základě členění dle Quita (1971).

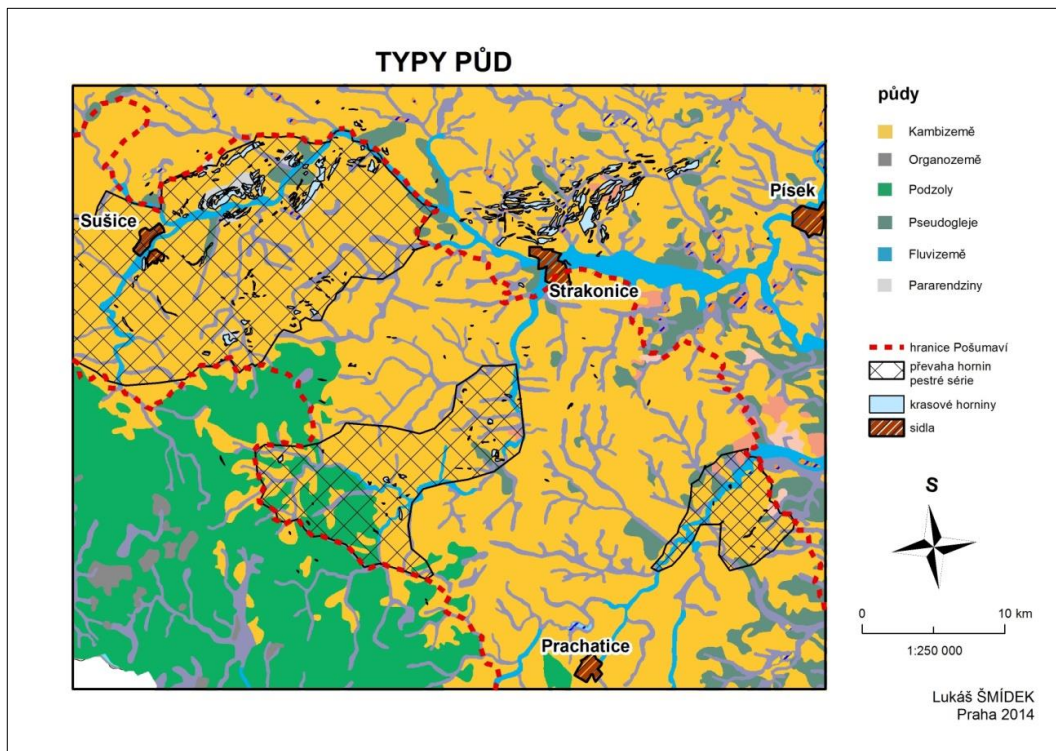


Obr. 3: Klimatické poměry
(zdroj dat: Cenia, ArcCR)

2.5 Půdní poměry

Vývoj půdních druhů v oblasti Pošumaví odráží (stejně jako na jiných místech) tamní fyzickogeografické podmínky. Hlavními faktory, které předurčují rozložení jednotlivých půdních druhů, jsou reliéf a jeho sklon, hydrologické podmínky, klimatologické podmínky a matečná hornina (Chábera et al., 1985). Podle mapy půdního pokryvu ČR se můžeme v oblasti Pošumaví setkat především s těmito půdami: kambizemě (převažují), organozemě (údolí), podzoly (nejvyšší partie zájmového území), pseudogleje (údolí), fluvizemě (při větších vodních tocích) a pararendziny (v oblastech s výskytem krystalických vápenců a dolomitů). Jelikož se tato práce zabývá lokalitami výskytu metamorfovaných vápenců v oblasti Pošumavského krasu, budu se nyní podrobněji věnovat právě pararendzinám.

Jedná se o půdní druhy, jejichž výskyt koreluje s podložím tvořeným karbonátovými a karbonátosilikátovými horninami. Typickým znakem pararendzin je jejich skeletovitost. Tento půdní druh není přímo vázán na určitou klimatickou oblast, ale je předurčen především matečnou horninou. Hlavními matečnými horninami v případě pararendzin jsou CaCO_3 , MgCO_3 a $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (Němeček et al., 2011). Dle starších označení je tento půdní druh zařazován mezi vápenatky. Vápenatkami rozumíme takové půdy, které vznikají na již zmíněných matečných horninách a nelze je zařadit do žádných jiných typů. S pararendzinami se v oblasti Pošumaví můžeme setkat v lokalitách výskytu krystalického vápence v povodí Volyňky, mezi Sušicí a Horažďovicemi a v okolí Strašína a Nezdic na Šumavě (Chábera et al., 1987).



Obr. 4: Typy půd (zdroj dat: Cenia, ArcCR)

KAPITOLA 3

3. Lokality s výskytem krasových hornin

3.1 Distribuce a charakteristika krasových lokalit

Distribuce krasových lokalit v oblasti Pošumavského krasu není srovnatelná s významnějšími krasovými oblastmi ČR, jimiž jsou Český či Moravský kras. Pošumaví nelze jako celek považovat za krasovou oblast, ale i přesto se zde setkáváme spíše s ojedinělými krasovými jevy, které jsou vázány na výskyt karbonátových hornin (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003). Z hornin, které utvářejí krasové lokality Pošumavského krasu, jsou nejvýznamnější krystalické vápence, dolomitické vápence až dolomity a vápenatosilikátové horniny, erlány a skarny. Jedná se o vápencové soubory devonu až spodního karbonu a z období svrchní jury (Chábera, 1998). Řada z nich je však dnes pohřbena pod mocnými vrstvami mladších sedimentů. (Hromas et al., 2009).

Geologické podmínky Pošumavského krasu neumožňují vznik typického krasu s rozvinutými jeskynními systémy, protože erozní činnost podzemních vod zde měla jen velmi malou roli. Jeskyně v této oblasti proto vznikaly výhradně vlivem chemického rozpouštění karbonátových hornin – koroze (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003). Jistou kompenzací představuje v tomto ohledu dobrá propustnost těchto karbonátů a také jejich vysoká schopnost vázat vodu. Rozpouštěním krystalických vápenců dochází ke zvětšování cirkulačních cest a tím k vyšší propustnosti horniny. Díky tomu má pestrá série obecně větší horninovou propustnost, než série jednotvárná (Kodym et al., 1961). Vody, které rozpouštějí krystalický vápenec, jsou chemicky agresivní, díky čemuž mohou působit i ve velkých objemech vápencových těles a snížit při tom svoji rozpouštěcí schopnost (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003).

Jeskyně v oblasti Pošumaví vznikly především procesem směšové koroze směšová koroze je vyvolána míšením dvou nebo více nasycených roztoků s různou koncentrací CaCO_3 . Při míšení těchto roztoků se uvolňuje aktivní CO_2 , který se podílí na modelaci endokrasu (Příbyl et al., 1992). Krasové jevy v oblasti Pošumaví jsou vázány kalcitických a dolomitických vápenců, které prošly vysokým stupněm metamorfózy. Většina lokalit s výskytem těchto hornin je vázána na pestré série jihočeského moldanubika, vyjimečně se lze s karbonátovými horninami setkat i v oblasti série jednotvárné (Hromas et al., 2009). Většina jeskyní postrádá krápníkovou výzdobu, ale je zajímavá způsobem svého vzniku a také archeologickými nálezy z dob paleolitického osídlení (Woldřich, 1880).

Zájmové území Pošumavský kras v oblasti Sušicko-votické pestré série jihočeského moldanubika nelze charakterizovat jako homogenní celek, který se vyznačuje kontinuitou, ale jedná se o větší či menší samostatné celky s výskytem krasovějících hornin v několika oblastech. Dle Eduarda Kočárka (Kočárek in Anděra, Zavřel et al., 2003) lze pestré série dělit na menší celky podle lokalit, kde se vyskytuje: pestrá série sušicko-horaždovická, pestrá série nezdecko-soběšická a pestrá série volyňsko-vimperská.

3.2 Vývoj karbonátů v zájmové oblasti

Paleozoikum

Tvorbu karbonátových hornin lze v oblasti Pošumavského krasu sledovat od období paleozoika. Na počátku tohoto období docházelo v oblasti jižních Čech především k výzdvihu, vlivem kadomské orogeneze, a také k denudaci (Chábera, 1998). V této době také docházelo ke vzniku nejstarších karbonátových hornin, jejichž stáří se datuje na 500 mil. let (Babůrek et al., 2006), a které dnes ve své metamorfované podobě (krytalické vápence, dolomity, atd.) tvoří současný Pošumavský kras. V důsledku variské orogeneze v období svrchního devonu až karbonu, dochází k metamorfóze karbonátových hornin (Babůrek et al., 2006). Následující období se zvýšenou tektonickou aktivitou s sebou přináší relokaci krasových hornin blíže k povrchu (Kodym et al., 1961).

Mezozoikum

Období mezozoika je z hlediska tvorby krasových hornin typicky tektonickým neklidem. V tomto období začíná proces alpínsko-himalájského orogeneze, která s sebou přináší revitalizaci starších tektonických zlomů (Chábera, 1998). Následkem těchto tektonických změn dochází k dalšímu pohybu krasových hornin směrem k povrchu (Hromas et al., 2009).

Terciér

Z třetihorního období je ve vývoji Pošumavského krasu nejdůležitější období miocénu. Výrazným modelačním činitelem tohoto období byla saxonská tektonika, během níž došlo jednak obnovení starých zlomů a také ke vzniku nových (Čech et al., 1962), což mělo za následek opětovnou relokaci a redistribuci karbonátových hornin (Babůrek et al., 2006). V období miocénu dochází k výzdvihu jižní části Českého masívu, což vede ke změně odvodňování jihočeského moldanubika (Chábera, 1998). Změna odtokového režimu z oblasti jižních Čech má vliv i na vznik krasových lokalit v povodí Volyňky (Kodym et al., 1961).

Kvartér

V období kvartéru také dochází k výraznějšímu rozvoji krasových jevů, které „jsou zde vázány na tělesa kalcitických a dolomitických mramorů ve vysokých stupních metamorfózy“ (Hromas et al., 2009, s. 242). Jejich mocnost se pohybuje od desítek centimetrů až po stovky metrů. Jeskyně zde vznikly rozpouštěním pomalu tekoucími vodami a často byly přetvářeny ve vadózních podmínkách při oscilující hladině podzemních vod (Hromas et al., 2009). Většina jeskyní postrádá krápníkovou výzdobu, ale je zajímavá způsobem svého vzniku a také archeologickými nálezy z dob paleolitického osídlení (Woldřich, 1880).

3.3 Vybrané krasové lokality v Pošumaví

Nyní se budu podrobněji zabývat jednotlivými lokalitami v oblasti Pošumavského krasu. V mojí předchozí práci „Pošumavský kras a jeho strukturně-tektonická charakteristika“ jsem vytvořil seznam všech doposud objevených jeskyní a stručně jsem je charakterizoval. Seznam všech jeskyní rozdělený dle základních oblastí výskytu krasových hornin je uveden v příloze (Příloha 2 - 4). Následující část této práce nebude věnována větším krasovým celkům, ale pouze vybraným krasovým lokalitám. Lokality jsou vybrány na základě jejich dostupnosti v literatuře, mapových podkladech, a s přihlédnutím na potenciální vliv jejich strukturně-tektonické stavby na reliéf. Někteří autoři (např. Prosová, 1951) nepřisuzují vlivu strukturně tektonické charakteristiky Pošumavského krasu na reliéf příliš velkou váhu. I přes tuto skutečnost se domnívám, že existuje celá řada lokalit, která toto tvrzení přímo či nepřímo vyvrací. Těmto lokalitám se budu více věnovat v následujících kapitolách o geomorfologickém a geofyzikálním průzkumu. Nyní se budu zabývat charakteristikou jednotlivých vybraných lokalit. Autor Jaroslav Hromas ve své knize „Jeskyně – chráněná území ČR – svazek XIV“ rozděluje Pošumavský kras do čtyř základních oblastí:

1) **Kras v okolí Strakonice a Radomyšle**

Lokality z této oblasti nejsou zahrnuty v této práci, neboť se z geomorfologického hlediska nachází mimo zájmové území Pošumavský kras (leží severně od Strakonice).

2) **Kras okolí Strašína a Nezdického potoka**

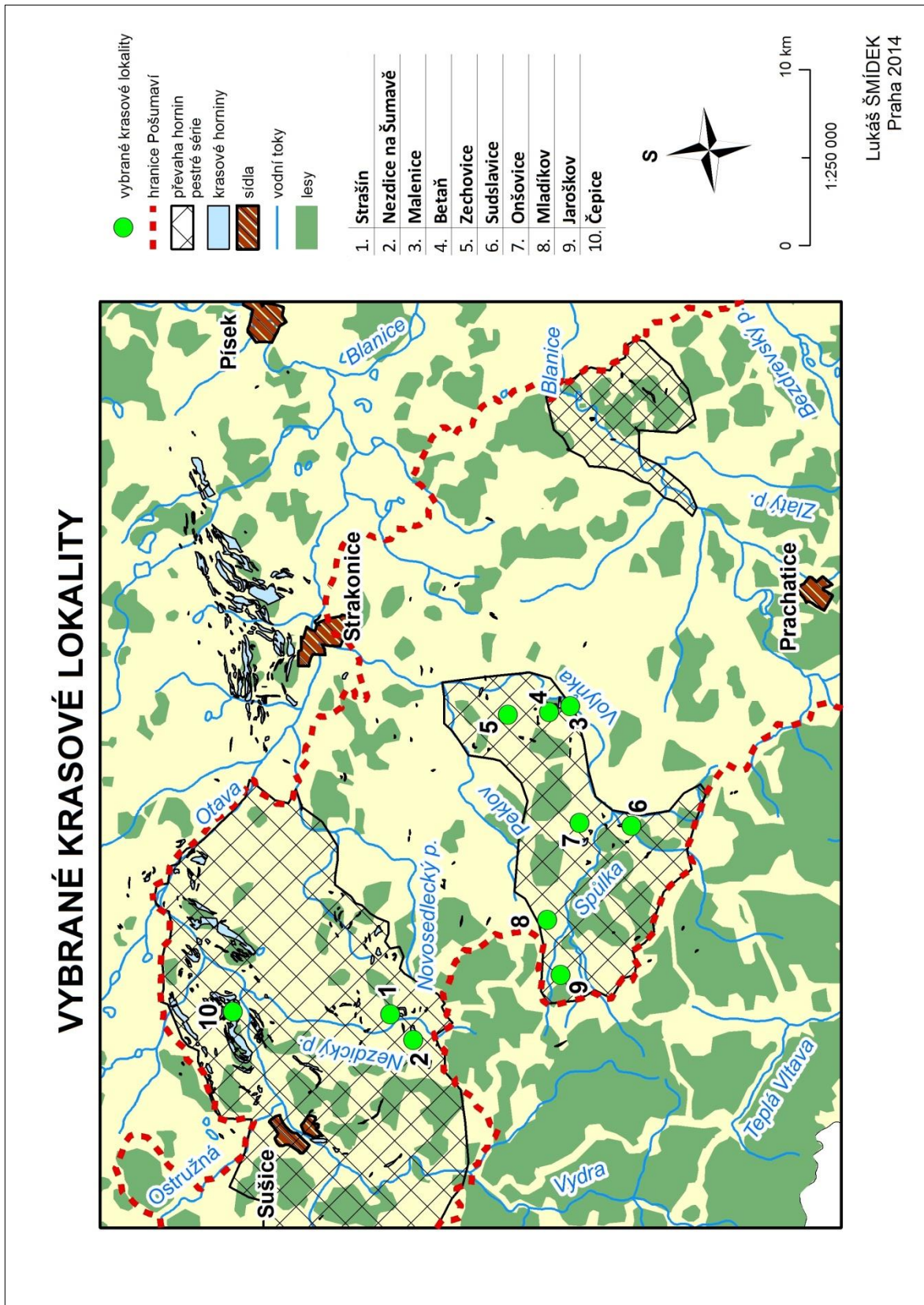
V této práci reprezentována několika lokalitami – Strašín (Strašínská jeskyně, lom Strašín, lom Zavadilka, lom Lazny), Nezdice na Šumavě (jeskyně Fík, lom Nezdice).

3) **Kras v povodí Volyňky** Zahrnuje lokality: Malenice (Malenická jeskyně), Betaň (jeskyně Na Betani), Zechovice (lomy), Sudslavice (Sudslavická jeskyně, lom Sudslavice), Onšovice (PP Háje), Mladíkov (Mladíkovská jeskyně + lom), Jaroškov (lom Jaroškov)

4) **Kras okolí Sušice a Horažďovic**

Z této oblasti byla vybrána lokalita Čepice, v jejímž okolí se nachází několik vápencových lomů.

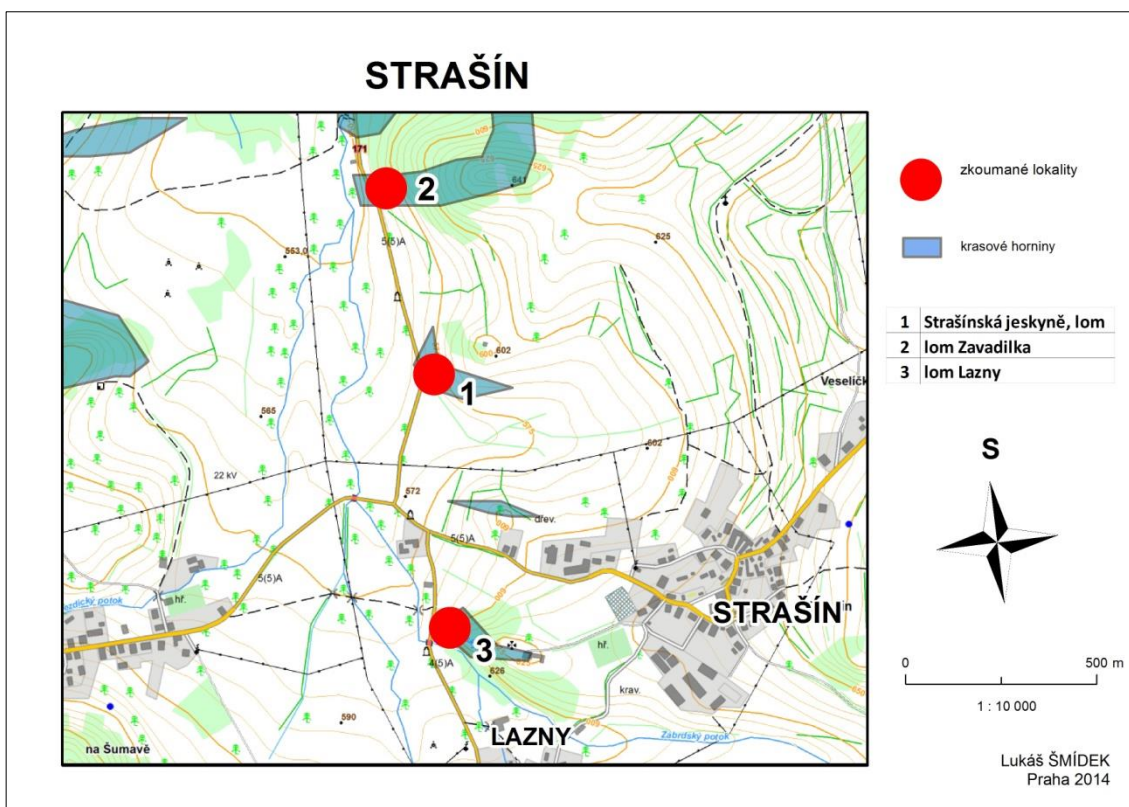
V mojí předchozí práci jsem vycházel právě z tohoto výše uvedeného členění, které je přehledné a agreguje jednotlivé lokality do větších celků na základě jejich geografické polohy a také geologické a litologické podobnosti (Hromas et al., 2009). V následujícím textu se nebudu podrobně zabývat výše uvedenými oblastmi jako celky, ale budu věnovat větší pozornost jednotlivým studovaným lokalitám. Následující mapa znázorňuje geografické rozložení vybraných krasových lokalit. Lokality byly vybrány na základě dostupných informací a dosavadního terénního průzkumu zájmové oblasti.



Obr. 5: Vybrané krasové lokality
(zdroj dat: <http://geoportal.gov.cz> Cenia, ArcCR)

3.3.1 STRAŠÍN A OKOLÍ

Tato lokalita se nachází cca 9 km vzdušnou čarou JV od města Sušice, v nadmořské výšce 550 – 590 m n. m. do 1 km od obce Strašín v povodí Nezdeckého potoka (mapy.cz). Lokalita je tvořena několika většími tělesy krystalického vápence (Hromas et al., 2009), který zde tvoří vložku v biotitických pararulách (Chábera, 1982). Ve zkoumané lokalitě se nachází několik lomů na krystalický vápenec (viz terénní průzkum) a také nejrozsáhlejší jeskyně v oblasti Pošumavského krasu – Strašínská jeskyně (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003). V následujícím textu budou popsány 3 vápencové lomy (Strašín, Zavadilka a Lazny) a Strašínská jeskyně. Následující mapa (Obr. 6) znázorňuje geografickou polohu lokalit v oblasti „Strašín a okolí“.



Obr. 6: Strašín a okolí (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

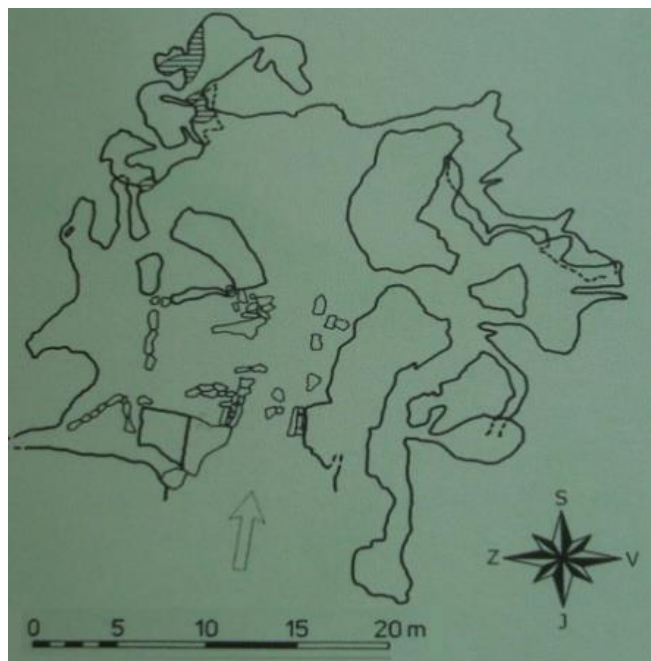
Strašínská jeskyně

První zmínky o existenci Strašínské jeskyně pochází od geologa V. Zepharovicha z roku 1854. K prvním dochovaným terénním průzkumům dochází až v roce 1930 místními občany. Nejvýznamnějším průzkumníkem a badatelem v této oblasti byl významný geomorfolog J. Kunský (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003). Roku 1936 byl v jeskyni založen důl za účelem těžby limonitu z jeskynních výplní (Kukla, Skřivánek, 1954), ale těžba jeho těžba zde byla ještě ve stejném roce ukončena (Anděra, Zavřel et al., 2003).

Jeskyňe se nachází sušicko-strakonické části sušicko-votického pruhu pestré série moldanubika. 1 km zsz.od obce Strašín, 400 m severně od křižovatky silnic Strašín-Nezdice-Sušice-Lazny (ČGS). Vchod do jeskyňe se nachází na JV okraji dnes již opuštěného Vinduškova vápencového lomu na úpatí vrchu „Na Palových“ v nadmořské výšce 557 m (Chábera, 1982).

Vchod do jeskyňe je 6 m široký a 1,6 m vysoký a byl uměle vytvořen při lámání kamene v místním lomu (Prosová, 1951). Hlavní prostora jeskyňe při jejím vchodu má délku 32 m (ČGS). Dle měření laserovým dálkoměrem bylo zjištěno, že přístupná část hlavní prostory (vchod do jeskyňe – hladina jezírka) má délku 23,7 m a svažuje se s azimutem 20° směrem od vchodu s úhlem sklonu v rozmezí od 3° do 25°. Výškový rozdíl mezi vchodem do jeskyňe a podzemním jezírkem představuje cca 9,5 m. Šířka hlavní prostory dosahuje v nejširším místě téměř 15 m. Jeskyňe postrádá krápníkovou výzdobu. V nejhlubším místě dómu se nachází jezírko, za nímž jeskyňe pokračuje směrem k severu drobnými prostorami. Hlavní systém chodeb však do hlavního dómu ústí z východní a západní strany (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003). V pravé části jeskyňe probíhá stěnou hlavní chodby výrazná, z okolního krystalického vápence selektivní korozí vypreparovaná, rulová vložka (Prosová, 1951).

Na hlavní prostoru jeskyňe navazuje na východní a západní straně hlavní prostory přes 80 metrů různě velkých, jen z části přístupných chodeb (ČGS) Stropy jsou bohatě modelovány mísovitými prohlubněmi po kvartérní korozní činnosti (Babůrek et al., 2006). Tyto útvary byly dříve pokládány za obří evorzni hrnce, ale podle nejnovějších výzkumy prokázaly, že se jedná o produkt kondenzační koroze, která probíhá až do současnosti (Hromas et al., 2009). Příčinou kondenzační koroze je voda, která je nasycena CO₂ a působí vůči nenasycené karbonátové hornině (Hill, 1987).



Obr. 7: Plán Strašínské jeskyňe
(zdroj: Anděra, Zavřel et al., 2003)

Strašínská jeskyně je v posledních letech významným zdrojem informací o mikrotektonických pohybech v oblasti jihočeského moldanubika. Od roku 2008 zde probíhají na zlomech ve východním labyrintu jeskyně mikrotektonická měření pohybů (Hartvich, Stemberk, 2011). Strašínská jeskyně je zapsána na seznamu PP z důvodu její rozsáhlosti v pásmu sušicko-votických vápenců (ČGS). Lokalita o výměře 1,28 ha byla vyhlášena za chráněné území v roce 1967 (turistika.cz). Fotodokumentace jeskyně je k dispozici v příloze (příloha 20 - 22).

Lom Strašín

Tento lom se nachází v bezprostřední blízkosti cca 30 m SSZ od vchodu do Strašínské jeskyně v nadmořské výšce 565 m n. m. na JZ úpatí vrchu Stráň (720 m n. m.), v blízkosti Strašínského potoka (SHOCart). Jedná se o opuštěný lom na krystalický vápenec. Dle průzkumu se jedná o „dvoustupňový“ lom, kde délka dolní stěny dosahuje cca 14,6 m a stěn druhého skalního stupně měří cca 19,3 m. Celková výška lomové stěny nepřesahuje 7 m. Zajímavostí v blízkosti lomu a také jeskyně je morfologická sníženina trychtýřovitého tvaru, o průměru několika m, která se nachází na hřbetu kopce nad jeskyní. Pravděpodobně se jedná o exokrasový tvar - nedokonale vyvinutý závrť, který dokládá krasové zvětrávání (ČGS). V lomu bylo provedeno strukturní měření, kterým se budu zabývat v následující kapitole o výsledcích strukturního měření.

Lom Zavadilka

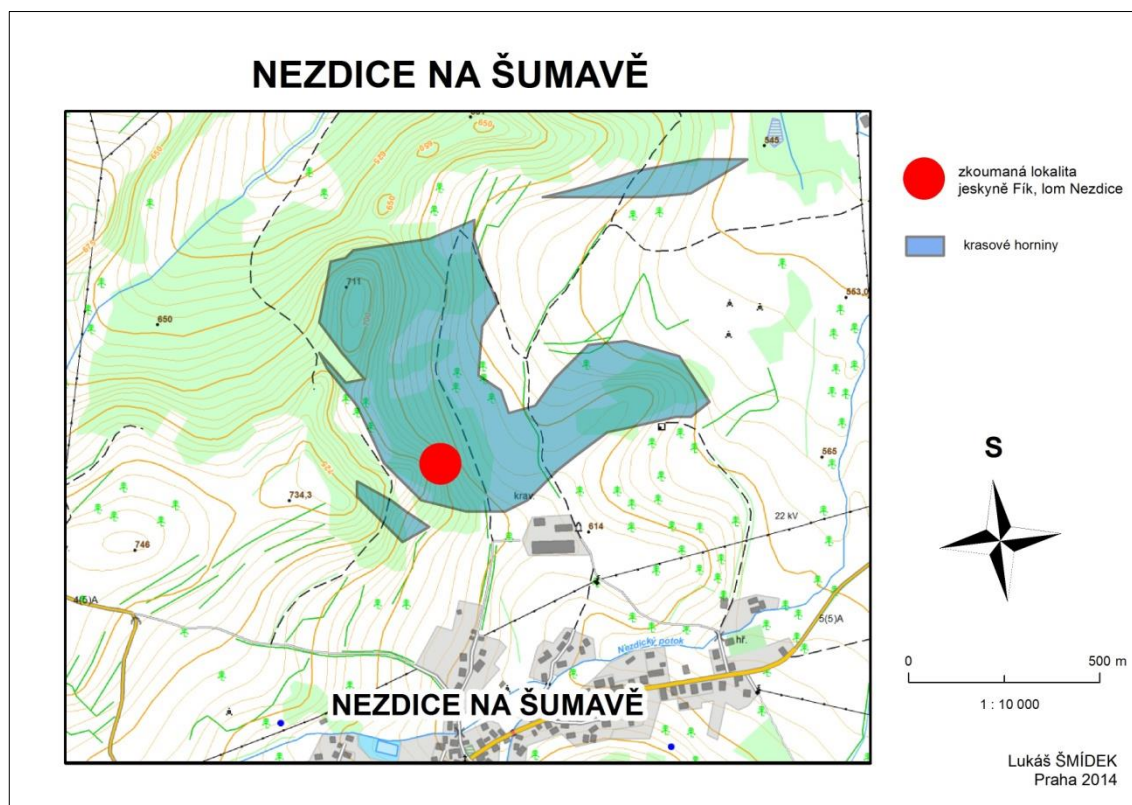
Tato lokalita se nachází cca 0,5 km SSZ od lomu Strašín a Strašínské jeskyně. Lom se nachází při silnici ze Strašína do Rozsedel (SHOCart). Jedná se o opuštěný lom na krystalický vápenec s jediným skalním stupněm. Délka stěny lomu je přibližně 23 m a maximální výška stěny dosahuje 3,6 m (vlastní měření). Také v lomu bylo provedeno strukturní měření, které je zpracováno v následující kapitole.

Lom Lazny

Lom Lazny se nachází cca 0,5 km SSZ od obce Lazny a 500 m ZJZ od obce Strašín v nadmořské výšce 585 m n. m. lokalita se nachází při úpatí nápadného vrcholu, na němž stojí významná sakrální stavba – Kostel Narození Panny Marie, který je vyhledávaný turistickým i poutním místem. Již z dálky je tato elevace nápadná svým protáhlým tvarem a strmým svahem. Jedná se pravděpodobně o jednu z lokalit projevu krasových hornin na současný reliéf. Tato lokalita bude popsána více popsána v kapitolách „strukturní měření“ a „vliv strukturně-tektonických vlastností na reliéf“.

3.3.2 NEZDICE NA ŠUMAVĚ

Tato lokalita se nachází cca 8,5 km vzdušnou čarou JV od města Sušice, v nadmořské výšce 620 – 690 m n. m. cca 800 m severně od obce Nezdice na Šumavě v povodí Nezdeckého potoka (SHOCart). Je tvořena rozsáhlejší čočkou krystalického vápence (Hromas et al., 2009). Zkoumanou lokalitou je v tomto případě nejrozsáhlejší lom na krystalický vápenec s jeskyní Fík, která se nachází na dně tohoto lomu. Lom se nachází nad úpatím vrcholu Ostružno (744 m n. m.). Zkoumané území vytváří v reliéfu několik protáhlých elevací (viz terénní průzkum), které odpovídají horninovému podloží (geoportal.gov.cz). V následujícím textu bude popsán nezdivý lom a jeskyně Fík. Následující mapa (Obr. 8) znázorňuje geografickou polohu lokalit v oblasti „Strašín a okolí“.



Obr. 8: Strašín a okolí (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

Jeskyně Fík

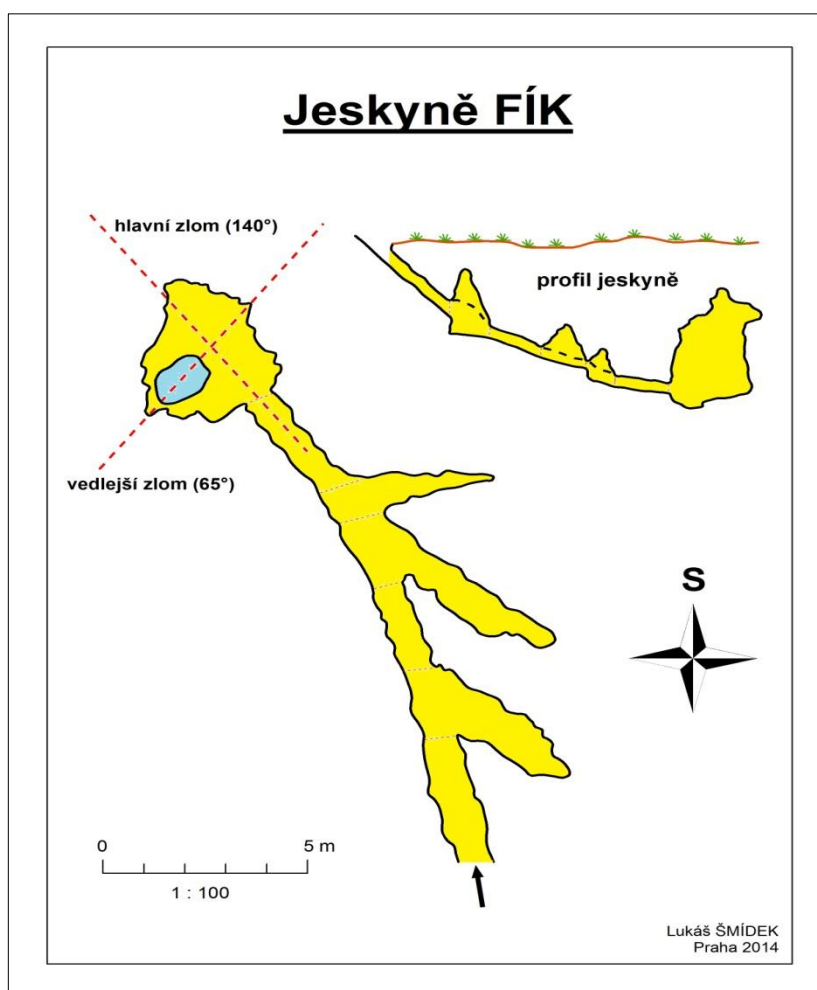
Jeskyně se nachází v opuštěném lomu přibližně 800 m severně od obce Nezdice na Šumavě, přičemž vchod do jeskyně se nachází v jižní části stěny lomu, nedaleko paty stěny, která je orientována přibližně k VSV. Je pravděpodobné, že tato jeskyně je součástí neznámého, rozsáhlejšího jeskynního systému pode dnem lomu, o čemž svědčí i propady, které se na dně lomu objevují (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003). Tato jeskyně nebyla detailně popsána v žádné literatuře, proto se nyní budu věnovat její charakteristice na základě terénního průzkumu této lokality. Fotodokumentace jeskyně je k dispozici v příloze (příloha 23 – 25).

základní charakteristiky jeskyně:

délka: 17,3 m (bez hlavní prostory), 21 m (včetně hlavní prostory)

hloubka jeskyně: 7,98 m (dno lomu – nejhlubší místo jeskyně)

hlavní prostora: 3,04 (nejširší místo); 3,76 m (nejdelší část); 6,81 m (nevyšší místo)



Obr. 9: Plán jeskyně Fík (zdroj: *terénní výzkum*)

Popis jeskyně:

Jeskyně se nachází při JV okraji stěny bývalého lomu na krystalický vápenec. Vchod do jeskyně se nachází při patě stěny lomu cca 1,35 m pod úrovní dna lomu.

Vstup do jeskyně je tvořen bývalou průzkumnou štolou (jsou zde k vidění zbytky ocelového žebříku). Tvar otvoru odpovídá přibližně kružnici o průměru 80 cm. Přístupová průzkumná štola má délku 3,8 m, přičemž výškový rozdíl vstupního otvoru a konce této průzkumné štoly představuje 2,6 m, což odpovídá sklonu 43°. Azimut průzkumné štoly je 165°, což téměř odpovídá směru S – J. Celá první část jeskyně (průzkumná štola) se sklání od jihu

k severu. Také zbytek jeskyně se svažuje přibližně k severu. Průzkumná štola je ukončena 1 m vysokým stupněm, kde navazuje na jeskynní chodbu.

Na začátku hlavní chodby jeskyně ústí této chodby, která má zde maximální šířku 205 cm a maximální výšku 200 cm, chodba boční o maximální šířce 231 cm a výšce 336 cm (v nejvyšším bodě). Tato boční chodba s azimutem 135° směřuje k JV a postupně se zužuje směrem k povrchu. Její délka je 3,72 m a výškový rozdíl mezi ústím do hlavní chodby a jejím koncem je 3,3 m. Ve stropní části nejvyšších partií stropu boční chodby jsou patrné známky prorůstání kořenových systémů rostlin ze dna lomu. Tento úsek hlavní chodby, v němž do něho ústí první boční chodba, má převýšení 40 cm.

Postupujeme-li dále dolů hlavní chodbou s azimutem 160° v délce 2,5 m, s převýšením 0,92 m a s rozměry 74 cm na výšku a 79 cm na šířku, narazíme na další boční chodbu směřující k povrchu podobně jako první boční chodba. V místě vyústění této (druhé) boční chodby do chodby hlavní dochází ke snížení stropu chodby hlavní na 54 cm v délce 2,31 m při výškovém rozdílu 0,73 m. V této části dochází také k mírnému zalomení této chodby na směr s azimutem 150° . Druhá boční chodba má délku 4,82 m a s azimutem 120° stoupá směrem k povrchu s převýšením 1,84 m.

Pod ústím druhé boční chodby do chodby hlavní se hlavní chodba opět částečně zvyšuje na 70 cm. V těchto místech ústí do ní třetí (nejmenší) boční chodba s délkou 3,48 m. Tato boční chodba směřuje přibližně k východu (azimut 80°) a její maximální rozměry jsou 115 cm na šířku a 85 cm na výšku, převýšení této vedlejší chodby dosahuje 1,23 m. Také tato boční chodba je ukloněna směrem k povrchu. Hodnota převýšení hlavní chodby je 87 cm.

Od ústí třetí boční chodby do chodby hlavní pokračuje hlavní chodba ještě 2,7 m s převýšením 35 cm a azimutem 145° do hlavní prostory jeskyně Fík.

Na konci hlavní chodby, jejíž délka je 17,3 m, se nachází hlavní prostora jeskyně. Do této prostory ústí hlavní chodba otvorem s rozměry 122 cm šířky (v dolní části) a 60 cm šířky (v horní části) a o výšce 64 cm. Hlavní prostora jeskyně má rozměry 3,04 m v nejširší části a 3,76 m v nejdelší části. Po celé délce této prostory prochází jejím stropem výrazný zlom s azimutem 140° , kde se okolní vrstvy při jeho okraji sklánějí přibližně k JZ (230°) s úhlem sklonu $80-85^\circ$. V nejvyšší části stropního zlomu se nachází komín s výškovým rozdílem ode dna hlavní prostory 6,81 m. Tento komín se nachází na severním okraji stropního zlomu. Výška hlavní prostory se pohybuje mezi 4,82 – 5,31 m. V SV stěně hlavní prostory je patrný druhý zlom, který má azimut 65° a vrstvy při jeho okraji se uklánějí přibližně k JV (155°) s úhlem sklonu 85° . Jihozápadní okraj hlavní prostory je tvořen drobnou depresí přibližně elipsovitého tvaru s rozměry 154 cm v nejdelší části a 100 cm v části nejširší s hloubkou 63 cm.

Tato deprese bývá při vydatnějších deštích zaplavována vodou a vytváří se zde malé jeskynní jezírko. V případě déle trvajících vydatných dešťových srážek občas dochází k zaplavení dolní části jeskyně, čímž je znemožněn přístup do hlavní prostory, ve které je od roku 2013 nainstalován přístroj TM-71, sloužící k měření mikrotektonických pohybů na zlomu (140°)

v hlavní prostoře jeskyně. Oblast hlavní prostory byla pro výzkum mikrotektoniky doporučena v roce 2011 v rámci méj bakalářské práce.

Autor Jaroslav Cícha (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003) předpokládá, že tato jeskyně je součástí neznámého, rozsáhlejšího jeskynního systému pode dnem lomu, o čemž mohou svědčit i propady, které se na dně lomu objevují. Při průzkumu jeskyně však nebylo objeveno žádné místo, které by tuto hypotézu vyvrátilo či potvrdilo. Hlavní prostora a také přístupová chodba jeskyně Fík je predisponována tektonickým zlomem. Jeskyně Fík nemá krápníkovou výzdobu, pouze v malé míře výzdobu sintrovou. Dno chodeb i hlavní prostory je pokryto jílovou hlinou.

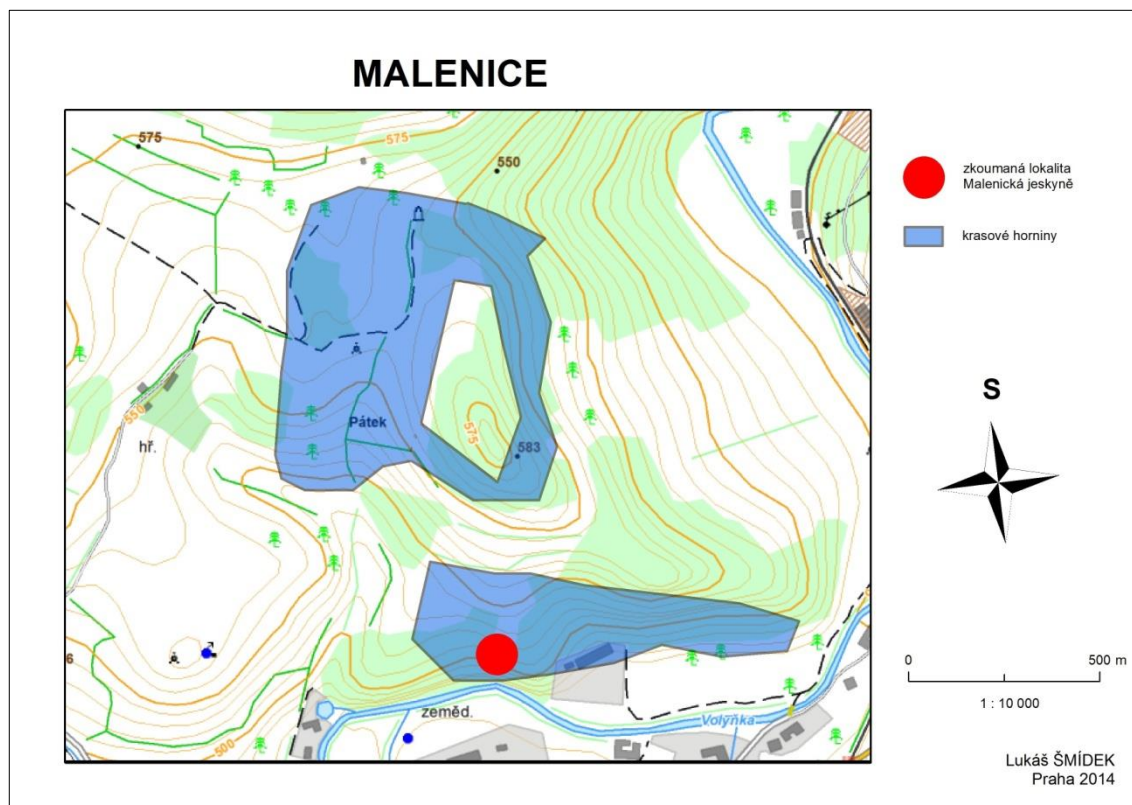
Okolí jeskyně Fík by mohlo být v budoucnu zkoumáno některou z geofyzikálních metod, které by mohly potvrdit či vyvrátit existenci dalších nepřístupných prostor. Mohly by zde být využity metody ERT, georadar či gravimetrické metody. Jeskyně Fík bude probána také v následující kapitole o strukturním měření.

Lom Nezdice na Sumavě

S největší pravděpodobností se jedná o nejrozsáhlejší lom na krystalický vápenec v povodí Nezdického potoka. Lom tvoří 4 – 5 skalních stupňů. Výšky jednotlivých stupňů i celková výška lomu nelze jednoznačně určit z důvodu intenzivní eroze v horních partiích lomu a také hustým vegetačním krytem, který se nachází v celé lokalitě. Celková výška dosahuje hodnoty v rozmezí cca 35 – 50 m. Celý lom má tvar podkovy, která se „otevřrá“ přibližně směrem k východu. Nezdický lom bude charakterizován i v následující kapitole strukturní měření. Zkoumaná lokalita je pravděpodobně dalším místem, v němž se strukturně-tektonické vlastnosti lokality projevují v reliéfu, neboť horní hrana lomu vytváří výraznou elevaci. Tato elevace bude popsána v kapitole „vliv strukturně-tektonických vlastností na reliéf“. Na severní lomové stěně se nachází výrazné lineace, které odpovídají pomyslnému pokračování zlomu v hlavní prostoře jeskyně Fík (140°).

3.3.3 MALENICE

Tato lokalita se nachází 4 km vzdušnou čarou jižně od města Volyně. Nadmořská výška zkoumané lokality představuje 485 m n. m (SHOCart). Z geologického hlediska náleží tato lokalita volyňsko-vimperské „větvi“ sušicko-votického pruhu pestré série. V této oblasti se vyskytují tělesa kalcitických a dolomitických mramorů, z nichž mnohá disponují bohatším zastoupením silikátů (Hromas et al., 2009). Ve zkoumané lokalitě se nachází jedna z významnějších jeskyní Pošumavského krasu – Malenická jeskyně. Jeskyně se nachází v Jiříčkově skále na levém břehu řeky Volyňky (mapy.cz).

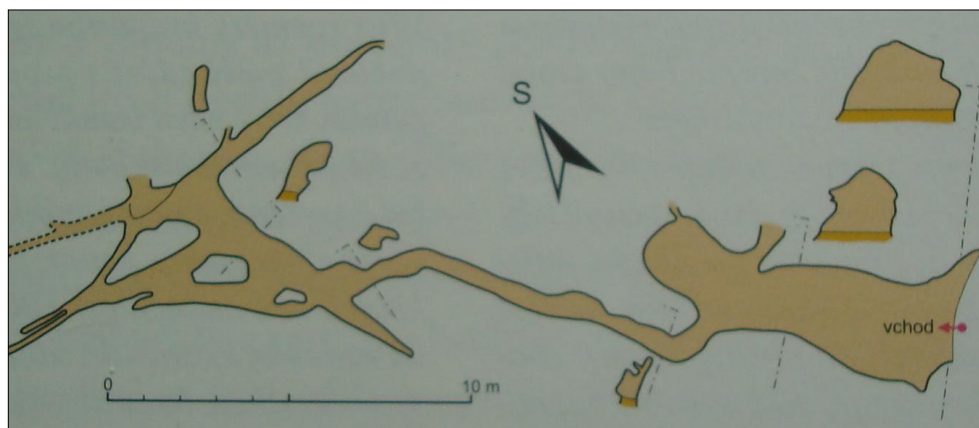


Obr. 10: Strašín a okolí (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

Malenická jeskyně

Malenická jeskyně, v některých zdrojích označována jako Jiříčkova (Prosová, 1951), se nachází v Jiříčkově skále cca 0,5 km severně od obce Malenice na levém břehu Volyňky. Jiříčkova skála zde spadá několik desítek metrů příkře do údolí Volyňky a tvoří zde jižní úbočí vrchu Pátek (583 m n. m.). Zde se v žule nachází nevelká kra hrubozrnného až celistvého krystalického vápence bílé nebo nažloutlé barvy (ČGS). Vchod do jeskyně byl obyvatelům Malenic znám po staletí, ale teprve těžba vápence vytvořila přístup do jeskyně v dnešní podobě (Chábera, 1982). Vápencové vrstvy tvořící Jiříčkovu skálu se zde uklánějí k SV pod úhlem 30 – 40.

Jiříčkova skála je orientována přibližně k JJV. Nejvyšší změřená výška od paty skály dosahuje 31,8 m. Lze předpokládat vyšší výšku, ale vzhledem k vegetačnímu krytu horních partií skalní stěny je obtížné přesnější měření. Vlevo od vchodu do Malenické jeskyně, ve výšce 5,7 m od paty skály, se nachází malý otvor, který nelze pro jeho rozměry prozkoumat dále, než 1 m (příloha 29). Dle stop po krasovém působení vody ve zmíněném otvoru lze předpokládat jeho další pokračování do nitra Jiříčkova skály a také možné propojení s přístupnými částmi jeskyně. Dle názoru P. Šantrůčka je Malenická jeskyně přímo spojena s jeskyní Betaň (Chábera, 1959), která bude charakterizována v následující podkapitole. Geologické výzkumy však i přes podobné složení hornin v Malenické jeskyni i v jeskyni Betaň jejich přímé propojení nepotvrdily, ani nevyvrátily (Čech et al., 1964). Oblast mezi úbočím vrcholu Pátek (583 m n. m.) a lomem na Betani, kde se nachází jeskyně betaň by mohla být podrobněji prozkoumána některými geofyzikálními metodami, například ERT.



Obr. 11: Plán Malenické jeskyně (zdroj: Hromas et al., 2009)

Uměle rozšířený vchod do Malenické jeskyně má tvar lichoběžníku o základně a výšce přibližně 2 m, leží asi 5 m od nad hladinou Volyňky. Od vchodu se vstupní chodba sklání k SSZ směrem do nitra Jiříčkovy skály. Původně tato chodba dosahovala šířky kolem 1,5 m a délky 7 m a na konci se snižovala na 1,5 m výšky. Později byla chodba vylámana do délky okolo 10 m (ČGS).

Ve vzdálenosti cca 6 – 7 m od vchodu do jeskyně odbočuje východním směrem při dnu hlavní chodby 70-150 cm široká rozsedlina, jejíž hlinitá výplň poskytla bohaté paleontologické nálezy (Prosová, 1951). Dle názoru J. V. Želízka (Želízko, 1922) byla tato rozsedlina korytem bývalého podzemního toku. Část tohoto koryta, která je dnes do značné míry zanesena sutí, byla dle údajů místních obyvatel ještě ve 40. letech 20. stol. přístupná až do vzdálenosti cca 15 m, přičemž dalšímu postupu bránila voda (Chábera, 1959).

Ve stejné vzdálenosti od vchodu do jeskyně odbočuje z hlavní chodby také druhá, k Z a poté k SZ směřující, skalní rozsídlna (chodba), jejíž délka dosahuje cca 13 m a směrem k SZ se postupně zužuje. Směr vedlejší chodby odpovídá přibližně směru chodby hlavní (135°).

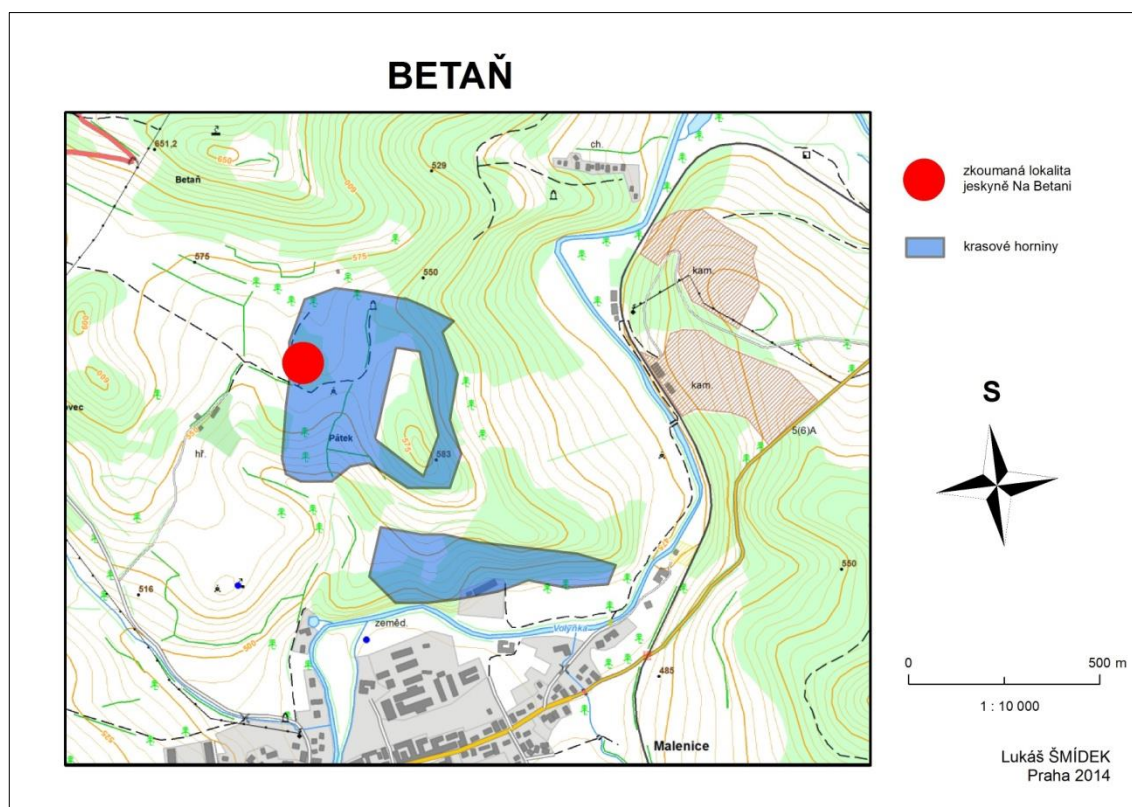
Na konci druhé hlavní chodby se nachází labyrint jeskyně, který je zde tvořen několika malými chodbičkami přibližně Z – V směru, které jsou napříč protnuty chodbou o délce cca 8 m ve směru JJV – SSZ. Malé chodbičky, tvořící labyrint (bludiště) jeskyně lze projít do vzdálenosti asi 7 m, dále jejich šířka znemožňuje další pohyb. Chodbička, směřující z labyrintu jižním směrem stoupá vzhůru a lze předpokládat její napojení na otvor v Jiříčkově skále, který leží výše, vlevo od hlavního vchodu jeskyně. Celé jeskynní bludiště Malenické jeskyně je predisponováno tektonickými dislokacemi, převážně S – J směru (Chábera, 1959). Tyto dislokace byly formovány působením vody prosakující do jeskyně z povrchu jejího širšího okolí, ale pravděpodobně i činností podzemního vodního toku (Želízko, 1922). Při rozšiřování puklin se výrazně projevila selektivní koroze, o čemž svědčí zejména římsovité útvary, dobře patrné na příčném profilu chodeb, tvořené vložkami ve vápenci (Chábera, 1959).

Lokalita Malenická jeskyně bude podrobněji popsána z hlediska strukturně-tektonické charakteristiky v následující kapitole. Okolí Jiříčkovy skály bude popsáno také v kapitole o vlivu geomorfologických charakteristik na reliéf. Jedná se o lokality, kde dochází k výraznější změně směru vodního toku, a samotná skalní stěna tvoří nárazový břeh vodního toku (Kodym et al., 1968). Skalní rozsídlna v hlavní chodbě Malenické jeskyně byla v roce 2011 navržena pro instalaci přístroje TM-71. V říjnu téhož roku bylo zařízení nainstalováno a od té doby se zde měří mikrotektonické pohyby na výchozu zlomu směru přibližně ZSZ – VJV.

Malenická jeskyně není chráněna státem, ale je zařazena mezi významné geologické lokality doporučené k ochraně. Důvodem ochrany je paleontologická významnost této lokality. Jeskyně poskytla mnoho paleontologického materiálu. Celkem byly nalezeny pozůstatky mnoha druhů obratlovců (36 druhů savců, 37 druhů ptáků, jeden druh obojživelníků a jeden druh ryb). Glaciální a stepní zvířena je v nálezech zastoupena 11 druhy (ČGS). Fotodokumentace jeskyně je k dispozici v příloze (příloha 27 a 28).

3.3.4 BETAŇ

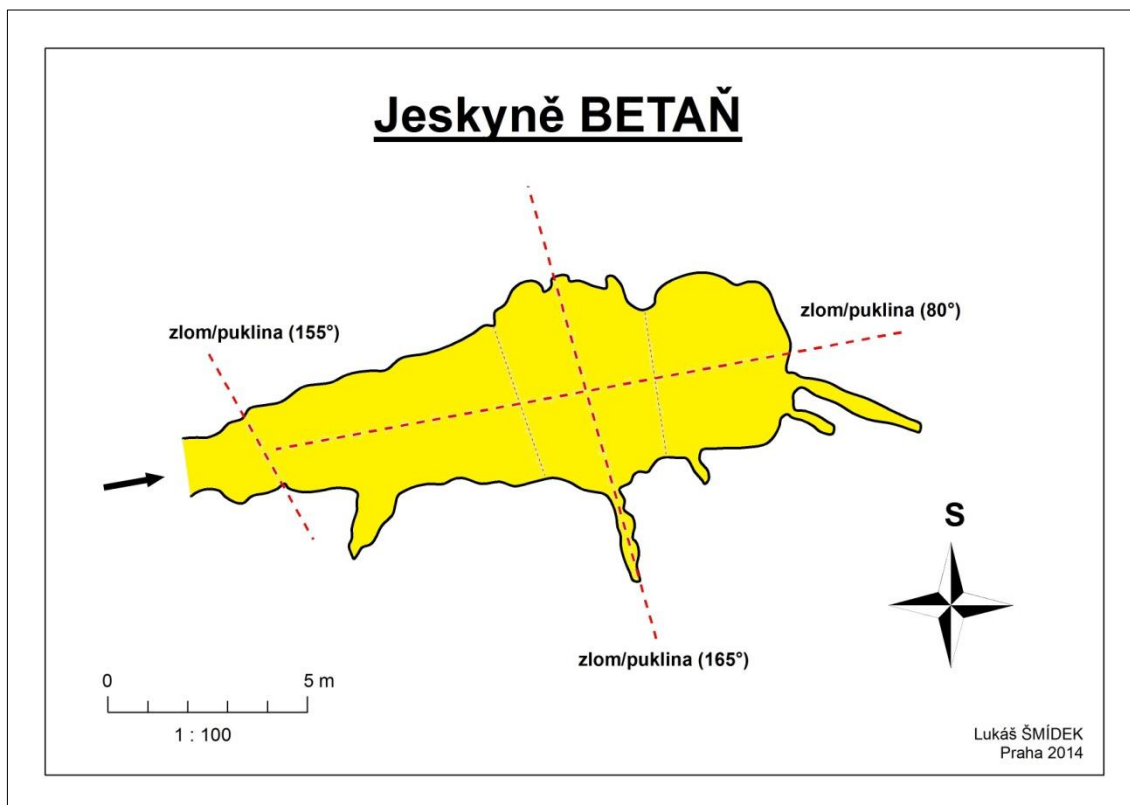
Lokalita Betaň nachází 3,5 km vzdušnou čarou JJZ od města Volyně, cca 700 m SSZ od Malenické jeskyně a 1 km od Malenic v nadmořské výšce 560 m n. m. (SHOCart). Z geologického hlediska náleží tato lokalita volyňsko-vimperské „větvi“ sušicko-votického pruhu pestré série. (Hromas et al., 2009). Ve zkoumané lokalitě se nachází v opuštěném lomu jeskyně Betaň. Tato jeskyně nebyla detailně popsána v žádné literatuře, proto se nyní budu věnovat její charakteristice na základě terénního průzkumu této lokality. Fotodokumentace jeskyně je k dispozici v příloze (příloha 31 – 33). Území mezi jeskyní Betaň a vrcholem Betaň bylo navrženo pro geofyzikální průzkum metodou ERT.



Obr. 12: Betaň (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

Jeskyně Betaň

Jeskyně se nachází v opuštěném lomu, který je dnes již z velké části skryt pod vrstvou půdního pokryvu a také vlivem vegetačního krytu. Původní menší jeskyně byla rozšířena těžbou v místním lomu v roce 1920 (Chábera, 1959). Jeskyně se nachází v krystalických vápencích a její délka dle dostupných údajů dosahuje hodnoty 20 m (UČÍME SE O JIHOČESKÉM REGIONU). Stanislav Chábera odhaduje délku jeskyně na Betani jen na 10 m. Jeho přístup do jeskyně byl znemožněn zvýšenou hladinou jezírka, které zde vzniká z dešťových srážek a jeho hladina se při vydatnějších deštích zvyšuje až o několik metrů, čímž dochází k téměř úplnému zaplavení jeskyně (Chábera, 1959). O potenciálním propojení této jeskyně s jeskyní Malenickou byla již řeč. Z původního lomu zbylo pouze několik drobných skalních výchozů, v jednom z nich se právě nachází jeskyně.

základní charakteristiky jeskyně:**délka:** 16,7 m**max. šířka:** 4,63 m**max. výška:** 3,85 m**4 části:** vstupní část, horní prostora, střední prostora, dolní prostora**Obr. 13: Plán jeskyně Betaň (zdroj: terénní výzkum)****Popis jeskyně:**

Vchod do jeskyně Betaň se nachází pod jedním ze zachovaných skalních výchozů původního lomu, cca 1 m pod úrovní dna lomu. Vchod je opatřen ochrannou mříží a zámekem, který ještě v roce 2011 jeskyni chránil před vstupem „nepovolanych“ osob. Od roku 2012 je však již vstup do jeskyně možný. Vstup do jeskyně má šířku cca 1,55 m a výšku 1,47 m, což téměř odpovídá čtvercovému tvaru. Při mé poslední návštěvě v létě roku 2012 nebyla v jeskyni žádná voda a vzhledem k tomu, že nebyla již chráněna mříží, podobala se malé skládce. Jeskyně bude popsána také v následující kapitole o strukturním měření a její blízké okolí v kapitole o geofyzikálním průzkumu.

vstupní část:

První – vstupní část jeskyně se rozkládá mezi vchodem do jeskyně a vyvýšením stropní části o 70 cm s Azimutem 155°. V tomto místě se ve stropní části nachází také puklina o délce 1,43 m a azimutu 155°. Vstupní část je stejně jako zbytek jeskyně tektonicky predisponován tektonickou poruchou (zlomem) ve stropní části s azimutem 80°. Délka této části jeskyně je 2,8 m, maximální výška dosahuje hodnoty 1,52 m a maximální šířka je 1,98 m. Průměrný sklon vstupní části odpovídá hodnotě 27,5°.

horní prostora:

Druhá část jeskyně se nachází mezi zvýšením stropní části, které ji odděluje od části vstupní, a elipsovitě rozšířenou střední prostorou. Tato část se směrem od vchodu do jeskyně rozšiřuje z 2,44 m na 3 m. Druhá část je se svojí délkou 6,6 m nejdelší částí jeskyně. Sklon horní prostory je v její horní části 21° a v části spodní 16°. Maximální výška dosahuje hodnoty 2,92 m. Stejně jako ostatní části jeskyně je i tato tektonicky predisponována poruchou (zlomem) ve stropní části s azimutem 80°. Cca po 2 metrech se v pravé části této prostory nachází výklenek (foto x, přílohy) s hloubkou 2 m, výškou 1,22 m a azimutem 30°. V tomto výklenku je viditelná vodorovná sedimentace vrstev.

střední prostora:

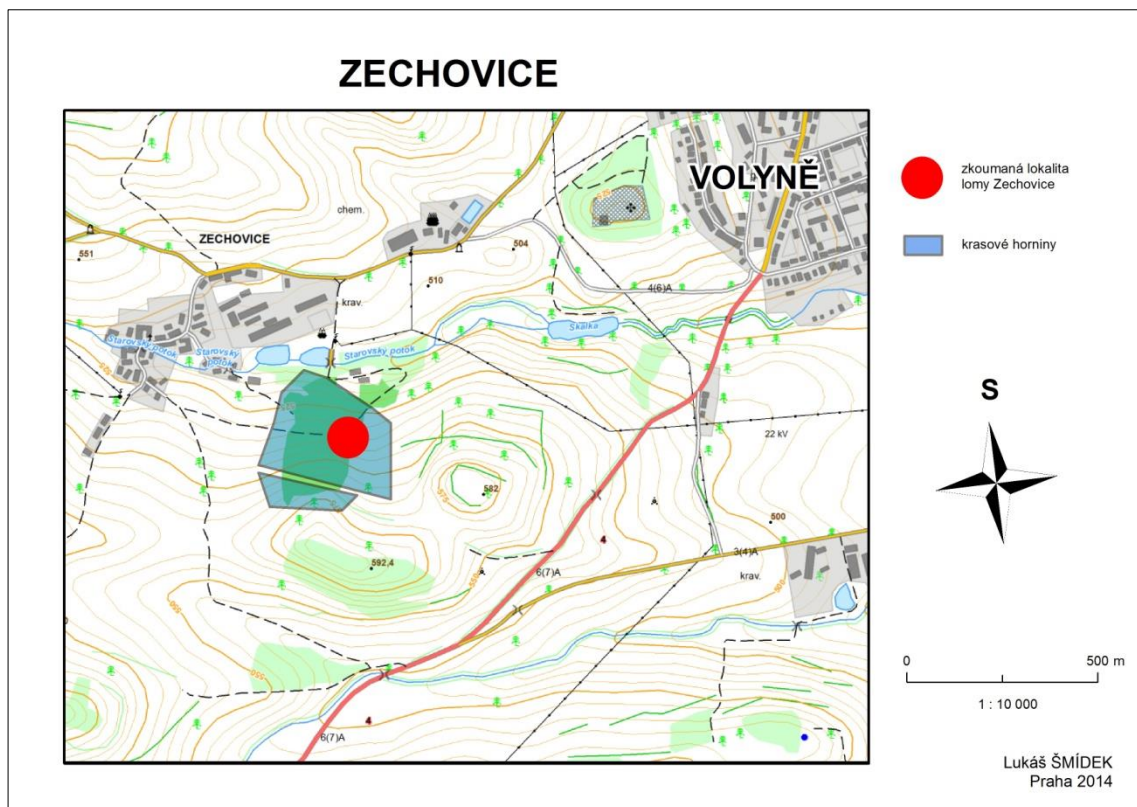
Střední prostora jeskyně Betaň má přibližně elipsovitý tvar s maximální šířkou 5,61 m a délkou kratší osy 2,7 m. Maximální výška této části dosahuje hodnoty 3,85 m a průměrný sklon je 7°. Delší osa pomyslné elipsy tvořící tuto část se nachází na příčném zlomu s azimutem 165° a sklonem vrstev 80° směrem přibližně k VJV.

Spodní prostora:

Spodní prostora jeskyně odpovídá přibližně kružnicovému tvaru. Nejširší část dosahuje hodnoty 4,63 m a délka této prostory je 4,26 m. Tato část má nejnižší sklon z celé jeskyně (2,5°) a dosahuje maximální výšky 2,78 m. Ve spodní části jeskyně se nacházejí 3 malé chodbičky (možná se jedná jen o pukliny), z nichž dvě se nacházejí na konci této prostory a jedna v její pravé stěně cca 0,5 m od prostory střední. Poslední zmíněná chodbička má délku 1,56 m, výšku 0,84 m a postupně se zužuje s azimutem 155°, přičemž stoupá se sklonem 18°. Zbylé dvě chodbičky (pukliny) jsou z části zavalené sutí. První z nich se nachází ve výšce 1,5 m o dna jeskyně a směřuje s azimutem 110° při výšce 0,53 m a šířce 0,28 m do vzdálenosti 3,6 m. Poslední malá chodbička je ve výšce 1,2 m ode dna jeskyně a v délce 1,3 m s azimutem 112° s výškou 0,28 m a šířkou 0,20 m a směřuje jako ostatní chodbičky směrem ze spodní prostory.

3.3.5 ZECHOVICE

Lokalita Zechovice se nachází 1,5 km vzdušnou čarou JZ od města Volyně, cca 400 m JV od obce Zechovice. Nadmořská výška lokality se pohybuje v rozmezí 525 – 550 m n. m. Část této lokality se nachází na území PP Na Opukách s hlavním vrcholem s nadmořskou výškou 592 m n. m. (SHOCart), která je chráněna z krajinářských důvodů, protože utváří významné území s rozptýlenou zelení a fragmenty nelesních společenstev (ČGS). Horninový podklad je tvořen migmatizovanou pararulou s mohutnou vložkou krystalického vápence, jehož větší část byla v SZ části chráněného území odtěžena (Albrecht et al., 2003).



Obr. 14: Zechovice (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

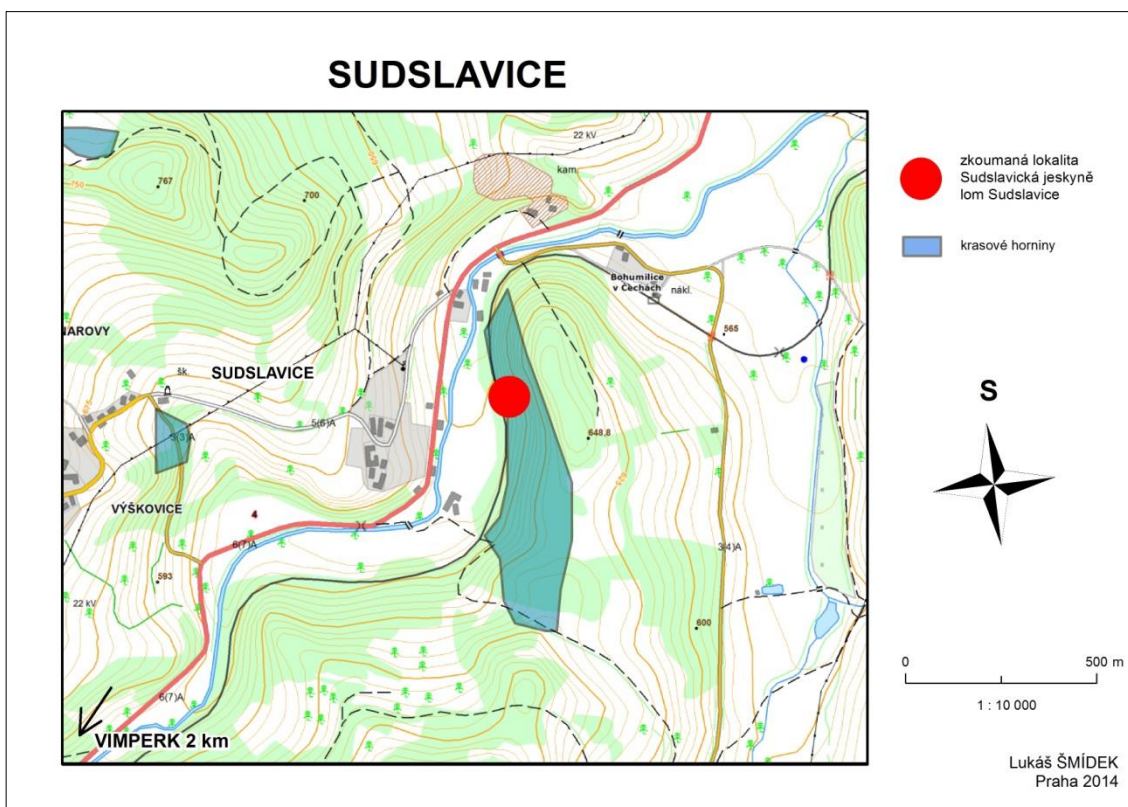
Opuštěný vápencový lom u Zechovic

Lom v dané lokalitě má dvě části, spodní a horní. Výška obou stěny lomu v nejvyšší části nepřesahuje 10 m. Obě lomové stěny odpovídají tvarem písmenu „V“ s osou ve směru S-J. Vápenec v této lokalitě je hrubozrnný. V této lokalitě bylo provedeno strukturní měření, o němž bude zmínka v následujících kapitolách. Při lámání kamene zde byly v hlínách pokrývajících vápenec nalezeny hojné pozůstatky pleistocénní fauny. Celkem zde bylo nalezeno 107 druhů obratlovců 35 forem měkkýšů. V této lokalitě nebyly nalezeny žádné výraznější dutiny (Prosová, 1951). Zásaditost okolní půdy se zde projevuje charakteristickou vegetací, zejména některými trnitými křovinami.

3.3.6 SUDSLAVICE

Sudslavice jsou dalším zástupcem z oblasti kras v povodí Volyňky. Zkoumaná lokalita se nachází v údolí Volyňky na úpatí vrcholu Opolenec (649 m n. m.) v nadmořské výšce 585 m n. m. vzdušnou čarou 300 m V od obce Sudslavice a 4 km SSV od Vimperka, při železniční trati Vimperk – Strakonice (SHOCart). V této lokalitě probíhá od roku 2011 měření přístrojem TM-71 na zlomu směru cca 125°. Jedná se o zbytky Sudslavické jeskyně a lom, v němž se jeskyně nachází. Lokalita bude podrobněji popsána v dalších kapitolách o výsledcích strukturního měření.

V okolí lomu Sudslavice byly provedeny geofyzikální průzkumy metodou ERT, které mají prokázat či vyvrátit pokračování zlomu (125°), který se nachází uprostřed hlavní zlomové stěny, v JV a SZ směru od zkoumané lokality. Předpokládané pokračování tohoto zlomu může mít hypoteticky vliv na geomorfologické charakteristiky blízkého okolí, zejména na průběh směru údolí Spůlky nedaleko obce Onšovice, vzdálené 2 km vzdušnou čarou SZ směrem. Výsledky budou popsány v kapitolách o geofyzikálním průzkumu a o vlivu strukturně-tektonické charakteristiky na okolní reliéf. Fotodokumentace Sudslavické jeskyně a lomu, v němž se jeskyně nachází, je k dispozici v příloze (příloha 35 – 37).



Obr. 15: Sudslavice (zdroj: <http://geoportál.gov.cz>, Cenia)

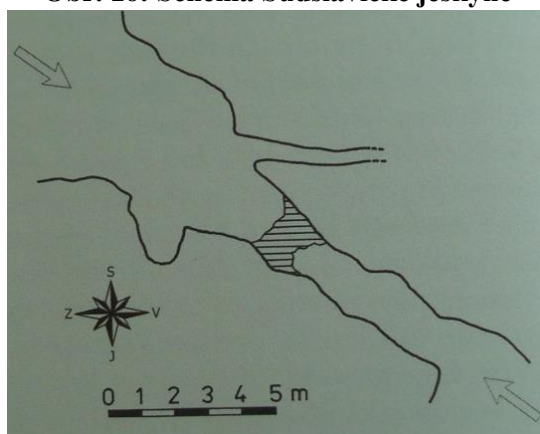
Sudslavická jeskyně (sluj)

Sudslavická jeskyně byla objevena roku 1879 při těžbě krystalického vápence v jižní části lomové stěny. Původní jeskyně byla rozsáhlejší, než je nyní. Ta původní byla zničena těžbou ještě dříve, než došlo vůbec k prvnímu jejímu zkoumání (Anděra, Zavřel et al., 2003). Objevená jeskyně byla zaplněna sutí z těženeho vápence a také hlínou, ve které byly později objeveny paleontologické nálezy pleistocénní fauny. J. N. Woldřich (1880-83) našel v jeskynních hlínách kosterní pozůstatky mladopleistocénní a holocénní fauny cca 170 zvířecích druhů (Prosová, 1951). Příkladem živočichů, jejichž kosterní pozůstatky se dochovaly, jsou například srstnatý nosorožec, mamut, zubr, sob, polární liška, jeskynní lev, jeskynní medvěd, divoký kuň a atd. Tato fauna pochází z poměrně širokého časového rozpětí, od poslední doby ledové, téměř až po současnost (Anděra, Zavřel et al., 2003).

Do současnosti se z původní jeskyně dochovalo pouze její torzo, které je tvořeno asi 14 m dlouhou chodbou, která je tektonicky predisponována puklinou ve směru S – J. Puklina je viditelná v celém profilu jeskynní chodby. Chodba je na obou koncích otevřená odtěženým lomem. Maximální šířka chodby dosahuje 5 m, nejužší místo je široké jen 1,5 m (Chábera et al., 1987). Průměrná výška chodby je asi 2,5 m, v nejvyšší části však přesahuje 4 m. Ve vzdálenosti asi 6 m od jižního vchodu do jeskyně odbočuje z hlavní chodby asi 60 cm vysoká, 80 cm široká a 3,5 m dlouhá chodbička, svažující se JV směrem. Na protější straně chodby je vytvořen asi 4 m široký a 70-80 cm hluboký výklenek (ČGS). V jeskyni nelze sledovat zvrstvení sedimentů, protože byly během paleontologických průzkumů zcela odstraněny. V dnešní době je dno jeskyně pokryto pouze balvany, které byly odlámany při těžbě vápenců z lomu. Na stěnách chodby lze nalézt řadu římsovitých nerovností a výčnělků o různých velikostech, které jsou výsledkem selektivní koroze (Prosová, 1951).

Z důvodu ochrany jeskyně před neukázněnými turisty byla tato lokalita zařazena r. 1985 do PR Opolenec, která byla vytvořena především za účelem ochrany místních společenstev na krystalických vápencích a od roku 1959 se blízké okolí jeskyně stalo součástí naučné stezky Sudslavický okruh (Chábera, 1989), čímž bylo umožněno širší veřejnosti spatřit tento přírodní unikát (Cícha in Anděra, Zavřel et al., 2003).

Obr. 16: Schéma Sudslavické jeskyně



(zdroj: Anděra, Zavřel et al., 2003)

Lom Sudslavice

Tato lokalita se nachází cca 5 - 10 m nad hladinou Volyňky, ve vzdálenosti přibližně 50 m od ní. Západní část vrchu Opolenec (649 m n. m.) je charakteristická několika skalními výchozy, které jsou tvořeny pararulou. V jižní části hlavního lomu se nachází torzo Sudslavické jeskyně. Lokalita je součástí naučné stezky Sudslavický okruh, která byla roku 1985 zbudována na území NPR Opolenec. Tento již opuštěný lom se skládá z několika odtěžených částí. První částí je odtěžená stěna, která vznikla v délce cca 200 m s výškou 30 – 40 m při stavbě železniční trati. Další části jsou při severním a jižním okraji chodby Sudslavické jeskyně. Většina skalních stěn byla vytvořena těžbou, ale můžeme zde nalézt i několik skalních výchozů, které jsou přírodní (ČGS).

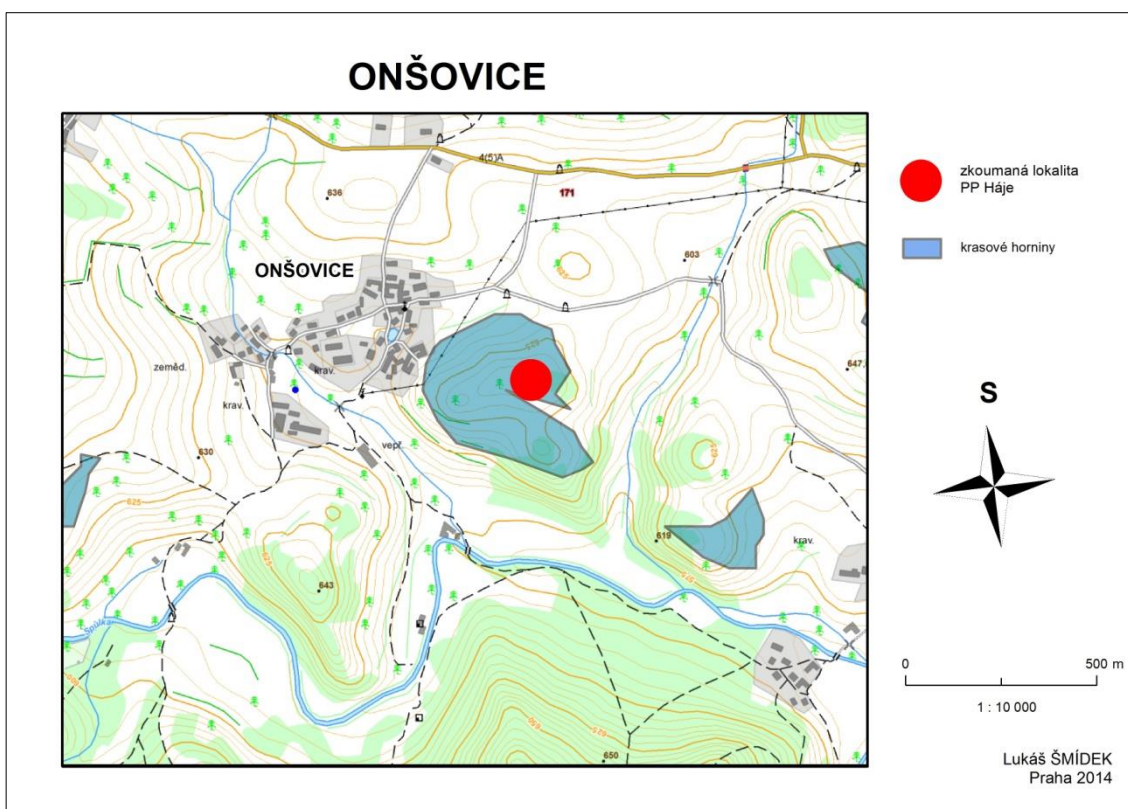
Výchoz u trati je v mohutné čočce mramoru směru SSZ – JJV o délce 1,5 km a maximální nepravé mocnosti 230 m. Jedná se o největší těleso mramoru v povodí Volyňky. Čočka krystalického vápence přetíná i tok Volyňky, lze tedy očekávat zkrasování i pod údolní nivou (Žáček et al., 2012).

Z geologického hlediska dominuje ve zkoumané lokalitě lavicovitě odlučný, světle šedý, drobně zrnitý, páskovaný krystalický vápenec s příměsemi silikátových minerálů. Místy se můžeme setkat s intruzemi a žilami granitu nebo světlého pegmatitu. Na okrajích lokality se nachází „přechodná zóna“, která je tvořena erlanem. Jediným vyskytujícím se karbonátem je kalcit (Žáček et al., 2012).

Co se týče geomorfologické charakteristiky okolního terénu, nachází se jeskyně v pásu krystalických vápenců, které tvoří vložku v okolní pararule a krystalických břidlicích v PR Opolenec. Výška stěny lomu, v níž se jeskyně nachází, je cca 15 m. Průběh hlavní lomové stěny odpovídá tvarem písmenu „U“ s osou V – Z směru. Skalní stěna lomu se svými strukturně-tektonickými vlastnostmi neodráží v okolním reliéfu, ale předpokládané pokračování zlomu ve střední části lomové stěny SZ směrem může mít vliv na geomorfologii okolního terénu.

3.3.7 ONŠOVICE

Tato lokalita se nachází v nadmořské výšce 637 m n. m., 350 m východně od obce Onšovice, 6 km vzdušnou čarou severně od Vimperka (SHOCart). Zkoumaná lokalita se rozprostírá na území PP Háje, která byla vyhlášena PP v roce 1992. Důvodem ochrany jsou tři ostrůvky krystalických vápenců s bohatou květenou (Albrecht et al., 2003). Tato lokalita bude více popsána v kapitolách strukturní měření a vliv strukturně-tektonické charakteristiky na reliéf, neboť zde vystupují na povrch na několika místech vrstvy krystalických vápenců a vytvářejí výrazné elevace. Fotodokumentace je k dispozici v příloze (příloha 41).



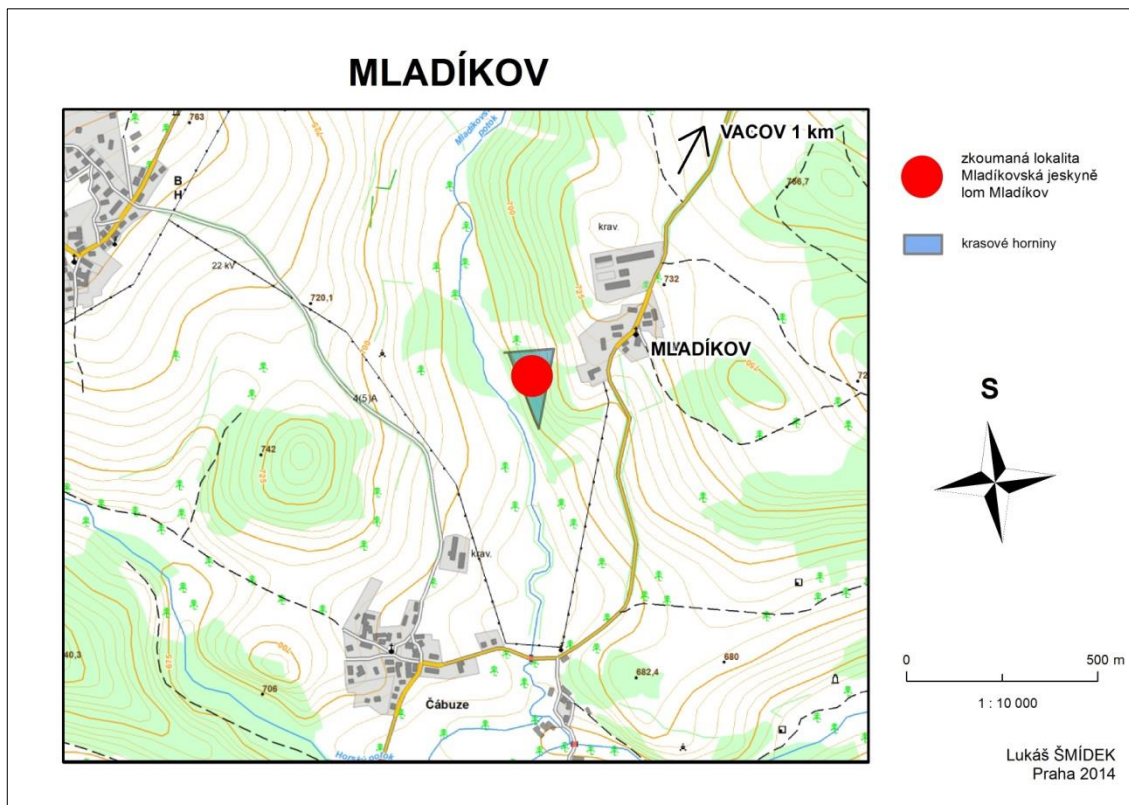
Obr. 17: Onšovice (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

Háje

Lokalitu Háje tvoří několik pahorků, které výrazně vystupují nad okolní terén. Tyto pahorky jsou tvořeny ččkami krystalického vápence s příměsí metakvarcitu, uloženými v okolních rulách pestré skupiny jihočeského moldanubika (Albrecht et al., 2003). Tato lokalita je již z dálky nápadná charakterem zmíněných pahorků. JZ a J od zkoumané lokality se nachází údolí potoka Spůlka, které je dle charakteristických zákrutů pravděpodobně tektonicky predisponováno a s určitou pravděpodobností tektonicky souvisí i se zlomem (125°) ve 2 km JV směrem vzdušnou čarou vzdálených Sudslavicích. Tato hypotéza bude zkoumána v kapitole o geofyzikálním průzkumu metodou ERT.

3.3.8 MLADÍKOV

Lokalita Mladíkov se nachází 1,5 km JJZ vzdušnou čarou od Vacova, 200 m JZ od obce Mladíkov v nadmořské výšce 670 m n. m (SHOCart). Ve zkoumané lokalitě se nachází lom na krystalický vápenec se zbytkem jeskyně, která byla zničena těžbou. Tato lokalita bude více popsána v kapitole strukturní měření.



Obr. 18: Mladíkov (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

Lom Mladíkov

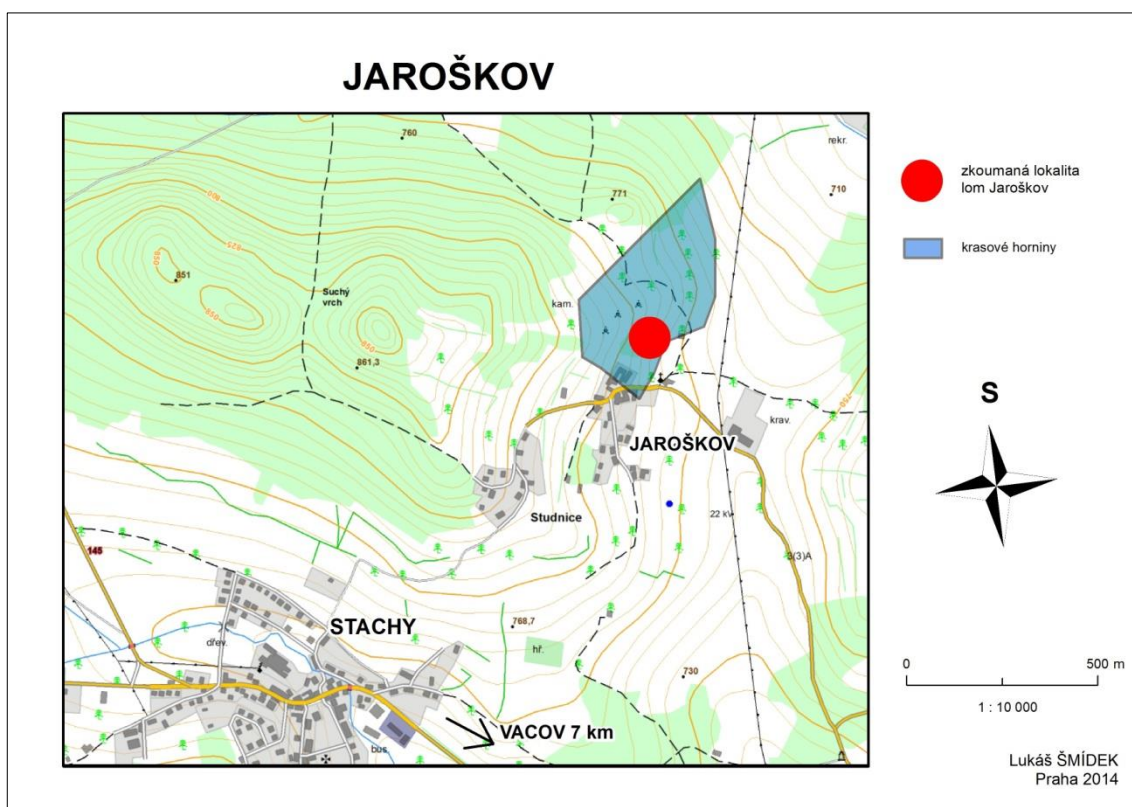
Jedná se o jeden z mnoha opuštěných lomů na krystalický vápenec v povodí Spůlky na levém břehu Mladíkovského potoka. Stěna lomu odpovídá přibližně tvaru písmene „U“ s osou ve směru JZ – SV a rameny směřujícími k JZ. Dle terénního měření má stěna lomu maximální výšku 25,4 m a délku 57 m. Část stěny lomu je tvořena velmi čistým bílým krystalickým vápencem, na ostatních částech lze spatřit intruze bílého krystalického vápence v méně čisté hornině.

Mladíkovská jeskyně

Z původní pravděpodobně delší jeskyně se zachovala pouze část chodby, která se nachází v S části lomové stěny ve výšce 6 m nad dnem lomu. Výška zachovaného zbytku chodby má výšku 0,56 m a délku 2,89 m. Šířka vchodu je 2,46 m. Na stěnách chodby jsou známky sekundárního krasovění. Lze předpokládat pokračování chodby, ale průzkum není z důvodu suťového závalu možný.

3.3.9 JAROŠKOV

Posledním uvedeným zástupcem z oblasti Povodí Volyňky je lom na krystalický vápenec Jaroškov. Lokalita se nachází v nadmořské výšce 755 m n. m. vzdušnou čarou cca 10 km SZ od Vimperka, 150 m S od obce Jaroškov (SHOCart). Tato lokalita byla vybrána na základě její geografické polohy, protože se jedná o jednu z nejižnějších a nejvýše položených dostupných lokalit v rámci sušicko-votické pestré série jihočeského moldanubika. Lom Jaroškov je od roku 2011 PP a také Evropsky významnou lokalitou Nature 2000 z důvodu ochrany mezofilní ovsíkové louky s výskytem významných a chráněných druhů rostlin (AOPK). Tato lokalita bude více popsána v kapitole strukturní měření.



Obr. 19: Jaroškov (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

Lom Jaroškov

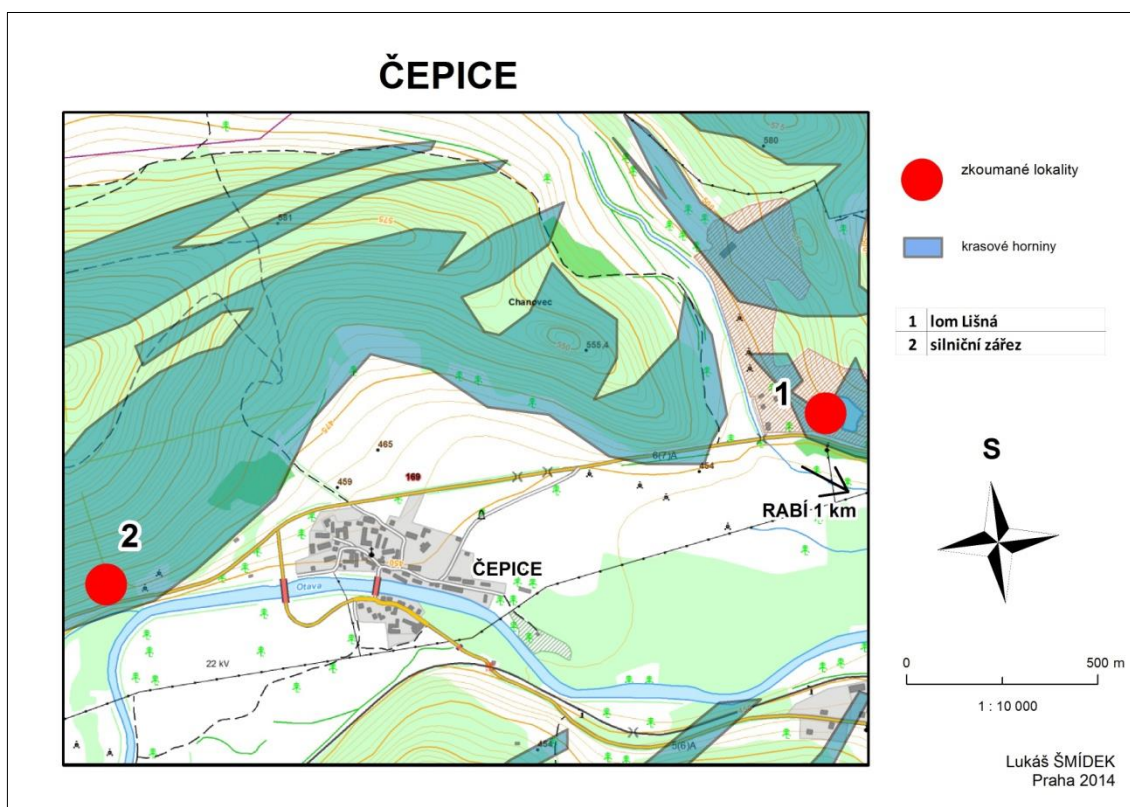
Z bývalého lomu, který je dnes využíván pro účely střelnice místního střeleckého klubu Stachy (<http://strelnicejaroskov.kvalitne.cz/>) se do současné doby příliš nedochovalo. Z původní lomové stěny se zachovalo pouze několik skalních výchozů na S a J okraji lomu ve tvaru písmene „U“ s osou ve směru ZJZ – VSV a rameny směřujícími k VSV. Dle výpovědi místních obyvatel (pers.comm.) byl použit bílý mramor z tohoto lomu na obklady v Arcibiskupském paláci v Praze.

3.3.10 ČEPICE

Tato lokalita se nachází v oblasti „Kras o kolí Sušice a Horažďovic“ na horním toku řeky Otavy. Celá oblast je charakteristická výskytem velmi čistých hrubozrnných dolomitických mramorů, jemnozrnné mramory se zde vyskytují jen zřídka. Čočky krystalického vápence zde dosahují nejvyšších mocností z celého pošumaví, 300 – 400 m (Hromas et al., 2009).

Zkoumaná lokalita Čepice se nachází 6 – 8 km vzdušnou čarou SV od Sušice, do 1 km od obce Čepice na úbočí vrcholů Čepičná (671 m n. m.) a bezejmenného vrcholu (539 m n. m.). Průzkum probíhal na dvou místech této lokality, které jsou od sebe odděleny údolím, u něhož je předpoklad tektonické predispozice.

První z uvedených částí je opuštěný lom Čepičná na krystalický vápenec v nadmořské výšce 446 m n. m., 0,5 km JZ od obce Rabí (SHOCart). Druhou zkoumanou částí je silniční zářez na silnici 169/II z Horažďovic do Sušice mezi obcemi Čepice a Dobruška. Nadmořská výška tohoto místa je 460 m (SHOCart). Obě uvedené části budou popsány v kapitolách o strukturním měření.



Obr. 20: Čepice (zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Cenia)

Lom Lišná

Tento lom leží podobně jako dodnes fungující lomy v oblasti moldanubických karbonátových hornin. Hlavní dřívě těženou surovinou v tomto lomu jsou krystalické vápence, dolomitické vápence až dolomity. Lom byl uzavřen z důvodu velkých otřesů způsobených odstřely. Tyto otřesy poškozovaly statiku nedaleké zříceniny hradu Rabí, kde došlo ke zřícení jedné zdi (Čejdík, 2000).

Tento lom má 4 skalní stupně (etáže) na S až SV straně, s maximální výškou nepřesahující 60 m, jižní stranu tvoří 2 skalní stupně o maximální výšce 23 m. Další skalní stupně jsou skryty pod hladinou antropogenního jezera s nadmořskou výškou hladiny 446 m n. m., které vzniklo v lomu z dešťových srážek a pronikáním podzemní vody na povrch (Čejdík, 2000). Délka nejdelší lomové stěny (2. etáž nad hladinou jezera) dosahuje přibližně 400 m. Nejvyšší přímá stěna lomu má výšku 27 m.

Ačkoli je do tohoto lomu zakázán vstup, je lomové jezero vyhledávaným místem ke koupání. Strukturní měření jsem provedl ve druhé jižní etáži lomu, která je nejsnáze přístupná. Cca 400 m severně od lomu se nachází druhý menší lom (SHOCart), ve kterém však nemohl být z důvodu jeho uzavření proveden průzkum. Část údolí 250 m Z od druhého lomu je vhodnou lokalitou pro geofyzikální průzkum metodou ERT. Fotodokumentace je k dispozici v příloze (příloha 26).

Silniční zářez - Čepičná

Jedná se o skalní výchoz krystalického vápence, který byl odkryt při stavbě silnice z Horažďovic do Sušice mezi obcemi Čepice a Dobříšín. Délka této stěny je cca 85 m a maximální výška dosahuje 3,5 m. Cca 750 m dále po silnici směrem na Sušici se nachází zbytky jeskyně Pod Pumperkem (příloha 34).

KAPITOLA 4

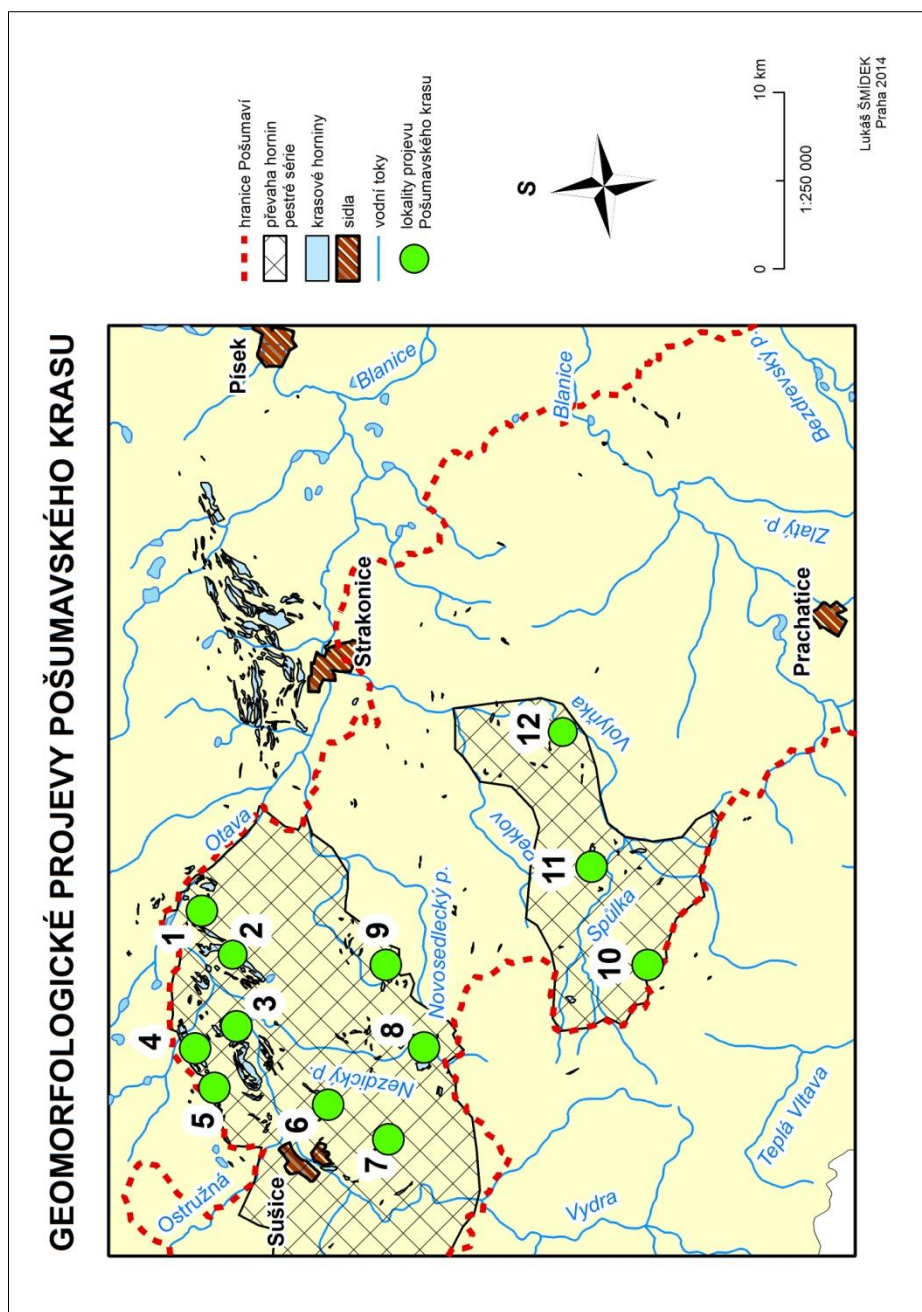
4. Metody a výsledky

4.1 Posouzení projevu geomorfologie Pošumavského krasu na základě analýzy topografických dat v GIS

Tvary reliéfu často reflektují strukturní charakter skalního podloží, takže lze projevy litologických, strukturních a tektonických vlastností hornin pozorovat na zemském povrchu (Belt, Paxton, 2005). Nejlépe lze projevy matečné horniny v reliéfu pozorovat v místech, v nichž se reliéf vyznačuje nápadnými viditelnými prvky, kterými se odlišuje od svého okolí (Belt, Paxton, 2005). Může se jednat o skalní stěny, skalní výchozy nebo výrazné elevace, deprese, či jiné charakteristické morfologické útvary.

Tato kapitola bude zaměřena na charakteristiku vybraných lokalit výskytu krystalických vápenců v Pošumaví na základě komparace dostupných kartografických dat a terénního průzkumu. Pro vymezení těchto lokalit budou využita topografická data ZMČR z geoportálu Cenia a budou porovnávána s distribucí krasových hornin v podloží z dat ČGS. Mapové výstupy charakterizovaných lokalit a fotodokumentace z terénního průzkumu jsou umístěny v příloze této práce.

V následujícím textu budou popsány lokality, ve kterých se čočky krystalického vápence více či méně projevují v terénu v podobě elevací nebo jiných výrazných geomorfologických prvků (skalní stěny, hřbety ...). Tyto lokality byly vybrány na základě porovnání topografické mapy (tvary reliéfu, geomorfologické prvky) a mapy geologické (distribuce krasových hornin). V této části nebudou zohledňovány strukturní vlastnosti skalního podloží, ale pouze distribuce čoček krystalického vápence v zájmové oblasti. Následující mapa znázorňuje 12 zkoumaných lokalit, které budou posány v následujících podkapitolách.



Obr. 21: Geomorfologické projevy Pošumavského krasu

(zdroj: <http://geoportal.gov.cz>, Arc CR)

LOKALITA

1	Hůrka	4	Vlkonice	7	Milčice	10	Zdítov
2	Hejná	5	Budětice	8	Strašín + Nezdice	11	Onšovice
3	Rabí	6	Podmokly	9	Soběšice	12	Malenice

Tab. 1: Geomorfologické projevy Pošumavského krasu (zdroj: Cenia, ČGS, terénní průzkum)

4.1.1 HŮRKA

Vrchol Hůrka (506,5 m n. m.) se nachází 500 m SZ od obce Boubín, cca 1,5 J od Horažďovic (SHOCart). Jedná se o drobnou elevaci, která svým „púdorysem“ odpovídá malé čočce krystalického vápence, která se nachází v jejím podloží. Hůrka převyšuje okolní reliéf cca o 25 m a je nápadná svým protáhlým tvarem. Na vrchu Hůrka byl až do roku 1932 těžen krystalický vápenec v malém lomu (hornictvi.info/techpam). V dnešní době zde nejsou téměř žádné stopy po těžbě vápence. Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 5).

4.1.2 HEJNÁ

Obec Hejná se nachází 4 km JJZ od Horažďovic a 4 km VSV od obce Rabí v nadmořské výšce okolo 480 m n. m. (SHOCart). Oblast v okolí obce Hejná je nápadná dlouhými protáhlými elevacemi s příkrými srázy. Podloží těchto elevací je tvořeno karbonátovými horninami (Česká geologická služba). V okolí obce Hejná se nachází dvě lokality, v nichž se geologické podloží projektuje do reliéfu. Obě lokality jsou dobře viditelné ze silnice 179/II z Horažďovic do Sušice. Mapa lokality jsou umístěny v příloze (příloha 6).

První lokalitou je vrchol Radvanka (570 m n. m.), který se nachází S od obce Hejná a je z velké části odtěžen. Lom na západním úbočí tohoto vrchu byl otevřen již v roce 1887, a v dnešní době je rozdělen na dvě části, severní a jižní. V severní části probíhá těžba do dnešní doby, zatímco jižní slouží k uložení nepotřebného materiálu (Prácheňsko). Fotodokumentace této lokality je umístěna v příloze (příloha 30). Jižní část lomu je evidována v seznamu významných geologických lokalit (Česká geologická služba).

Druhá z lokalit projevu karbonátového podloží v reliéfu se nachází JJZ od obce Hejná. Jedná se o hřeben mezi vrcholy Pucanka (607 m n. m.) a JZ směrem cca 1,4 km vzdáleným vrchem Kozník (637 m n. m.). Na hřbetě a části úbočí se rozkládá PR Pučanka o rozloze 24,7 ha, jejíž geologický podklad tvoří krystalické vápence. Rezervace byla vyhlášena 23. 10. 1948 (Biodiverzita Plzeňského kraje). Hřbet mezi Vrcholy Pucanka a Kozník, převyšuje okolní reliéf o 50 – 150 m (SHOCart).

4.1.3 RABÍ

Reliéf obce Rabí a jejího nejbližšího okolí je dalším příkladem lokality, kde se geologický podklad viditelně projevuje v reliéfu. V obci Rabí a jejím okolí může nalézt několik míst, v nichž se distribuce krasových hornin v podloží promítá na povrchu.

Nejvýznamnější prvkem této lokality je vápencový vrch v obci Rabí (cca 515 m n. m.), na jehož skalnatém vrcholu byl postaven hrad Rabí (příloha 39). Dalšími lokalitami jsou vrcholy Lišná a Chonovec (Z až ZJZ od obce Rabí). Tyto vrcholy jsou protáhlé ve směru SZ-JV až SSZ-JJV, stejným směrem jako krystalický vápenec tvořící jejich geologický podklad. Jižně od vrcholu Lišná (577 m n. m.) se nacházejí 2 opuštěné lomy na krystalický vápenec (příloha 26). Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 7).

Jižní lom na krystalický vápenec a sousední vrchol a hřeben, na kterém se nachází vrchol Chanovec (555 m n. m.) jsou zahrnuty v seznamu významných geologických lokalit (Česká geologická služba). Vrchol Chanovec je také součástí PR Čepičná, v níž jsou chráněny vzácné vápnomilné a teplomilné druhy rostlin. Tento celek je regionálním biocentrem územního systému ekologické stability (Biodiverzita Plzeňského kraje).

4.1.4 VLKONICE

Lokalita Vlkonice se nachází cca 3 km SSZ od obce Rabí (SHOCart). Projevem krasového podloží u obce Vlkonice je 1,2 km dlouhý hřeben mezi kótami Vrch (584 m n. m.) a Džbán (618,5 m n. m.), který je protažen ve směru SV-JZ a ve střední části je protnut hlubinným tektonickým zlomem. Tato výrazně protažená elevace převyšuje okolní terén o více než 50 m. Krom tohoto vrchu se můžeme s geomorfologickým projevem setkat také na několika drobných čočkách krystalického vápence JZ od Vlkonic (příloha 40). Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 8).

4.1.5 BUDĚTICE

Dalším příkladem projevu geologického podloží je pokračování pruhu karbonátů z lokality Vlkonice menšími čočkami krystalických vápenců směrem k JZ. Budětice se nachází 1,8 km JJZ od obce Vlkonice (SHOCart). Do 1 km Z od této obce můžeme nalézt několik samostatných elevací, které tvoří vrcholy Pluhová (566 m n. m.), Předveska (564 m n. m.) a Na Dubovce (576 m n. m.). Tyto elevace jsou tvořeny krystalickým vápencem (Česká geologická služba), převyšují okolní reliéf o 60 – 70 m a jsou protaženy ve směru SV-JZ (SHOCart), což odpovídá směru průběhu karbonátové čočky v podloží. Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 9).

4.1.6 PODMOKLY

Tato obec se nachází 4 km V od Sušice, v nadmořské výšce 500 – 525 m n. m. v údolí Podmokelského potoka (SHOCart), které je pravděpodobně tektonicky predisponováno ve směru S-J (Česká geologická služba). Sledovaným prvkem této lokality je nápadný hřeben protažený nejprve k VJV a následně k SV s kótou Štranchýř (621 m n. m.). Průběh této elevace, která převyšuje okolní terén o téměř 100 m (SHOCart) kopíruje průběh čočky krystalického vápence v jejím podloží. Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 10).

4.1.7 MILČICE

Lokalita Milčice se nachází cca 4 km JJV od Sušice v nadmořské výšce v rozmezí cca 600 – 750 m n. m. (SHOCart). Jedná se o protáhlý hřeben ve směru ZSZ – SZ, který je tvořen podložím krystalických vápenců (Česká geologická služba). Část této vápencové čočky prochází PR Milčice, která byla vyhlášena v roce 1991 k ochraně přirozených lesních a lučních společenstev na rulách a krystalických vápencích (Biodiverzita Plzeňského kraje). Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 11).

4.1.8 STRAŠÍN A NEZDICE NA ŠUMAVĚ

Oblast okolí Strašína a Nezdic byla podrobně popsána v předchozích kapitolách (kap. 3.3.1 a 3.3.2). Také v této oblasti se horninové podloží projevuje na uspořádání povrchových tvarů. V okolí Strašína a Nezdic na Šumavě můžeme nalézt nápadně protáhlé elevace, jejichž horninový podklad tvoří krystalický vápenec. Nejviditelněji se do členitosti reliéfu promítá horninový podklad v blízkosti lomu Lazny (kap. 3.3.1) a VSV od lomu Nezdice (kap. 3.3.2). Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 12).

První z uvedených lokalit je elevace s nadmořskou výškou 626 m n. m., na jejímž Z úbočí se nachází lom Lazny (SHOCart). Tento vrchol (příloha 38) je nápadný svými strmými svahy protažením s osou ve směru VJV-ZSZ, což odpovídá průběhu čočky krystalického vápence v jeho podloží (Česká geologická služba). Tato elevace převyšuje okolní reliéf o 40 m (SHOCart).

Druhou lokalitou této oblasti je nápadně protažený hřeben s kótou 628 m n. m., který se nachází 700 m S od obce Nezdice. Hřeben je protažen ve směru JZ-SV, což odpovídá směru průběhu podložního krystalického vápence. Tato elevace převyšuje okolní terén cca o 60 m (mapy.cz) a její průběh je tektonicky predisponován hlubinnými zlomy (Česká geologická služba).

4.1.9 SOBĚŠICE

Obec Soběšice se nachází cca 12 km VJV od Sušice a 12 km J od Horažďovic v nadmořské výšce 650 – 675 m n. m. (m n. m.). V okolí této obce jsou pozorovatelné 2 elevace, jejichž podklad je tvořen krystalickými vápenci. První z elevací je součástí obce a nachází se na jejím V okraji. Je protažena ve směru VJV-ZSZ dle horninového uspořádání v jejím podloží. Má nadmořskou výšku 686 m n. m. a okolní reliéf převyšuje cca o 35 m. Druhou lokalitu představuje vrchol s kótou 669 m n. m., který se nachází cca 800 Z od Soběšic a vystupuje v podobě protáhlé elevace Z směrem do údolí Mačického potoka (SHOCart). Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 13).

4.1.10 ZDÍKOV

Zdíkov se nachází 7 km ZSZ od Vimperka v nadmořské výšce 725 – 760 m n. m. Zkoumaným prvkem této lokality je hřeben protáhlý ve směru JV-SZ, který se nachází cca 1 km JV od obce Zdíkov (SHOCart). Tato elevace má nadmořskou výšku 866 m n. m. a její směr protažení odpovídá průběhu geologického podloží tvořeného krystalickým vápencem (Česká geologická služba). Jedná se o nejvýše položenou lokalitu vlivu distribuce geologického podloží na reliéf v rámci Pošumavského krasu. Mapa lokality jsou umístěny v příloze (příloha 14).

4.1.11 ONŠOVICE

Onšovice byly již popsány v minulých kapitolách (kap. 3.3.7). Sledovaným prvkem této lokality jsou vápencové pahorky, které výrazně vystupují nad okolní terén. Tato lokalita je již z dálky nápadná charakterem zmíněných pahorků, které vystupují nad okolní reliéf cca o 30 m (SHOCart). Fotodokumentace a mapa lokality jsou umístěny v příloze (příloha 15; příloha 41).

4.1.12 MALENICE

V této kapitole je třeba také uvést lokalitu Malenice, která byla již detailněji popsána v předchozích kapitolách (kap. 3.3.3). Pozorovatelným projevem geologického podloží této lokality je Jiříčkova skála, která zde spadá několik desítek metrů příkře do údolí Volyňky a tvoří jižní úbočí vrchu Pátek (583 m n. m.). Nejvyšší změřená výška od paty skály dosahuje 31,8 m. Jiříčkova skála s Malenickou jeskyní je zahrnuta v seznamu významných geologických lokalit (Česká geologická služba). Údolí Volyňky v okolí této lokality je tektonicky predisponováno (Česká geologická služba). Mapa lokality je umístěna v příloze (příloha 16).

4.2 Morfometrické analýzy vybraných lokalit

Strukturní měření bylo provedeno na lineárních strukturách (lineamentech). Pojmem lineament (morfolineament) jsou označovány výrazně lineárně orientované tvary na zemském povrchu, jakými jsou zejména přímočaré úseky svahů a údolí (Štěpančíková, 2005). Dle Ivana (1980) zachází závislost mezi geologickou stavbou a reliéfem mnohdy až do výrazných detailů a je způsobena hustou sítí zlomů a puklin v oblasti Českého masívu. Mezi velké struktury řadíme například klenby, deprese, příkrovy atd., mezi drobné struktury patří tektonické poruchy, plochy břidličnatosti, pukliny, trhliny a jiné lineamenty (Pouba, 1959). V této práci byly pro morfometrii využity zejména pukliny a plochy odlučnosti hornin.

Pro strukturně tektonickou analýzu jednotlivých lokalit jsou použita data získaná terénním měřením pomocí geologického kompasu. Při měření geologickým kompasem měříme azimut lineace a úhel sklonu od vodorovné roviny. Směr sklonu není třeba měřit, ale stačí jej určit, protože se jedná o kolmici na azimut dané lineace. Směr sklonu se liší od směru (azimutu) lineace o $+90^\circ$ nebo -90° dle orientace ke světovým stranám (Pouba, 1959).

Pro analýzu výsledků měření je potřebná geometrizace struktur, která bude provedena v prostředí MS Excel a Stereonet. Základními prvky pro geometrizaci struktur jsou strukturní přímky, které jsou definovány azimutem dané lineace a strukturní roviny, které jsou dány úhlem a směrem sklonu daného prvku. Grafickým výstupem těchto analýz jsou stereografické sítě, z nichž lze vyčíst azimut, úhel a směr sklonu měřených struktur (Pouba, 1959).

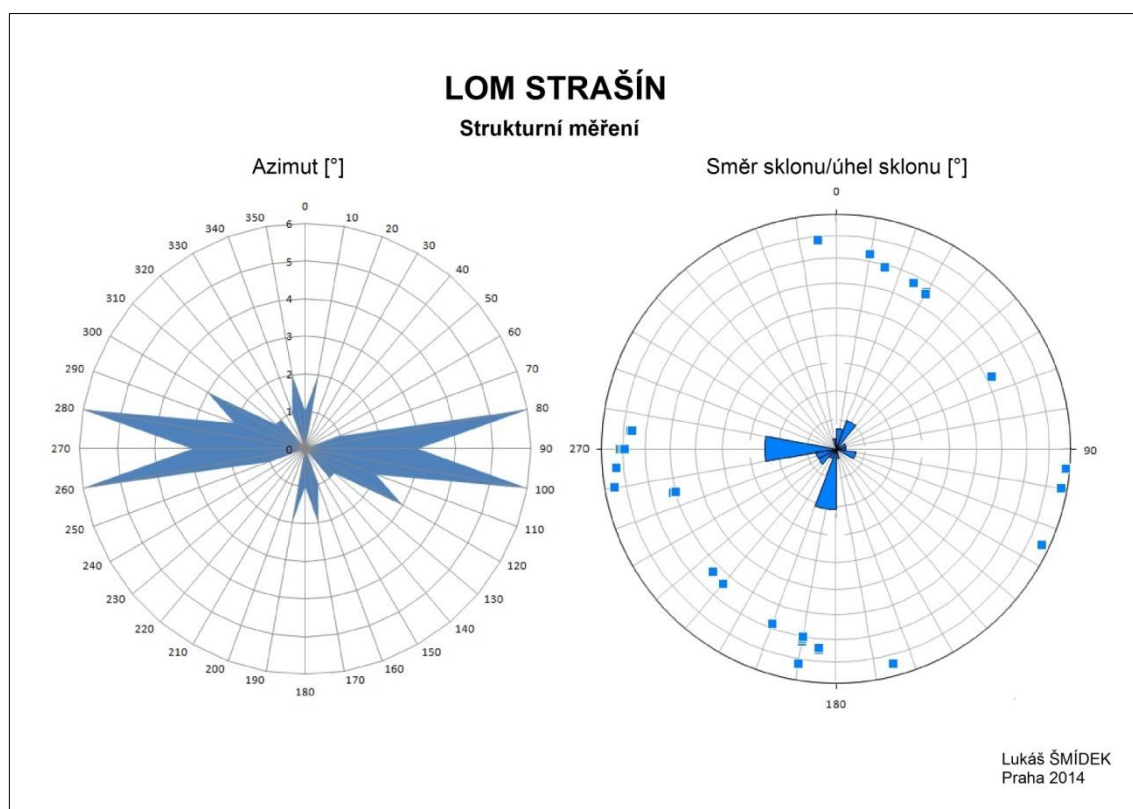
V této části budou graficky znázorněny a analyzovány výsledky terénního měření na všech vybraných lokalitách a bude provedena komparace mezi jednotlivými sobě blízkými lokalitami.

4.2.1 STRAŠÍN A OKOLÍ

V této lokalitě bylo provedeno měření na třech místech: v lomu Strašín (při Strašínské jeskyni) v lomu Lazny (Z od Strašína) a v lomu Zavadilka. Dle geologických map se jedná o jednotlivé čocky krystalického vápence, které nejsou vzájemně geologicky propojeny. Tato skutečnost byla potvrzena detailními geofyzikálními průzkumy okolí Strašínské jeskyně (Hartvich, Valenta, 2011). Na základě grafických výstupů z terénního měření bude provedena komparace jejich strukturních charakteristik.

a) Lom Strašín

V lomu Strašín, nedaleko Strašínské jeskyně, bylo provedeno 30 strukturních měření. Uvedená schémata u každé z lokalit znázorňují převládající směr průběhu lineárních prvků (levý obr.) a směr a úhel úklonu těchto prvků vůči horizontální rovině (pravý obr.).

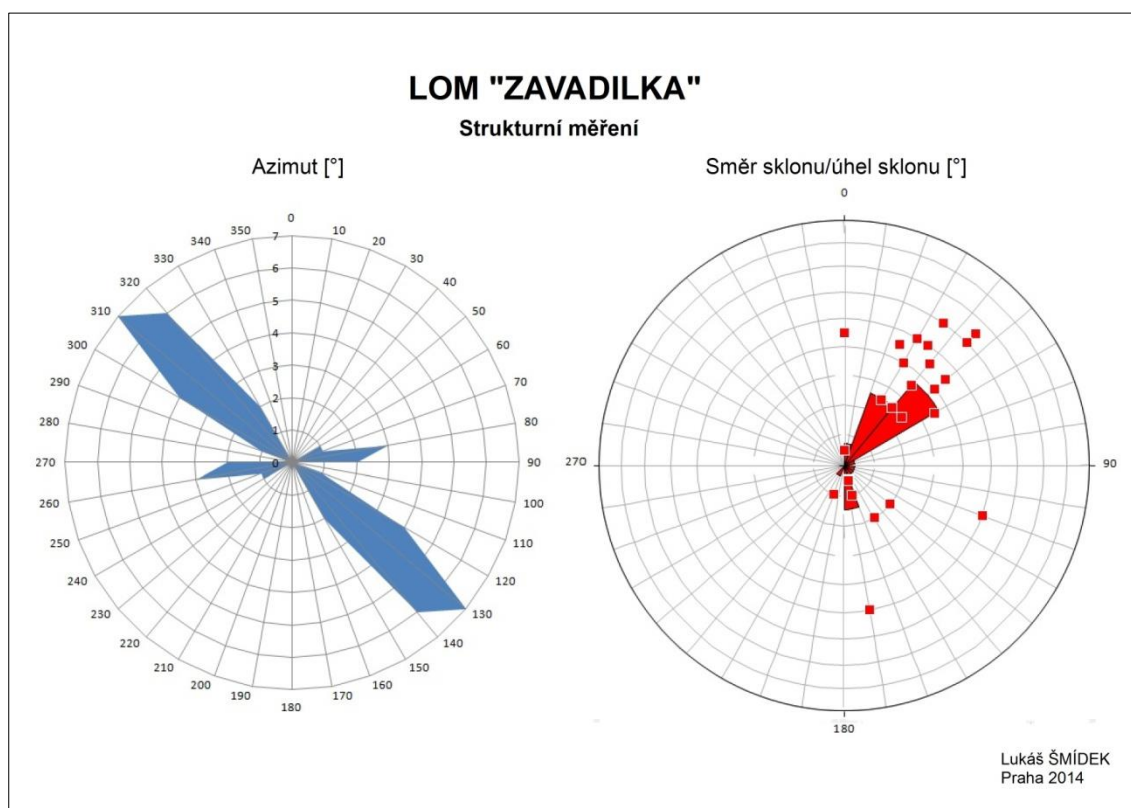


Obr. 22: Strukturní měření – lom Strašín (zdroj: terénní výzkum)

Z výše uvedeného grafického výstupu strukturního měření lze identifikovat převládající směr lineací přibližně v Z-V (80° resp. 260° a $100^\circ/280^\circ$) směru, v menší míře ve směru S-J ($10^\circ/190^\circ$ a $170^\circ/350^\circ$). Dle schématu vpravo lze říci, že většina ploch odlučnosti je ukloněna k J (190°) s úhlem sklonu nepřesahujícím 30° a dále pak k Z (270°). Ani ve druhém případě úhel sklonu nepřesahuje 30° . Část ploch je ukloněna také k SSV a k V až VJV. V lomu Strašín nepřesahuje úhel sklonu u žádného z měření 30° . Zjištěné parametry vrstev krystalického vápence odpovídají směru sklonu k SSV s úhlem $30 - 40^\circ$. V následující kapitole o vlivu strukturně-tektonické charakteristiky na reliéf budou použita tato data.

b) Lom „Zavadilka“

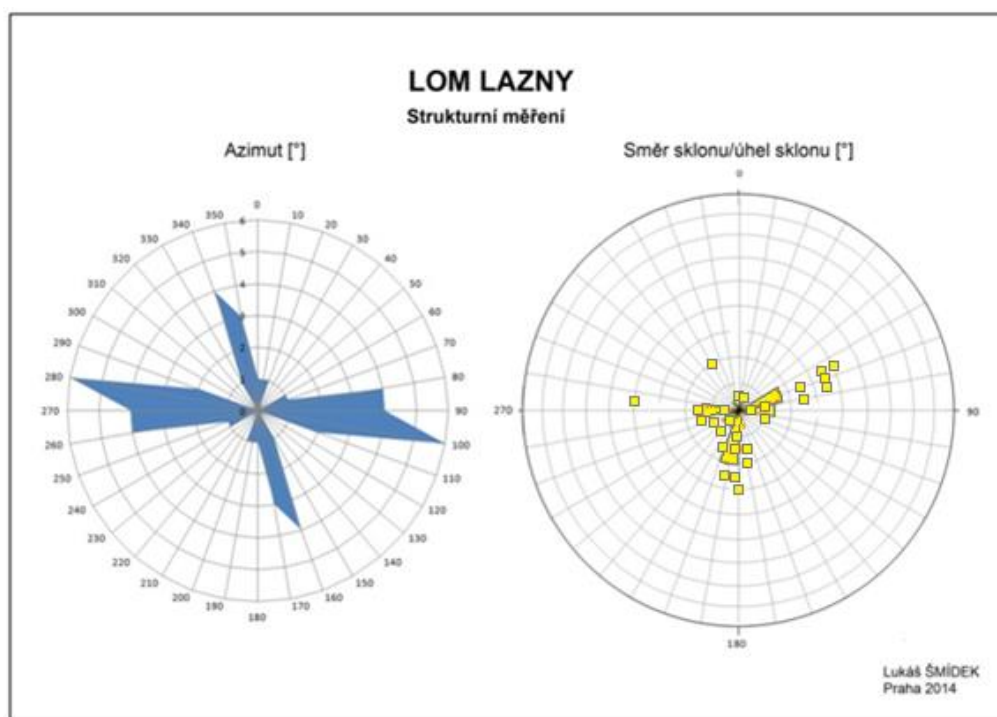
V lomu nedaleko samoty Zavadilka, SSZ od Strašinské jeskyně bylo provedeno celkem 30 měření geologickým kompasem. Obdobně jak v případě lomu Strašín byla měření prováděna zejména na plochách odlučnosti.



Obr. 23: Strukturální měření – lom Zavadilka (zdroj: terénní výzkum)

V lomu Zavadilka je patrné, že většina lineárních prvků má průběh SZ-JV s azimutem (130° resp. 310°). Druhý, méně významný směr, odpovídá přibližně směru Z-V ($80^\circ/260^\circ$). Druhý strukturální směr lineací v lomu Zavadilka odpovídá vedlejšímu směru lomu Strašín. Z hlediska směru úhlu sklonu je situace v druhé části studované lokality odlišná. Většina odlučných ploch je ukloněna k SSV až k SV ($25^\circ - 55^\circ$) se sklonem v rozmezí 30° až 65° . V menší míře je zastoupen J směr (170°) s úhlem sklonu $75^\circ - 85^\circ$. V této lokalitě se úhel sklonu menší nebo roven 30° na plochách odlučnosti na rozdíl od lomu Strašín téměř nevyskytuje. Vzhledem k výraznému antropogennímu zásahu a vlivu eroze nelze v této lokalitě určit převládající směr a úhel sklonu vápencových vrstev.

c) Lom Lazny Lom Lazny se nachází V od obce Strašín a J od lomu Strašín, kde se nachází Strašinská jeskyně. Jedná se o poslední ze tří lokalit, v níž bylo v rámci oblasti „Strašín a okolí“ provedeno strukturální měření. V této lokalitě bylo provedeno 31 strukturálních měření. Obdobně jako u lokalit „lom Strašín“ a „lom „Zavadilka“ byly k měření využity viditelné odlučné plochy v tomto opuštěném lomu.



Obr. 24: Strukturní měření – lom Lazny (zdroj: terénní výzkum)

Tento lom se svými strukturními charakteristikami částečně podobá oběma předchozím lokalitám. V lomu je patrná převaha lineárních prvků s azimutem 100° resp. 280° , což odpovídá směru Z-V. S tímto směrem se můžeme setkat i v předchozích dvou lokalitách. Druhým význačným směrem představují lineace s azimutem $160^\circ/340^\circ$ (přibližně SSZ-JJV). Z hlediska směru a sklonu lineárních prvků lze studovanou lokalitu rozčlenit do 3 základních směrů. První skupinou jsou plochy, které se uklání VSV ($65^\circ - 80^\circ$) s úhlem sklonu v rozmezí od 50° do 85° . Tento směr není charakteristický pro žádnou jinou lokalitu v rámci této oblasti. Druhým významným směrem je směr jižní ($170^\circ - 200^\circ$) s úhlem sklonu $60^\circ - 90^\circ$. Stejný směr s obdobným sklonem se vyskytuje také v lokalitě „lom Zavadilka“ i v lomu Strašín. V lomu Strašín mají však lineace výrazně menší sklon. Třetím významným směrem je směr k Z (270°) se sklonem v rozmezí 70° až 85° , se kterým se můžeme setkat také v lomu Strašín.

Závěr – Strašín a okolí

Ve všech třech lokalitách v rámci oblasti „Strašín a okolí“ lze sledovat similarity v jejich strukturních vlastnostech. Z hlediska směru a úklonu ploch odlučnosti v těchto lomech jsou si více podobny lomy Lazny a Zavadilka, které jsou od sebe nejdále.

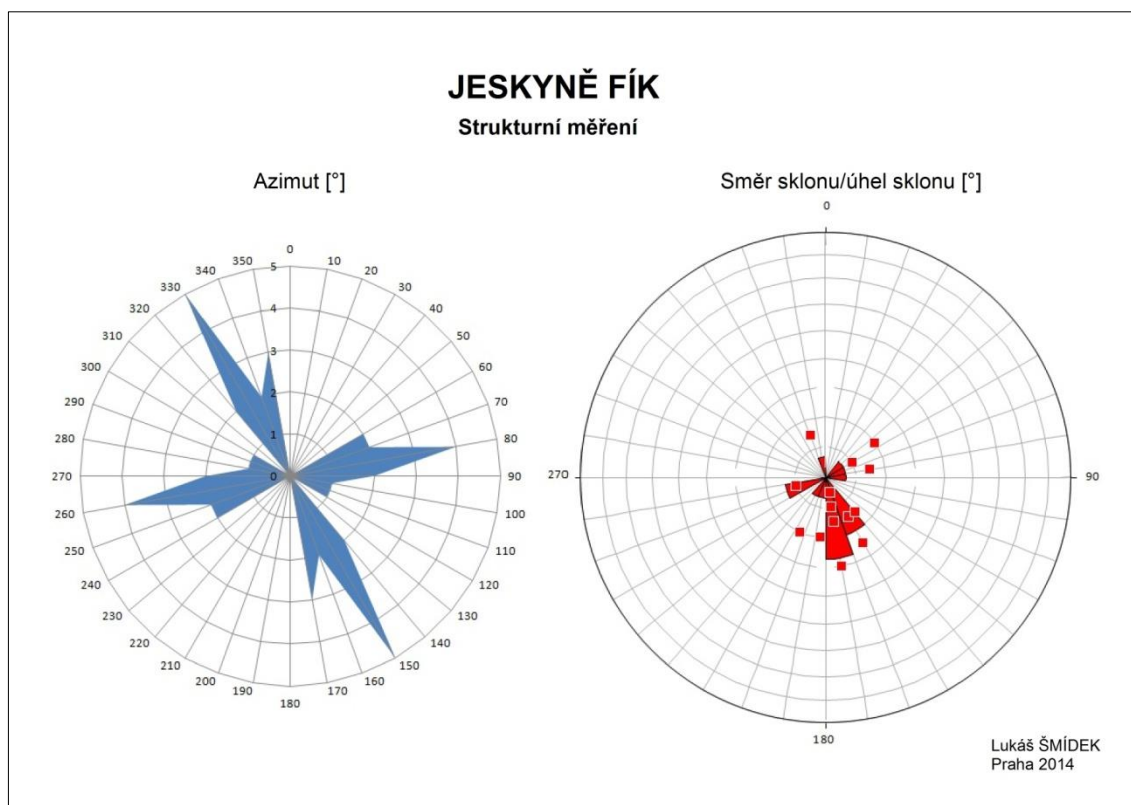
4.2.2 NEZDICE NA ŠUMAVĚ

V oblasti Nezdice na Šumavě byla provedena strukturní měření v lomu Nezdice a v jeskyni Fík, která se nachází na jeho dně. Tato oblast se nachází méně než 1,5 km daleko od oblasti „Strašín a okolí“ (mapy.cz). V následujícím textu budou zhodnoceny strukturní charakteristiky sledované

oblasti a bude provedena jejich komparace. V závěru budou výsledky porovnány s vybranou lokalitou z oblasti „Strašín a okolí“.

a) Jeskyně Fík

V jeskyni Fík bylo v rámci jejího mapování provedeno 25 měření geologickým kompasem. Následující schéma znázorňuje výsledky těchto měření.



Obr. 25: Strukturní měření – jeskyně Fík (zdroj: terénní výzkum)

Jeskyně Fík byla detailně popsána v předchozí kapitole. Nyní zde budu charakterizovat strukturní a tektonické aspekty této lokality. Z hlediska převládajících směrů lineárních prvků v jeskyni Fík můžeme vymezit dva základní směry. Tyto směry téměř odpovídají dvěma zlomům, které lze uvnitř jeskyně pozorovat (Obr. 9, kap. 3.3.2).

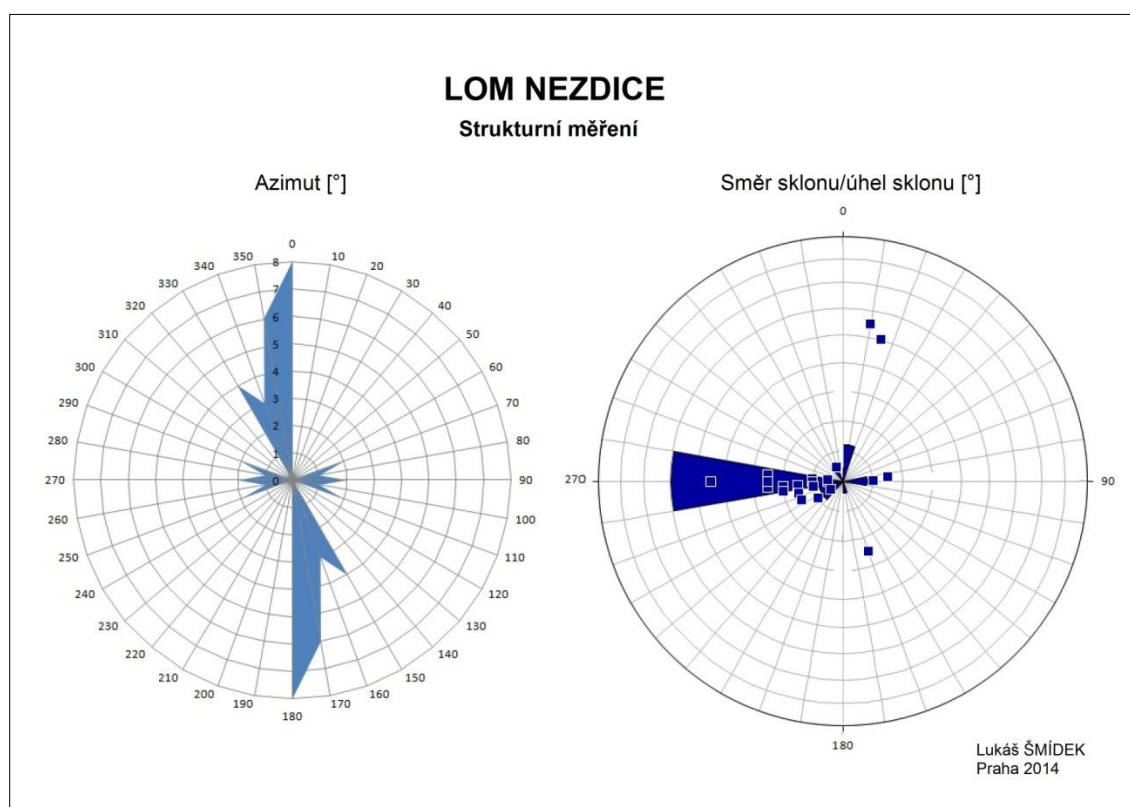
Prvním zlom má azimut 140° a lze se s ním setkat v hlavní, nejspodnější, prostore jeskyně a také v části hlavní chodby. Na tomto zlomu je od 22. 8. 2013 prováděno měření mikrotektonických pohybů přístrojem TM-71. Tomuto směru odpovídají přibližně i směry bočních chodeb Pro potřeby této práce byla provedena měření v okolí hlavního zlomu, podél puklin ve stropní části, byly měřeny vrstvy v okolí zlomu a také plochy odlučnosti v krystalickém vápenci. První převládající směr lineací v této jeskyni má azimut 150° (330°), což přibližně odpovídá směru SSZ-JJV.

Druhým významný směr koreluje s vedlejším zlomem (65°), který se nachází v hlavní prostora Tento druhý převládající směr lineací má azimut 80° (260°), jedná se tedy přibližně o směr VSV-ZJZ.

Z hlediska směru a úhlu sklonu sledovaných lineamentů lze říci, že v celé jeskyni převládají prvky se sklonem větším než 60° . Nejvýrazněji je viditelný trend úklonu vrstev při vedlejším zlomu (65°). Je patrná převaha lineamentů ukloněných k JJV až J se sklonem v rozmezí $60^\circ - 80^\circ$, v malé míře jsou vrstvy ukloněny také k SSZ. U lineamentů v oblasti hlavního zlomu (140°) jsou měřené prvky ukloněny na obě strany od tohoto zlomu, jednak směrem k VSV a jednak směrem k ZJZ.

b) Lom Nezdice

V lomu Nezdice bylo provedeno 30 strukturálních měření. Lom Nezdice bude popsán v rámci kapitoly o vlivu strukturálně-tektonické charakteristiky na reliéf. V lomu byly měřeny zejména vrstvy krystalického vápence a plochy odlučnosti.



Obr. 26: Strukturální měření – lom Nezdice (zdroj: terénní výzkum)

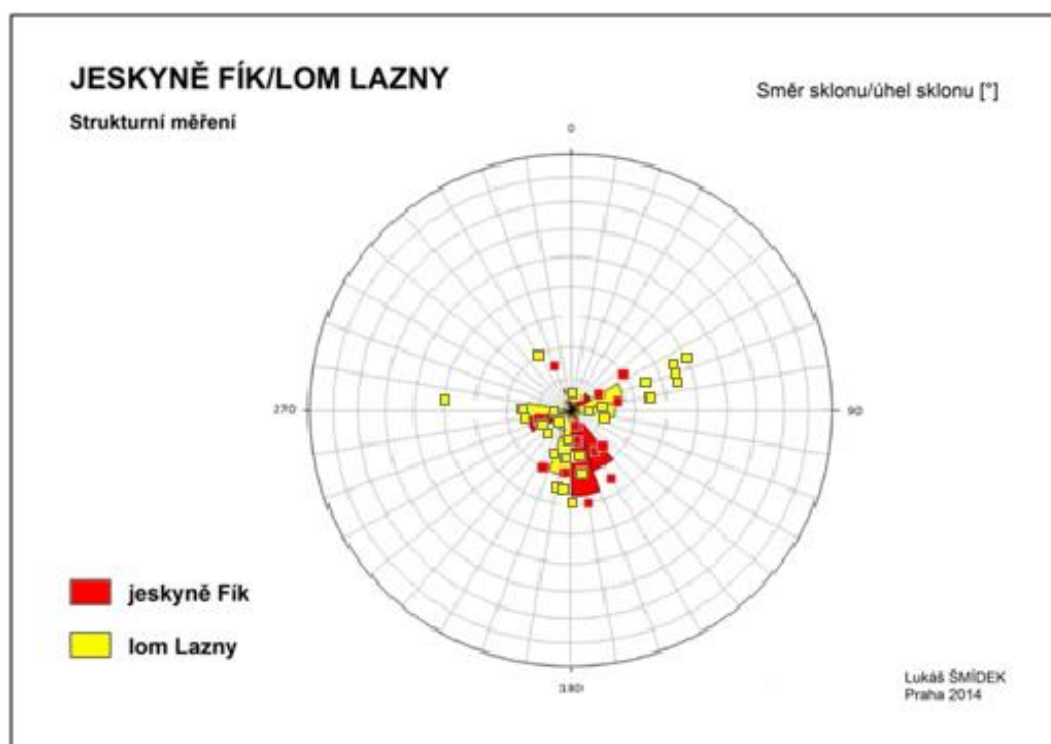
Výsledky strukturálního měření v lomu Nezdice vykazují mírně odlišné hodnoty, než v případě jeskyně Fík. Základním azimutální směr lineací odpovídá směru S-J, je zde však viditelný i směr s azimutem 150° (330°), s kterým se setkáváme i uvnitř jeskyně Fík. Ostatní směry jsou z hlediska četnosti téměř zanedbatelné a pohybují se v rozmezí $70^\circ - 110^\circ$. Také s tímto azimutem se však můžeme setkat uvnitř jeskyně Fík.

Co se týče směru a úhlu sklonu měřených prvků, je zde patrná převaha ZJZ až Z směru, ve většině případů se sklonem v rozmezí $65^\circ - 85^\circ$. Tento směr a sklon je viditelný ve většině lomové stěny v několika etážích. Je paradoxem, že v lomu je pozorovatelný tento výrazný trend, zatímco v jeskyni Fík je situace odlišná. V lomu Nezdice zcela chybí směr úklonu k JJV až J. V příloze (příloha x) je přiloženo srovnání obou lokalit v rámci oblasti Nezdice: jeskyně Fík a nezdivého lomu. Uspořádání vrstev krystalického vápence v lomu Nezdice odpovídá směru sklonu k SSV až SV s úhlem sklonu v rozmezí $30 - 40^\circ$. V následující kapitole o vlivu strukturně-tektonické charakteristiky na reliéf budou použita tato data.

Mezi oběma lokalitami v rámci oblasti „Nezdice“ lze sledovat podobnosti v jejich strukturních vlastnostech. V severní stěně lomu Nezdice lze nalézt pravděpodobné pokračování zlomu z jeskyně Fík (140°).

Komparace výsledků oblastí „Strašín“ a „Nezdice“

Následující schéma znázorňuje komparaci mezi směry a úhly sklonu mezi lokalitami Lom Lazny (oblast „Strašín a okolí“) a jeskyně Fík (oblast „Nezdice“). Lazny jsou od jeskyně Fík vzdáleny 1,5 km vzdušnou čarou. Dle geologických map nejsou tyto lokality geologicky provázány.

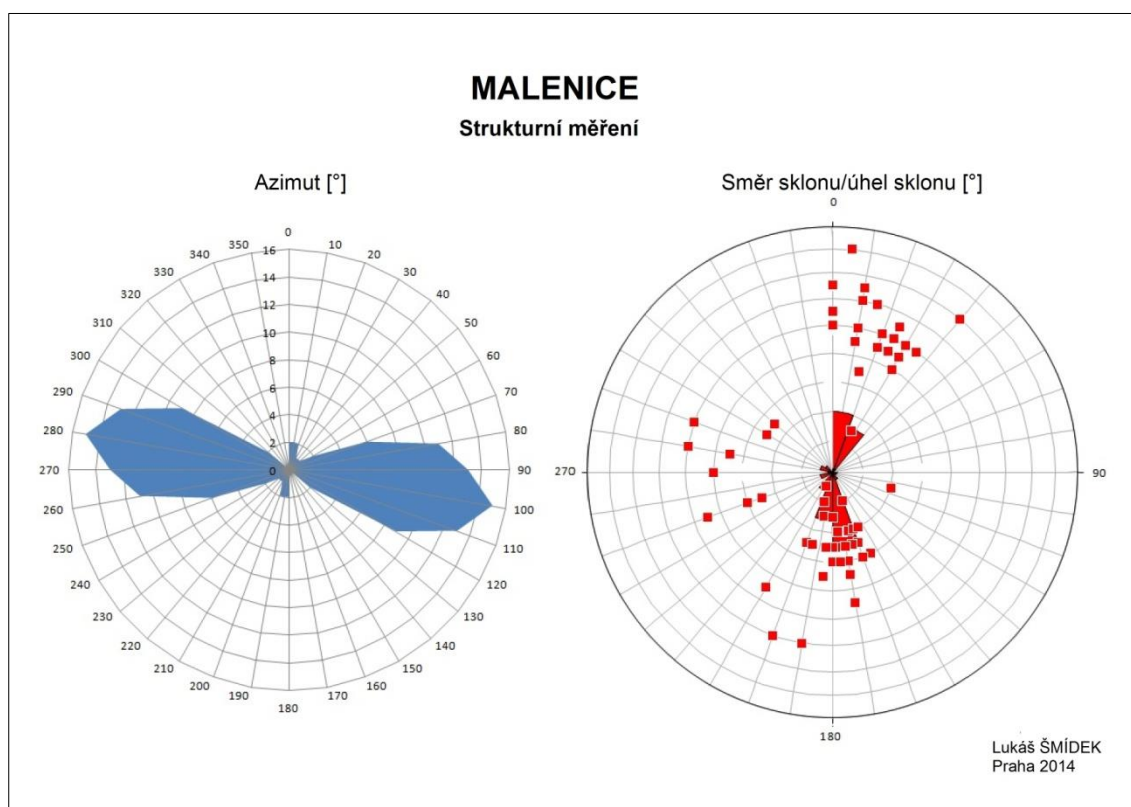


Obr. 27: Strukturní měření – Lazny/Fík (zdroj: terénní výzkum)

Ačkoli se v případě jeskyně Fík a lomu Lazny jedná o dvě dle geologického mapování na sobě nezávislé lokality, domnívám se, že opak může být pravdou. Podobnost výsledků jejich strukturních charakteristik je zcela prokazatelná.

4.2.3 MALENICE

V oblasti Malenice byla strukturní měření provedena na Jiříčkově skále a také v Malenické jeskyni. Celkem bylo provedeno 81 měření (z toho 54 v Malenické jeskyni a 27 vně jeskyně na Jiříčkově skále). Dle totožnosti výsledků z Malenické jeskyni i Jiříčkovy skály jsou výstupy z obou měření shrnuty do jediné množiny. V následujícím textu budou zhodnoceny strukturní charakteristiky sledované oblasti.



Obr. 28: Strukturní měření – Malenice (zdroj: terénní výzkum)

Z hlediska směrů (azimutu) lineárních prvků je studovaná lokalita takřka homogenní. Většina lineací, v tomto případě se jedná o plochy odlučnosti skalní stěny i uvnitř jeskyně, je orientována přibližně ve směru Z-V s převažujícím azimutem 100° (280°). V tomto směru jsou tektonicky predisponovány i některé chodby Malenické jeskyně. Na zlomu tohoto směru (ZSZ-VJV) je uvnitř hlavní chodby Malenické jeskyně umístěno zařízení k měření mikrotektonických pohybů TM-71, z kterého jsou odečítány hodnoty od 18. 11. 2011. Tento směr lze vystopovat také v okolním reliéfu, zejména ve směrech říčních údolí, které jsou v této oblasti tektonicky predisponovány (Ivan, 1984). Ostatní naměřené hodnoty, jejichž azimut dosahuje hodnoty 10° (190°), jsou pro svůj nepatrný výskyt takřka zanedbatelné.

Co se týče směru a úhlu sklonu měřených prvků, je patrné, že výsledky jsou mnohem variabilnější. Nejvýznamnější část představují lineace, které jsou ukloněny k JJV až J (155° - 200°). Většina těchto měřených prvků má sklon větší než 50° . Tato měření pochází především z Malenické jeskyně. Druhou výraznou skupinu představují lineární prvky ukloněné k S až k SV

($0^\circ - 40^\circ$), z nichž většina má sklon v rozmezí $25^\circ - 50^\circ$. Tato měření pocházejí zejména z Jiříčkovy skály, tj. vně Malenické jeskyně. Poslední skupina měření vykazuje hodnoty azimutu v rozmezí od 250° do 300° . V tomto případě se jedná téměř výhradně o výsledky měření, která byla provedena uvnitř jeskyně. Jejich sklon se pohybuje v rozmezí $40^\circ - 60^\circ$. Převládající směr úklonu vrstev v Malenické jeskyni a na Jiříčkově skále se pohybuje v rozmezí $0 - 45^\circ$ s úhly sklonů v rozmezí $20 - 50^\circ$. Tento výsledek bude použit v následující kapitole o vlivu strukturně-tektonické charakteristiky na reliéf.

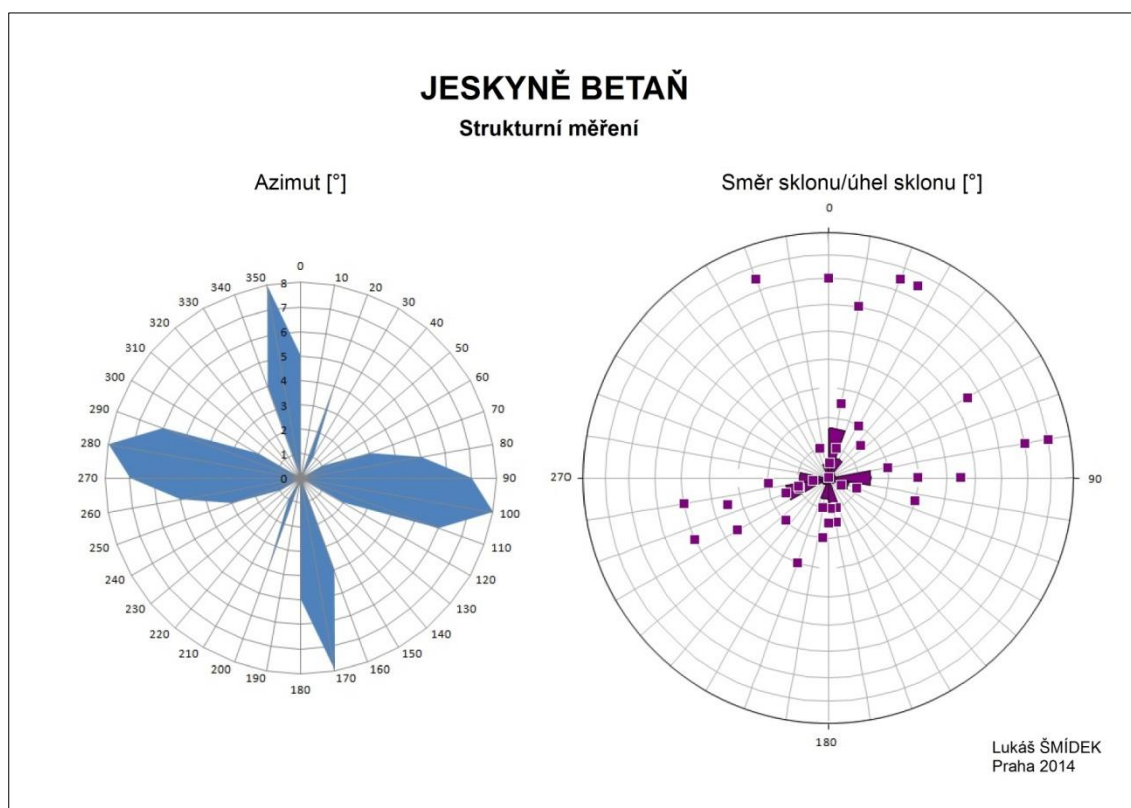
Závěr - Malenice

Zatímco převládající azimut v jeskyni i vně jeskyně nabývá výhradně hodnot odpovídajících směru ZSZ-VJV, výsledky z měření směrů a úhlů sklonu jednotlivých prvků jsou mnohem variabilnější. V Malenické jeskyni převládá úklon směrem k S až k SV, vně jeskyně jsou vrstvy ukloněny častěji opačným směrem, přibližně k J.

4.2.4 BETAŇ

Nejbližší lokalitou od Malenické jeskyně je lom Na Betani. Tato lokalita je od Malenické jeskyně vzdálena pouhých 700 m SSZ směrem. Dle geologických map nejsou tyto dvě zkoumané oblasti navzájem geologicky propojeny. Řada geologů, např. P. Šantrůček, se však domnívá, že Malenická jeskyně a jeskyně Betaň jsou vzájemně geologicky i tektonicky provázány (Chábera, 1959). Pro účely prokázání či vyvrácení této hypotézy poslouží výsledky měření v oblasti Malenice a oblasti Betaň, které budou v závěru porovnány.

Měření v oblasti Betaň nemohla být provedena přímo v lomu na Betani, důvodu intenzivní eroze lomu. Pro účely této práce byla použita data získaná z jeskyně Betaň, která se v lomu nachází, a která byla během terénních prací zmapována (kap. 3.3.4). V jeskyni Betaň bylo provedeno celkem 57 měření geologickým kompasem.



Obr. 29: Strukturní měření – lom Betaň (zdroj: terénní výzkum)

Zkoumaná lokalita je z hlediska azimutálních směrů průběhů lineárních prvků charakteristická dvěma základními směry. Prvním ze směrů je směr přibližně Z-V s převládajícím azimutem 100° (280°). Tento směr lze vystopovat také v okolním reliéfu, zejména ve směrech říčních údolí, které jsou v této oblasti tektonicky predisponovány (Ivan, 1984) a také v průběhu nápadné protáhlé elevace Betaň, která se nachází severně od této lokality a u níž lze předpokládat její tektonický původ. Druhým významným směrem je směr přibližně od S k J s převládajícím azimutem 170° (350°).

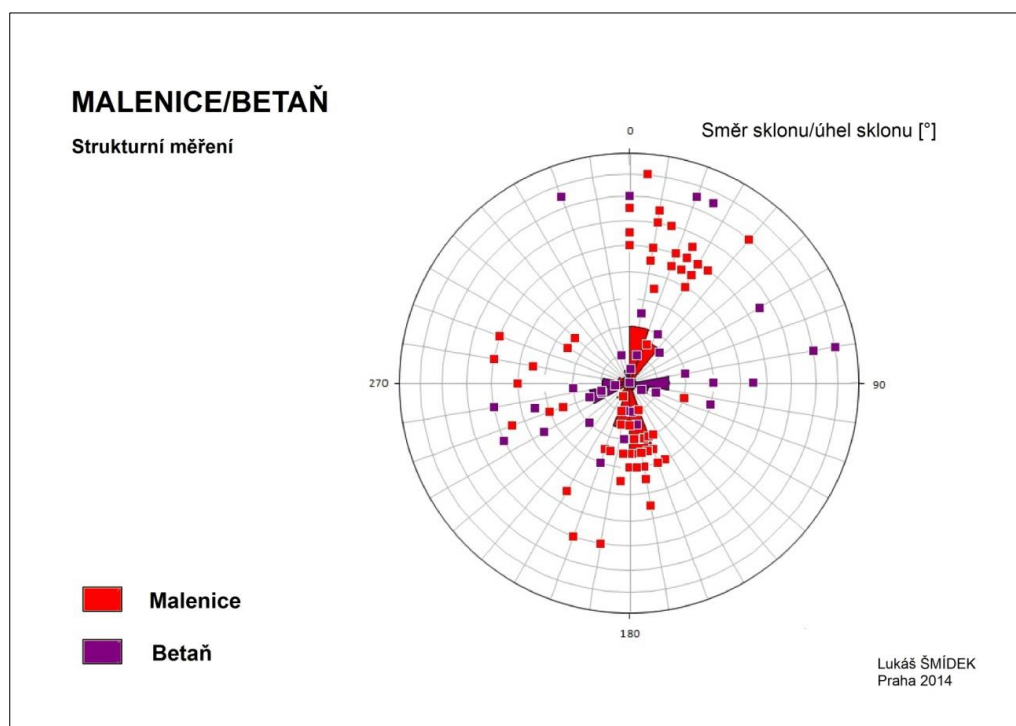
Z hlediska směrů a úhlů sklonu jednotlivých měřených prvků je tato lokalita poměrně pestrá. Nejvýrazněji jsou v množině měření zastoupeny výsledky s úhly sklonů v rozmezí $70^\circ - 85^\circ$ se směry sklonů odpovídajícím přibližně směrům S až SSV, VSV až V, J a ZJZ. Část vrstev, které jsou ukloněny k S až SSV a také VSV dosahují nižších hodnot sklonu ($10^\circ - 30^\circ$).

Závěr - Betaň

Zatímco z hlediska směrů lineací je zkoumaná lokalita charakteristická dvěma význačnými směry (Z-V a S-J), z hlediska směrů a úhlů sklonů jednotlivých měřených prvků je její stavba mnohem pestřejší. U většiny lineamentů dosahuje úhel sklonu více než 70° .

Komparace výsledků oblastí „Malenice“ a „Betaň“

Následující schéma znázorňuje komparaci mezi směry a úhly sklonu mezi lokalitami Malenice (oblast „Malenice“) a jeskyně Betaň (oblast „Betaň“). Obě lokality jsou od sebe vzdáleny jen cca 700 m. Dle geologických map nemají tyto lokality geologickou provázanost. Podobnost jejich strukturních charakteristik je však zcela prokazatelná.

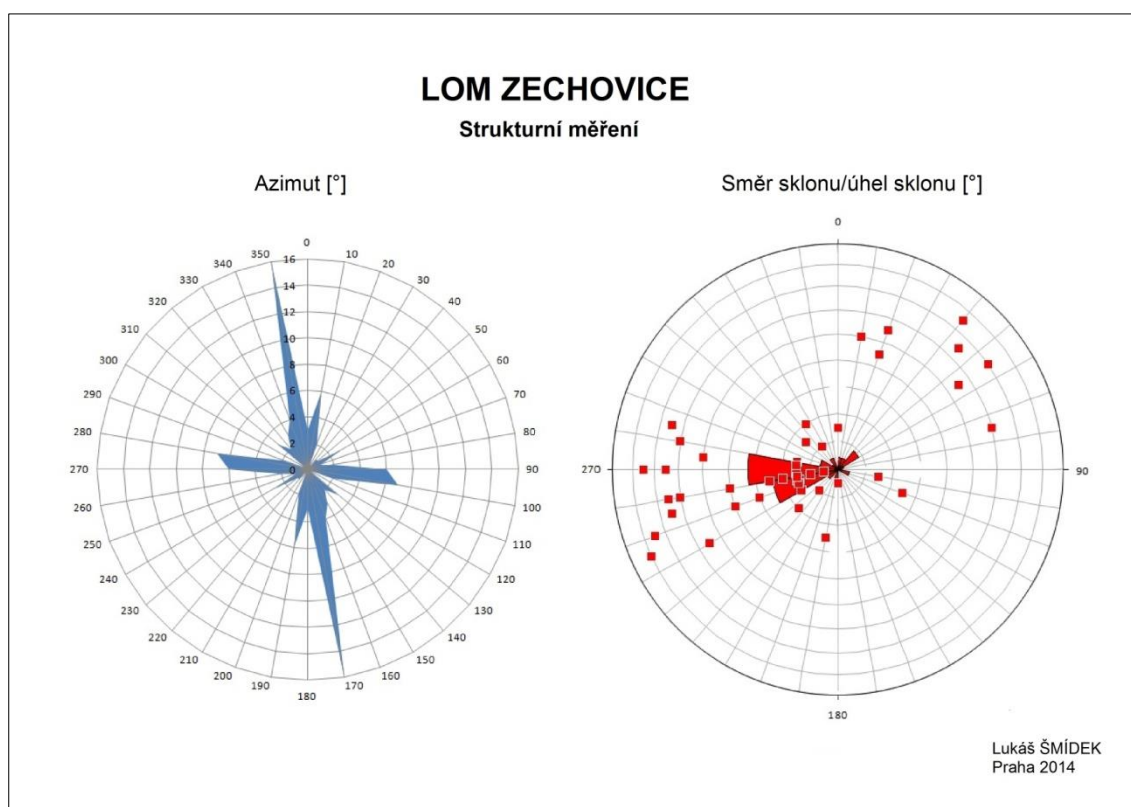


Obr. 30: Strukturální měření – Malenice/Betaň (zdroj: terénní výzkum)

Na základě výsledků porovnávajících strukturální a tektonické charakteristiky zkoumaných lokalit Malenice a jeskyně Betaň se přikláním k názoru geomorfologů a geologů, kteří předpokládají geologickou a tektonickou kontinuitu mezi Malenicemi a jeskyní Betaň.

4.2.5 ZECHOVICE

Zkoumanou lokalitou v rámci této oblasti jsou lomy na krystalický vápenec, který se nachází 1,5 km vzdušnou čarou JZ od města Volyně, cca 400 m JV od obce Zechovice (SHOCart). Lom je složen ze dvou samostatných lomových stěn tvaru písmene „U“, které jsou od sebe vzdáleny 100 – 150 m. V lomu Zechovice proběhlo celkem 62 strukturálních měření geologickým kompasem, z toho 32 v „dolním“ lomu (severní část lokality) a 30 v horním (jižní část). Výsledky obou měření (horní i dolní lom) se výrazně shodují, proto z nich byl vytvořen s přihlédnutím ke skutečnosti, že se jedná o jedinou kontinuální čočku krystalického vápence, společný výsledek. Měření bylo prováděno na plochách odlučnosti v lomových stěnách.



Obr. 31: Strukturální měření – lom Zechovice (zdroj: terénní výzkum)

Lomy zechovice lze z hlediska převládajících směrů průběhů lineací charakterizovat dvěma převládajícími směry. Prvním významným směrem je směr odpovídající S-J (170°/350°). Tento směr je viditelný na lomových stěnách a v horní části lomu také na puklině, která protíná lomovou stěnu s úhlem sklonu cca 75° k Z. Druhý významný směr má převládající azimut 100° (280°), de facto směr Z-V. S prvním ze směrů se více setkáváme v horní části lomu, v dolní části naopak převládá druhý význačný směr, se kterým se můžeme setkat v hojně míře také v lokalitách Malenice a Betaň, které se nachází ve vzdálenosti nižší než 3 km od lomů Zechovice.

Zkoumáme-li směry a úhly sklonů jednotlivých měření, lze tuto studovanou lokalitu charakterizovat méně pestrým rozložením sledovaných prvků. Hlavní část zahrnuje měření, která se představují lineární prvky ukloněné k ZJZ až ZSZ v rozmezí cca 240° - 290°. Hojněji jsou

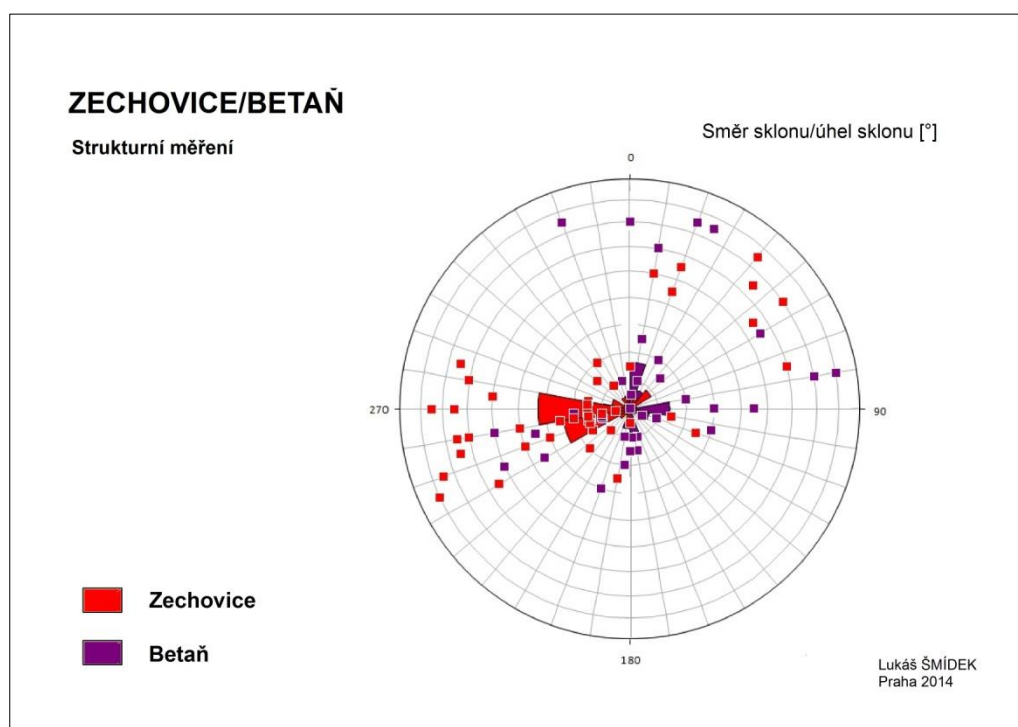
zastoupeny prvky, které disponují sklonem vyšším než 60° . Tyto vyšší sklony se více vyskytují v dolní části lomů, naopak sklony nižší než 60° jsou více zastoupeny v horní části. Méně jsou lineace, které se uklánějí směrem k SSV ($10^\circ - 20^\circ$) a SV ($40^\circ - 60^\circ$). Tyto měřené prvky dosahují nižších hodnot sklonů, v rozmezí $10^\circ - 45^\circ$. Nelze opomenout ani drobný výskyt lineárních prvků, které jsou ukloněny k SSV a S s hodnotami sklonů vyššími, než 70° . Převládající směr a úhel sklonu vrstev krystalického vápence v lokalitě Zechovice dosahuje hodnot $20 - 70^\circ$ (směr sklonu) a $40 - 60^\circ$ (úhel sklonu). Tato data budou použita v následující kapitole o vlivu strukturně-tektonické charakteristiky na reliéf.

Závěr - Zechovice

Z hlediska převládajících směrů průběhů lineací je lokalita Zechovice charakteristická dvěma převládajícími směry. Jedná se o směry odpovídající přibližně S-J a Z-V. Co se týče směru a úklonu měřených prvků, převládají směry sklonů k ZJZ až ZSZ s variabilním rozložením úhlů sklonů, se převládajícími sklony $> 60^\circ$.

Komparace výsledků oblastí „Betaň“ a „Zechovice“

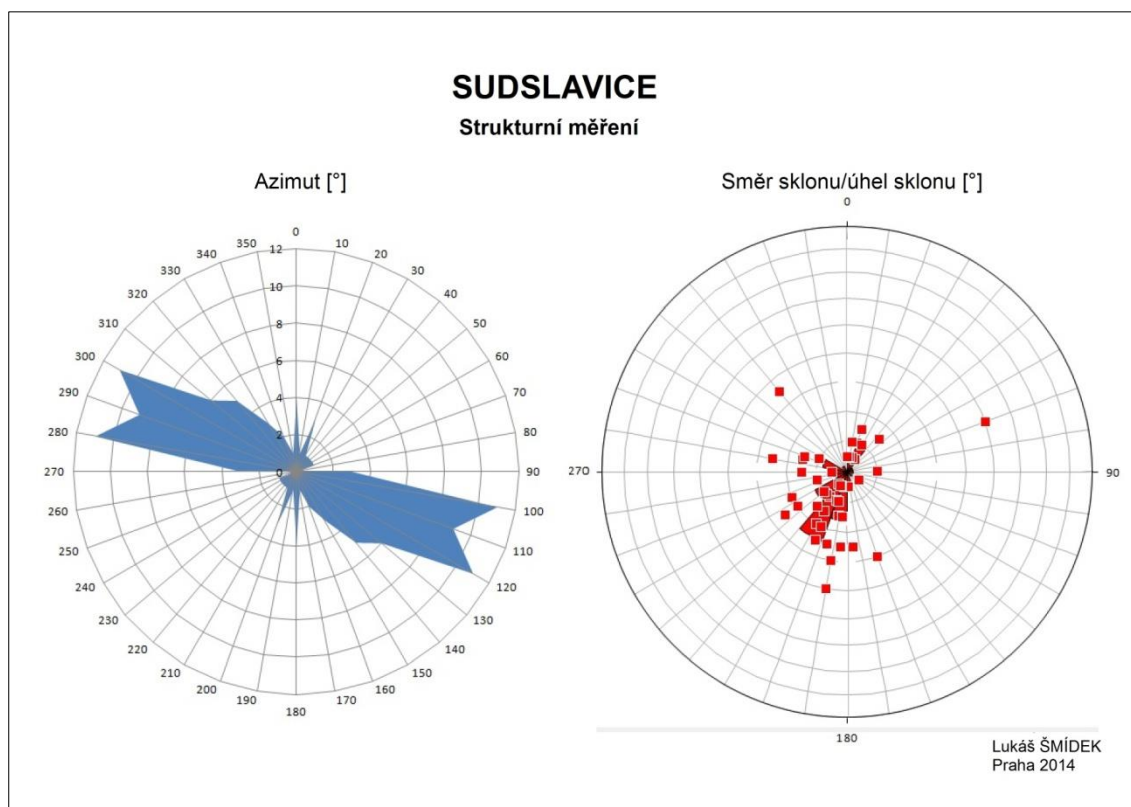
Při porovnání výsledků strukturních měření těchto dvou lokalit (srov. kap. 4.2.4 a 4.2.5) je patrné, že jsou velmi podobné převládajícími azimuty měřených lineárních prvků. Z hlediska převládajících směrů a úhlů sklonů se však odlišují, což nepodporuje jejich geologickou kontinuitu.



Obr. 32: Strukturní měření – Malenice/Betaň (zdroj: terénní výzkum)

4.2.6 SUDSLAVICE

V rámci této studované lokality bylo provedeno strukturní měření v lomu Sudslavice a také v Sudslavickej jeskyni (sluji), která se v jižní stěně lomu nachází. V Sudslavicích bylo provedeno celkem 64 strukturních měření geologickým kompasem. Většina dat byla pořízena na plochách odlučnosti. Výsledky pořízené v Sudslavickej jeskyni se v porovnání s výsledky z lomu a okolí jeskyně shodují, proto byly zpracovány do jednoho grafického výstupu.



Obr. 33: Strukturní měření – Malenice/Betaň (zdroj: terénní výzkum)

Výsledky měření pořízené v lokalitě Sudslavice je charakteristické svojí homogenitou. Převládající azimut odpovídá směru ZSZ-VJV s dvěma maximy ($100^{\circ}/280^{\circ}$ a $120^{\circ}/300^{\circ}$). S těmito hodnotami azimutu se setkáváme i v řadě jiných lokalit, např. Zechovice, Malenice, Betaň (do 10 km SV), ale také v lomech Strašín a Lazny, které jsou od Sudslavic vzdáleny více než 15 km. Jedná se o tzv. Šumavský směr, který přibližně odpovídá směru geofyzikálně zkoumaného šumavského hlubinného zlomu (Mísař, 1983). Zlom ve stěně lomu Sudslavice, na němž je od 4. 5. 2011 prováděno měření mikrotektonických pohybů přístrojem TM-71, má azimut cca 130° . Ostatní směry průběhu jednotlivých lineamentů lze pro jejich nepatrný výskyt téměř zanedbat.

Z hlediska směrů a úhlů sklonů měřených prvků je lokalita Sudslavice homogenní. Převažují plochy se sklonem větším než 60° , které jsou ukloněny k J až JZ (180° - 240°). Mnohem méně jsou zastoupeny výsledky měření s úklonem k SV s úhlem sklonu větším než 70° . Poslední malou část představují výsledky se sklonem větším než 70° , které jsou ukloněny přibližně k Z až ZSZ. Převládající směry a sklony vrstev krystalického vápence v lokalitě

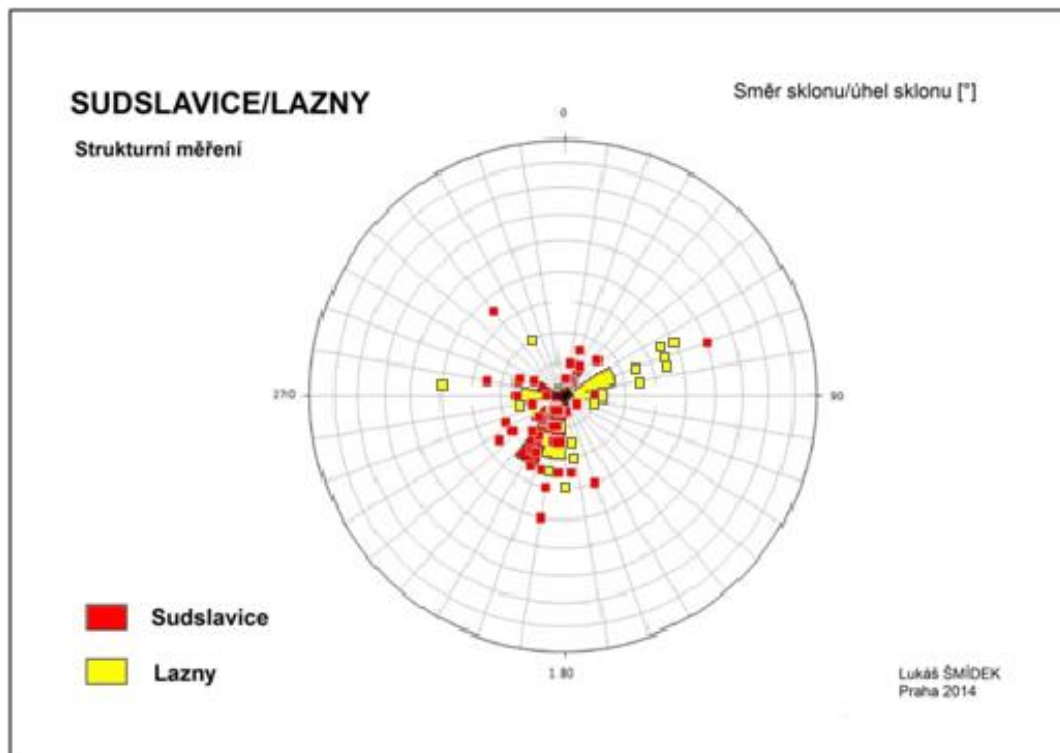
Sudslavice představují plochy s úklonem k SV s úhlem sklonu větším než 70° . Tento výsledek bude použit při posuzování vlivu strukturních charakteristik na reliéf.

Závěr - Sudslavice

Strukturně-tektonické vlastnosti v lokalitě Sudsalvice jsou relativně homogenní. Azimut odpovídá přibližně šumavskému směru (Šumavskému zlomu). Mezi směry sklonů měřených prvků převládá směr k J až JZ se sklonem vyšším než 60° .

Komparace výsledků oblastí „Sudslavice“ a „Lazny“

Ačkoli se jedná o lokality, které jsou od sebe vzdáleny více než 15 km, jejich strukturní stavby si vzájemně nejvíce odpovídají. Lokalita Lazny navíc leží ve směru předpokládaného pokračování zlomu v lomu Sudslavice (cca $125^\circ - 130^\circ$) ZSZ směrem.

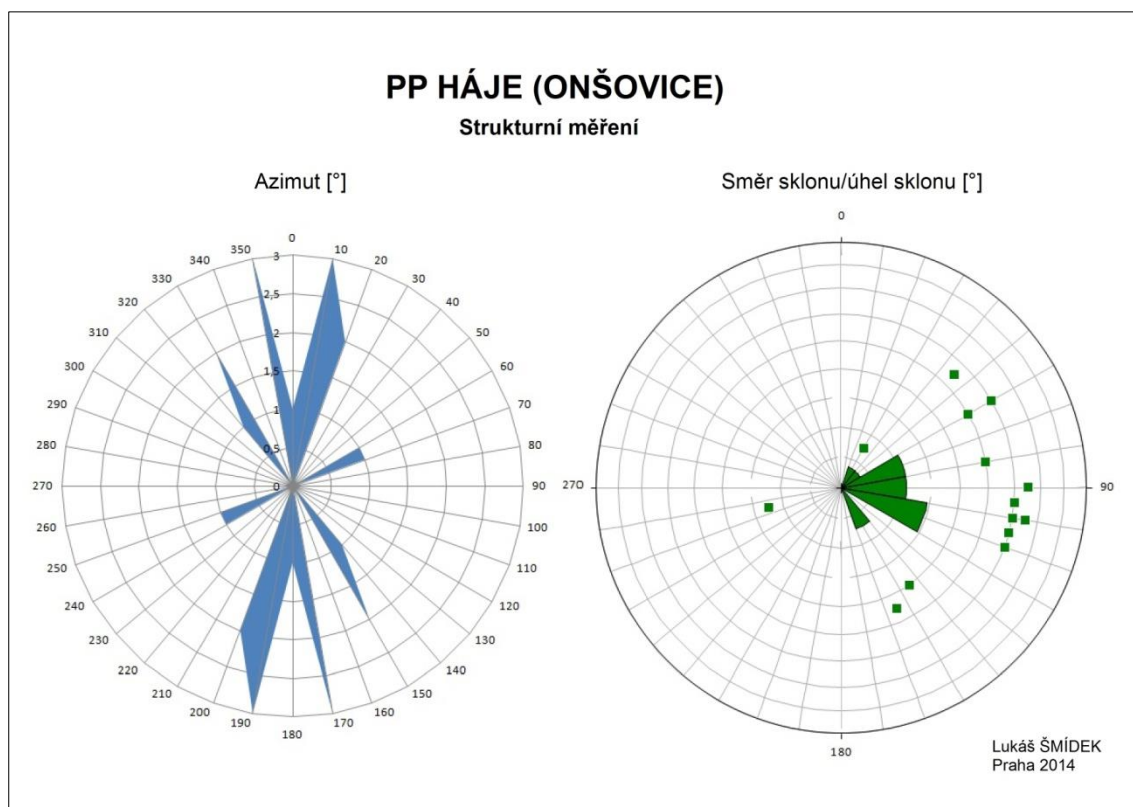


Obr. 34: Strukturní měření – Sudslavice/Lazny (zdroj: terénní výzkum)

Přesto, že tyto lokality jsou odděleny výrazným výběžkem šumavského krystalinika, náležícího pásu jednotvárné série v oblasti jihočeského moldanubika, je jejich strukturní stavba velmi podobná. Lze tedy předpokládat společný vznik a vývoj těchto oblastí, který byl přerušen novými horotvornými procesy, které tyto lokality od sebe oddělily.

4.2.7 ONŠOVICE

V této lokalitě bylo provedeno strukturní měření na vrstvách krystalického vápence na drobných skalních výchozech v PP Háje. Lokalita Háje je tvořena několika nápadnými elevacemi, jejichž podloží se nacházejí karbonátové horniny. V této lokalitě bylo provedeno pouze 15 strukturních měření, protože skalní výchoz je jen velmi malý a do značné míry podlehl vlivům eroze. PP Onšovice se nachází cca 1 km SSV od předpokládaného pokračování zlomu v lomu Sudslavice (125° - 130°) ZSZ směrem od Sudslavic.



Obr. 35: Strukturní měření – Onšovice (zdroj: terénní výzkum)

Z důvodu nízkého počtu měření v této lokalitě nepovažuji výsledky za zcela relevantní. Z grafického výstupu je i přesto však zřejmé, že v této lokalitě převažují lineární prvky s azimutem odpovídajícím přibližně S-J směru.

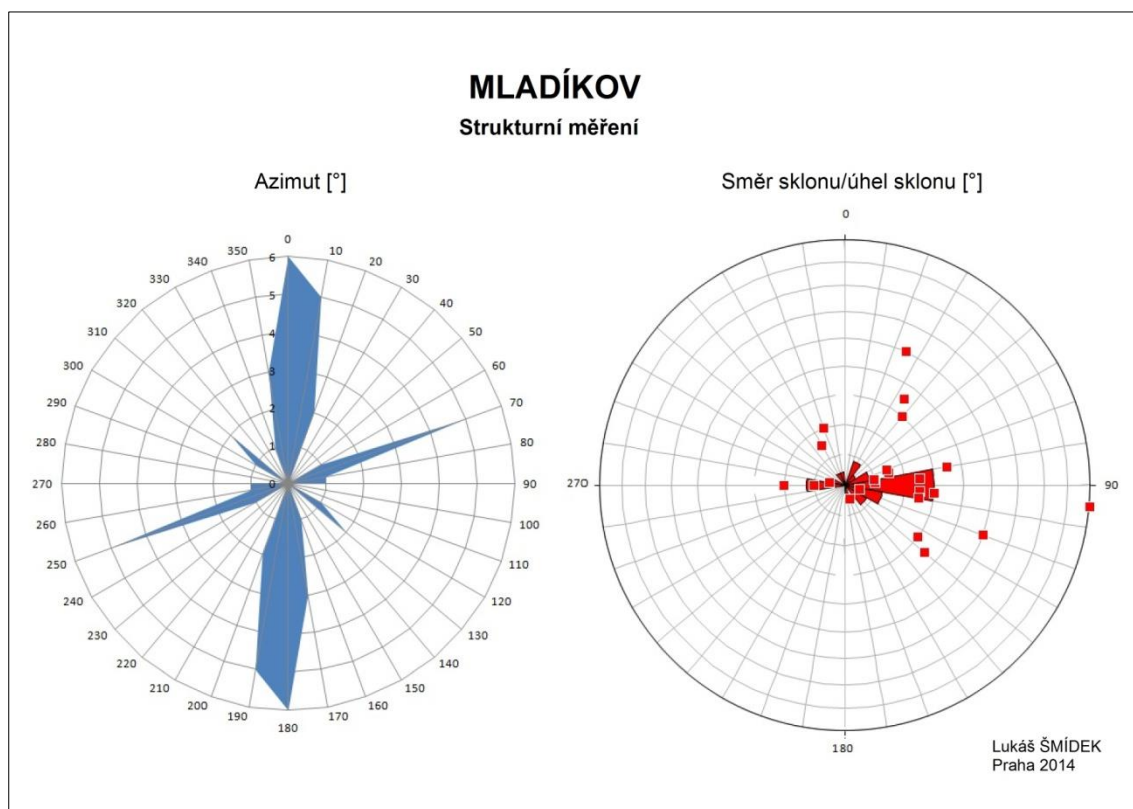
Co se týče směrů a úhlů sklonů měřených vrstev, je tento výsledek mnohem jasnější. Je patrné, že většina měřených vrstev skalního výchozu je ukloněna směrem k SV až VJV s sklonem vrstev v rozmezí 20° - 40° . Tyto hodnoty budou použity v následujících kapitolách.

Závěr - Onšovice

Přestože v této lokalitě bylo provedeno z důvodu nedostupnosti jen malé množství měření, je patrné, že tato strukturní prvky této lokalita jsou ukloněny výhradně k SV až VJV s hodnotami sklonu menšími než 40° . Ve srovnání s lokalitou Sudslavice má tato lokalita odlišné strukturní charakteristiky.

4.2.8 MLADÍKOV

Lokalitu Mladíkov tvoří nevelká čočka krystalického vápence, ve které se nachází opuštěný lom se zbytky Mladíkovské jeskyně. V Mladíkově bylo provedeno 30 strukturních měření geologickým kompasem. Většina měření byla provedena na plochách odlučnosti a viditelných vrstvách krystalického vápence v lomu. Azimuty, sklony a směry sklonů měřených lineamentů v Mladíkovské jeskyni jsou totožné s výsledky měření v lomu. Z tohoto důvodu byl z lokality Mladíkov vytvořen jediný společný výsledek. V závěru bude provedena komparace s výsledky měření v Sudslavicích a v PP Háje. Mladíkov i PP Háje leží nedaleko (cca 850 m) předpokládaného pokrčování zlomu v Sudslavicích (cca 125° - 130°) SSZ směrem od Sudslavické jeskyně, Mladíkov cca 850 m JJZ a PP Háje cca 1 km SSV.



Obr. 36: Strukturní měření – Mladíkov (zdroj: terénní výzkum)

Zkoumáme-li lokalitu Mladíkov z hlediska převládajících směrů lineací, lze vymezit 3 význačné směry. Prvním ze směrů, který v lokalitě Mladíkov výrazně dominuje, je směr s azimutem S-J směru (0°/180°). Druhým významný směr má azimut 70° (250°), což odpovídá VSV-ZJZ směru. Třetím směr je charakterizován azimutem 130° (310°). Tento azimut se v Mladíkově nevyskytuje příliš hojně, ale je důležitý, protože odpovídá šumavskému směru.

Z hlediska strukturních vlastností – směrů a úhlů sklonů měřených elementů převládají prvky se směrem sklonu k V (70° - 105°) s úhlem sklonu vyšším, než 50°. Těmto hodnotám

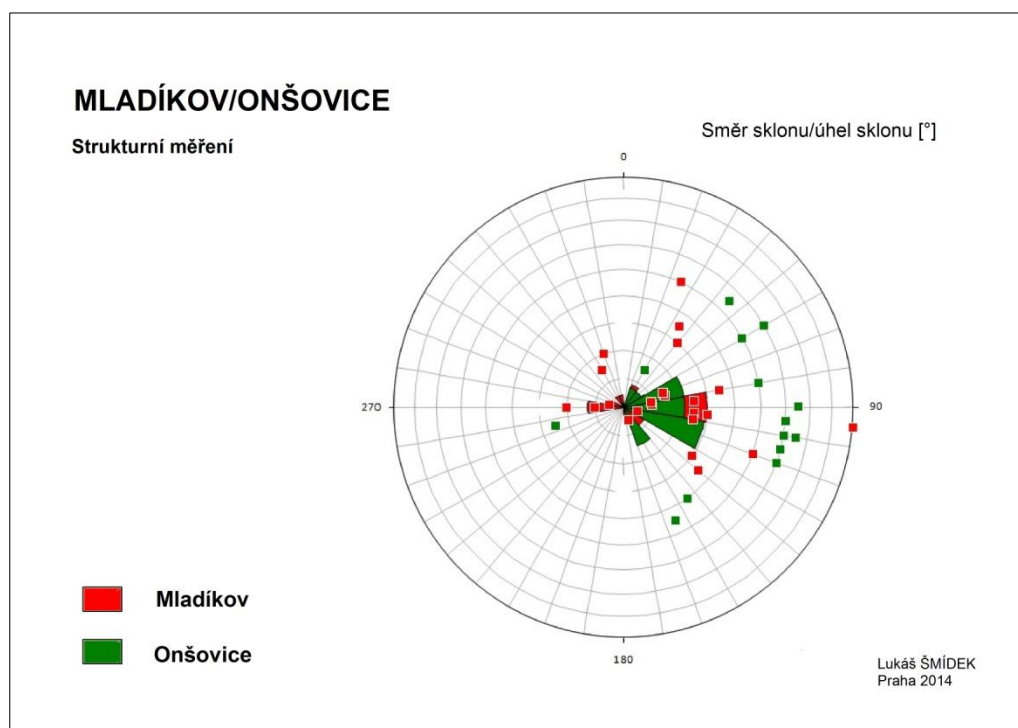
odpovídají strukturální charakteristiky vápencového souvrství. Tyto hodnoty budou využity v následující kapitole o vlivu strukturálních charakteristik na reliéf. Druhou skupinu tvoří opačně orientované sklony (270°), u nichž převládá sklon vyšší, než 75° . Vrstvy krystalického vápence, popř. plochy odlučnosti, jejichž průběh odpovídá šumavskému směru, nabývají nižších hodnot sklonů ($40^\circ - 60^\circ$) a jsou ukloněny k SSV ($25^\circ - 40^\circ$).

Závěr - Mladíkov

Mladíkov je z hlediska směrů průběhů lineací charakteristický třemi směry, S-J, VSV-ZJZ a malé míře ZSZ-VJV, což odpovídá šumavskému směru. Sklony a směry sklonů vrstev mají relativně homogenní uspořádání. Většina je ukloněna k V a Z (sklony vyšší než 50°). Ostatní směry jsou téměř zanedbatelné.

Komparace výsledků oblastí „Mladíkov“ a „Onšovice“

Při detailnějším zkoumání výsledků mezi lokalitou Mladíkov a ostatními lokalitami ležícími podél předpokládaného pokračování sudslavického zlomu bylo nejvíce similitarit zjištěno mezi lokalitami Mladíkov a Onšovice.

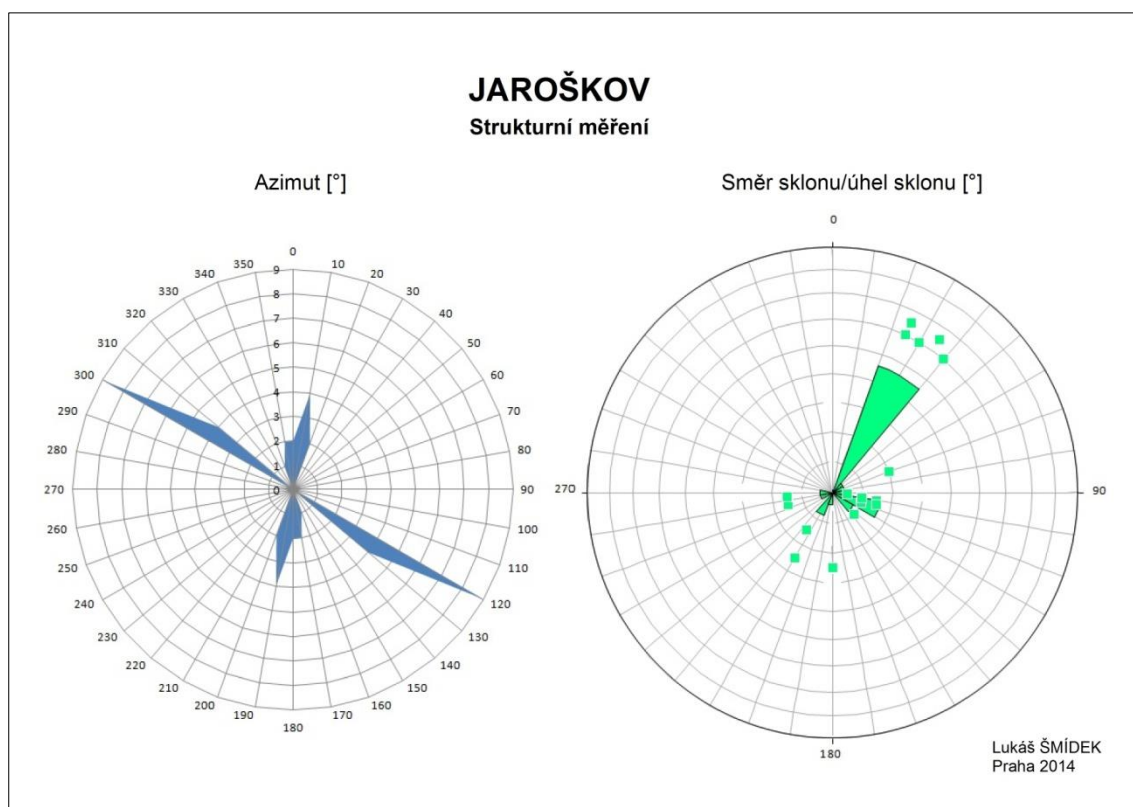


Obr. 37: Strukturální měření – Mladíkov/Onšovice (zdroj: terénní výzkum)

Největší strukturální podobnost je pozorovatelná mezi lokalitami Mladíkov a Onšovice. Zatímco převládající směr měřených elementů je velmi podobný, v lokalitě Mladíkov dosahuje většina sklonů nižších hodnot, než v lokalitě PP Háje (Onšovice).

4.2.9 JAROŠKOV

Lokalita Jaroškov je jednou z nejjihnějších a nejvýše položených dostupných lokalit v rámci sušicko-votické pestré série jihočeského moldanubika. V rámci lomu Jaroškov bylo provedeno 27 strukturálních měření geologickým kompasem, z nichž většina pochází z jižní části lomové stěny, která zatím ještě tolik nepodlehla vlivům eroze a působením vegetace. Měření byla provedena na plochách odlučnosti a viditelných vrstvách krystalického vápence v lomu.



Obr. 38: Strukturální měření – Jaroškov (zdroj: terénní výzkum)

Lom Jaroškov je z hlediska převládajících azimutálních směrů lineací charakteristický dvěma základními význačnými směry. První ze směrů koreluje se šumavským směrem a jeho azimut nabývá hodnoty 120° (300°). Druhý směr (SSV-JJZ) má azimut $10^\circ/190^\circ$.

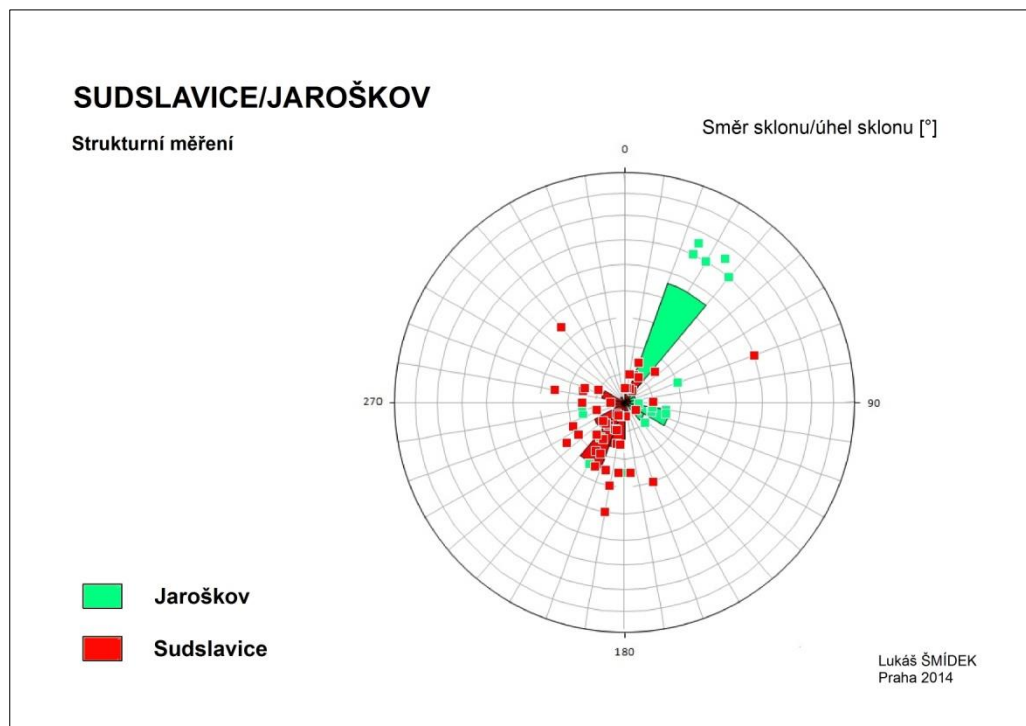
Nejvýznamnějším prvkem strukturální charakteristiky lomu Jaroškov jsou plochy odlučnosti, které jsou ukloněny SSV až SV východním směrem ($20^\circ - 40^\circ$) se sklonem $20^\circ - 25^\circ$, které odpovídají lineárním prvkům orientovaným dle šumavského směru. Další neméně významnou část představují prvky, které jsou ukloněny k VJV se sklony vyššími, než 75° . Těmto parametrům odpovídá uložení vrstev krystalického vápence. Tyto hodnoty budou využity v následující kapitole.

Závěr - Jaroškov

Z hlediska převládajících směrů lineací je Jaroškov charakteristický dvěma směry ZSZ-VJV a SSV-JJZ. Přebíhajícími strukturami jsou plochy odlučnosti (vrstvy) ukloněné k SSV až SV s nízkými hodnotami sklonů (20°- 40°) a také plochy ukloněné k VJV se sklony vyššími než 75°.

Komparace výsledků oblastí „Jaroškov“ a „Sudslavice“

Zajímavé výsledky srovnání nabízejí lokality Jaroškov a Sudslavice. Jaroškov leží 3,5 km JJZ od předpokládaného pokračování sudslavického zlomu směrem k ZSZ.



Obr. 39: Strukturní měření – Sudslavice/Jaroškov (zdroj: terénní výzkum)

Výsledky komparace oblastí „Jaroškov“ a „Sudslavice“

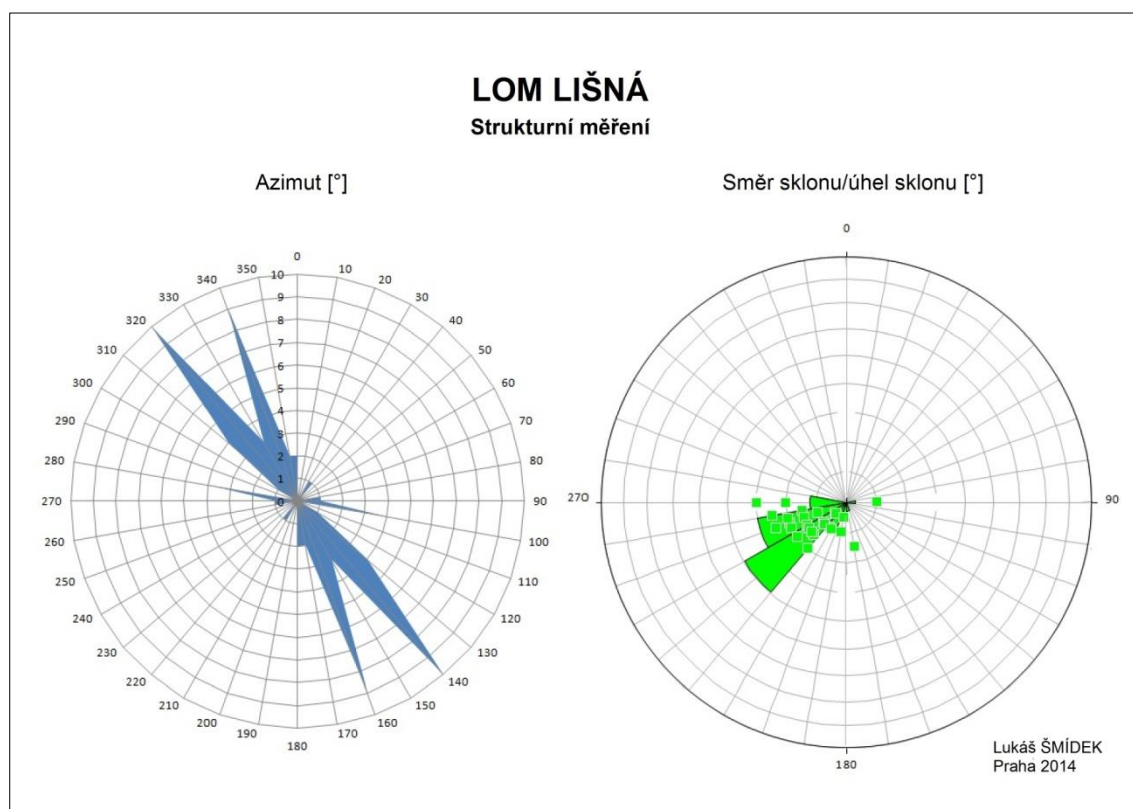
Při porovnání lokalit Sudslavice a Jaroškov je patrné, že jejich strukturní vlastnosti jsou velmi podobné a liší se jen opačně ukloněnými plochami.

4.2.10 ČEPICE

Poslední studovaná oblast se nachází v sušicko-horažďovickém pásu pestré série jihočeského moldanubika. Ve zkoumané oblasti bylo provedeno strukturní měření na dvou různých místech, která jsou od sebe oddělena údolím, u něhož je předpoklad tektonické predispozice. Dle geologických map se jedná o jednotlivé čočky krystalického vápence, které nejsou vzájemně geologicky propojeny. Na základě grafických výstupů z terénního měření bude provedena komparace jejich strukturních charakteristik.

a) Lom Lišná

Strukturní měření v lomu Lišná nedaleko Rabí byla provedena na plochách odlučnosti lomové stěny a na viditelných vrstvách krystalického vápence ve druhé jižní etáži lomu, která je nejsnáze přístupná. Celkem jsem provedl 40 Strukturních měření geologickým kompasem. Dle geologických map by se lom měl nacházet na tektonickém zlomu s azimutem cca 140°. Tento zlom se mi nepodařilo během terénního průzkumu identifikovat.



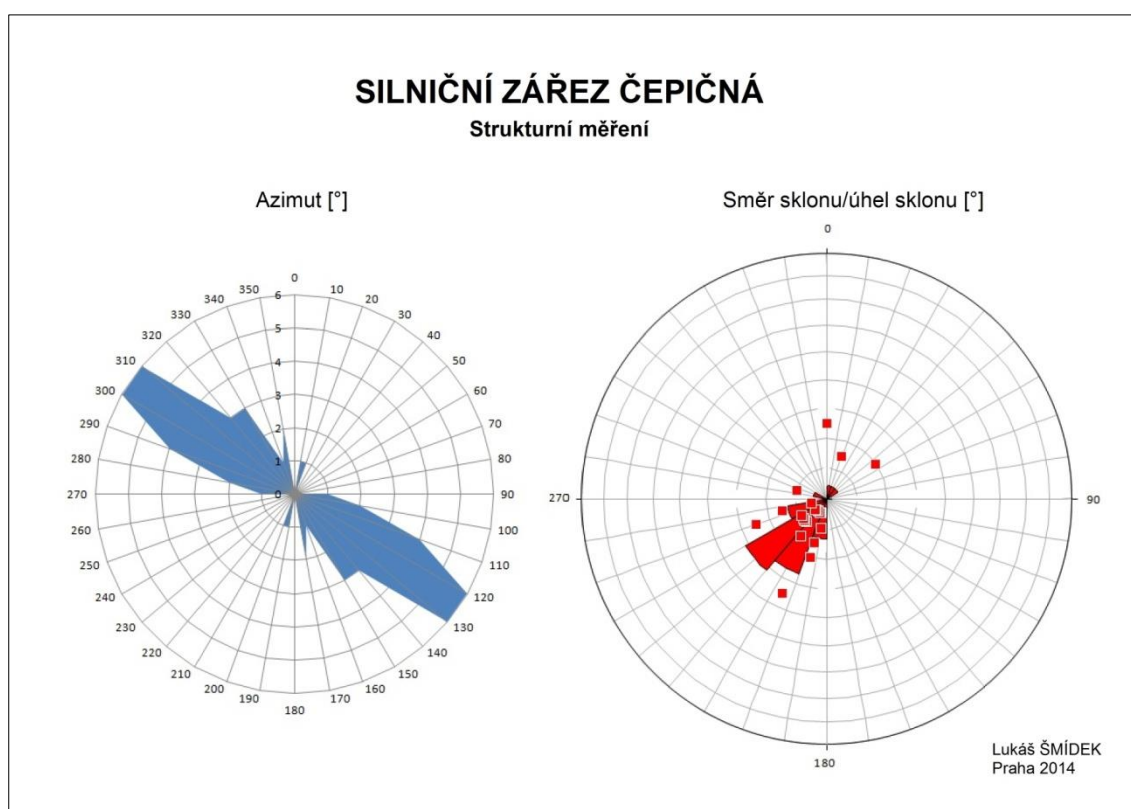
Obr. 40: Strukturní měření – lom Lišná (zdroj: terénní výzkum)

V lomu lišná lze z hlediska převládajících směrů průběhů lineací identifikovat 2 základní směry, z nichž se oba nacházejí v rozmezí SSZ-JJV a jejich azimuty jsou 140° (320°) a 160° (340°). První zmíněný směr odpovídá průběhu zlomu, který je zaznamenán v geologické mapě.

Z hlediska směrů a úhlů sklonů jednotlivých měřených prvků lze hovořit o velmi homogenním rozložení. Naprostá většina měřených ploch odlučnosti (vrstev) je ukloněna k JJZ až Z (200° - 270°). Úhly sklonů měřených prvků jsou také velmi homogenní, většina z nich nabývá hodno 65° - 85° .

b) Silniční zářez - Čepičná

Na skalním výchozu silničního zářezu mezi obcemi Čepice a Dobruška bylo provedeno celkem 30 strukturálních měření geologickým kompasem na plochách odlučnosti skalní stěny.



Obr. 41: Strukturální měření – silniční zářez Čepičná (zdroj: terénní výzkum)

Strukturální stavba skalního výchozu silničního zářezu Čepičná je z hlediska převládajících směrů lineací homogenní. Nejvíce lineárních prvků je orientováno k SZ-JV s azimutem 120° (300°) – 130° (310°). Také směr a úhel sklonu většiny měřených prvků je takřka homogenní. Většina vrstev (ploch odlučnosti) je ukloněna k JZ (190° - 250°), většinou se sklony vyššími než 70° . Zjištěné parametry vápencových vrstev jsou: směr sklonu 10° – 40° a úhel sklonu 60° – 70° . Tyto hodnoty budou použity v následující kapitole.

Závěr – Čepice

Obě zkoumané lokality v rámci oblasti Čepice mají obdobné strukturální vlastnosti. Převládá u nich SZ-JV orientace lineací a většina měření vykazuje hodnoty sklonů vyšší než 65° ve směru J až Z (190° - 270°).

4.3 Analýza vlivu strukturně-tektonické charakteristik Pošumavského krasu na reliéf v GIS

Tato kapitola bude zaměřena na posuzování vlivu strukturně-tektonických charakteristik jednotlivých lokalit Pošumavského krasu na reliéf pomocí analýzy v prostředí GIS. GIS přináší do geomorfologie mnoho možností práce s relativně přesnými daty, která mohou sloužit k vzájemnému srovnání a analýzám. Jednou z možností využití GIS je analýza digitálního modelu terénu (Jedlička, Mentlík, 2002).

Nejprve bude charakterizováno celé území Pošumaví z hlediska nadmořské výšky a svažitosti reliéfu.

Prvním analyzovaným prvkem je nadmořská výška. Mapa s vizualizací nadmořské výšky je umístěna v příloze (příloha 17). Oblast Pošumaví klesá přibližně od JZ k SV. Dobře viditelná jsou v mapě říční údolí s převládajícím směrem JZ-SV. Tento směr má většina říčních údolí již od prvního výzdvihu centrální části Šumavy (Kodym et al., 1961). Většina Pošumavského krasu se nachází v nadmořské výšce nepřesahující 600 m n. m. Druhým analyzovaným prvkem jsou sklony svahů ve zkoumané oblasti. Mapa s vizualizací sklonitosti svahů je umístěna v příloze (příloha 18). Nejvyšších hodnot sklonů dosahují svahy utvářející údolí vodních toků, kde ve většině případů nabývá sklon hodnot vyšších než 15°, nejmenší sklony jsou pozorovatelné v údolních dnech, kde se sklony pohybují nejčastěji v rozmezí 5° - 10°. Z mapy je také patrné, že většina lokalit výskytu krasových hornin se nachází na úbočích údolních svahů, z čehož vyplývá, že se v těchto lokalitách vyskytují většinou svahy s vyššími hodnotami sklonu.

Nyní budou analyzovány lokality, v nichž bylo provedeno strukturní měření, a byly u nich definovány jejich strukturně-tektonické vlastnosti (kap. 4.2.1 – 4.2.10). V této kapitole budou použity výsledky strukturního měření, které charakterizují vlastnosti (směr sklonu, úhel sklonu) vrstev krystalického vápence v jednotlivých lokalitách.

Vstupními daty, která budou sloužit k analýze, budou jednak výsledky strukturních měření v jednotlivých lokalitách, a jednak data z digitálního rastrového modelu terénu (DEM) s rastrem 10 m.

Metodika

V následujících podkapitolách budou k analýze vlivu strukturních a tektonických vlastností krystalických vápenců na reliéf použity 3 metody

- 1) Analýza vlastností svahů - příčné profily
- 2) Analýza vlivu tektoniky na průběh spádových křivek vodních toků – podélné profily
- 3) Analýza vlastností svahů na ččkách krystalického vápence a v jejich okolí – index TOBIA

Příčné profily

Pro první z analýz byly vytvořeny profily napříč údolími v blízkosti lokalit, v nichž bylo provedeno strukturní měření. Nejjednodušším způsobem analýzy příčných profilů je zkoumání jejich geometrických vlastností – tj. sklony svahů v profilu, výskyt rovin či stupňů atd. (Hartvich, 2007). Dle Ericsona et al. (2005) jsou příčné profily významným indikátorem tektonických poruch. Cílem této analýzy je zjistit, zda se svahy v místech výskytu krasových hornin odlišují od okolního reliéfu s odlišnou geologickou stavbou. V každé lokalitě jsou vymezeny alespoň 2 příčné profily tak, aby jeden z nich protínal čocku krystalického vápence a jeden odpovídal jinému horninovému podloží. Profily byly vytvořeny v digitálním modelu terénu (rastr 10 m). Profily jsou vedeny tak, aby v co možná největší míře odpovídaly směru sklonu svahu (byly kolmé na vrstevnice).

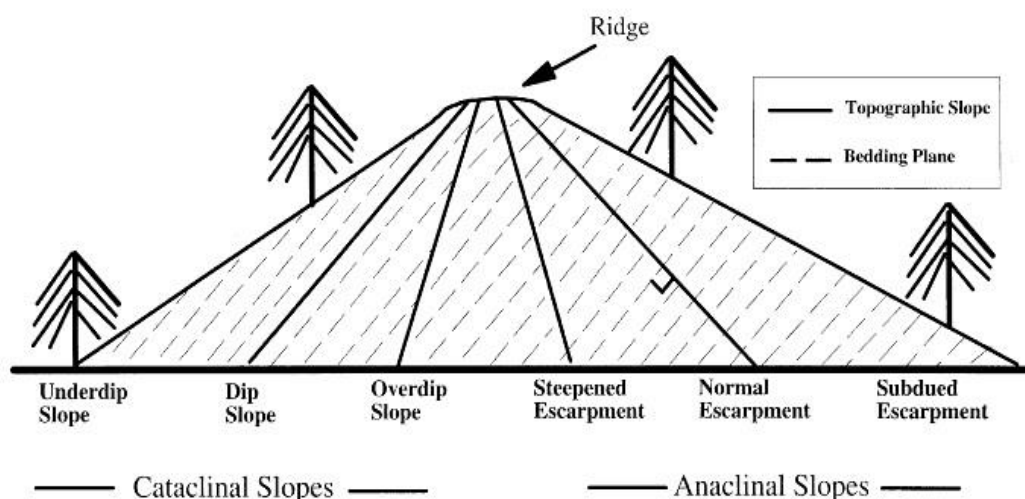
Podélné profily

Studie tvarů a anomálií na podélných profilech mohou poukazovat na současnou či neotektonickou aktivitu a tím přispět k rozšíření znalostí o neotektonickém vývoji dané lokality (Hartvich, 2005). Podélné profily, které odpovídají spádové křivce vodního toku v dané oblasti, mohou detekovat tektonická rozhraní. Zlomky se mohou projevit na změnách průběhu spádové křivky nebo na celkové orientaci daného toku (Maroukian et al., 2008). Shody v průběhu tektonických linií a orientací údolí vodních toků jsou způsobeny nižší odolností hornin podél zlomů (Chorley et al., 1985). Nejvýznamnější anomálie na spádových křivkách vodních toků se nacházejí v místech průběhu tektonických zlomů s vertikálními pohyby (Bíl, 2002). Úkolem této analýzy je zjistit, zda se průběh tektonických zlomů v lokalitách krystalických vápenců projevuje také v těchto lokalitách. Budou zde zkoumány také odlišnosti mezi průběhem spádových křivek v blízkosti krystalických vápenců a místy s jiným horninovým podložím. Podélné profily byly vytvořeny v DEM (rastr 10 m) a kopírují průběh vodního toku.

TOBIA index

Třetí analýza vychází z principů indexu TOBIA, jehož postupy jsou popsány v práci Meentemeyera et. al (2000). Autoři tohoto článku zkoumají vztah mezi uspořádáním vrstev horninového podloží a vlastnostmi svahů. Index TOBIA operuje se čtyřmi proměnnými: orientace svahů ke světovým stranám, úhel sklonu svahů, směr sklonu vrstev horniny v podloží a úhel sklonu těchto vrstev (Meentemeyer et al., 2000).

Svahy jsou rozděleny do tří základních kategorií: **kataklinální** – přibližně shodná orientace svahu a směru sklonu vrstevnatosti $\pm 45^\circ$, **ortoklinální** – přibližně kolmý směr orientace svahu na směr sklonu vrstevnatosti $\pm 45^\circ$ a **anaklinální** – přibližně opačná orientace svahu a směru sklonu vrstevnatosti $\pm 45^\circ$ (Hartvich, 2005). V této práci budou zpracovány pouze kategorie kataklinální a anaklinální svahy, aby bylo možné vymezit lokality s výskytem strukturních svahů (dip slope) a lokality, jejichž svahy jsou ukloněny opačným směrem, než vrstvy v podloží. Strukturní svahy jsou nejvíce náchylné na svahové pohyby (Easterbrook, 1999). Tyto dvě kategorie lze členit do podskupin dle následujícího schématu.



Obr. 42: Typologie svahů TOBIA (zdroj: Meentemeyer et al., 2000)

Schéma rozděluje anaklinální a kataklinální svahy dle vztahu k úhlu sklonu vrstev v horninovém podloží. Kataklinální svahy se člení na: **underdip slope** (sklon svahu $<$ úhel sklonu vrstev), **dip slope** (sklon svahu \sim sklon vrstev) a **overdip slope** (sklon svahu $>$ sklon vrstev). Anaklinální svahy se dělí na: **subdued escarpment** (sklon svahu $<$ sklon vrstev), **normal escarpment** (sklon svahu \sim sklon vrstev) a **steepened escarpment** (sklon svahu $>$ sklon vrstev) (Meentemeyer et al., 2000).

Pro vlastnosti svahů byla použita rastrová data (získaná z analýzy DEM v GIS) orientace svahů ke světovým stranám (aspect) v zájmovém území a sklony svahů (slope). Pro strukturní vlastnosti jednotlivých lokalit byla použita data získaná strukturním měřením v terénu. Následující tabulka uvádí převládající směry a úhly sklonů vrstev krystalického vápence v jednotlivých lokalitách získané terénním měřením. Tyto hodnoty budou dále použity k analýze dle indexu TOBIA.

LOKALITA	SMĚR SKLONU	ÚHEL SKLONU
Strašín, Nezdice	SV	30 - 40°
Malenice, Betaň	SSV	20 - 50°
Zechovice	SV	40 - 60
Sudslavice	SV	> 70°
Onšovice	V	30 - 40°
Mladíkov	V	> 50°
Jaroškov	VJV	> 75°
Čepičná a Lišná	SSV	60 - 70°

Tab. 2: Strukturní charakteristiky vrstev krystalického vápence

(zdroj:terénní výzkum)

Dle Hartvicha (2005) byla bodová dat z terénního měření nejprve interpolována vždy pro celou zkoumanou oblast. V tabulce (Tab. 2) jsou uvedeny převládající směry a sklony vrstev v jednotlivých lokalitách výskytu krasových hornin. Výsledky analýzy budou znázorněny v grafických výstupech vytvořených pro jednotlivé výzkumné oblasti.

V prvním kroku analýzy byly vybrány v GIS svahy s orientací odpovídající směru sklonu vrstev a svahy s orientací opačnou. V následujícím kroku byly výsledky rozděleny dle úhlů mezi sklonem svahu a sklonem vrstev podle schématu z článku Meentemeyera et al. (2000).

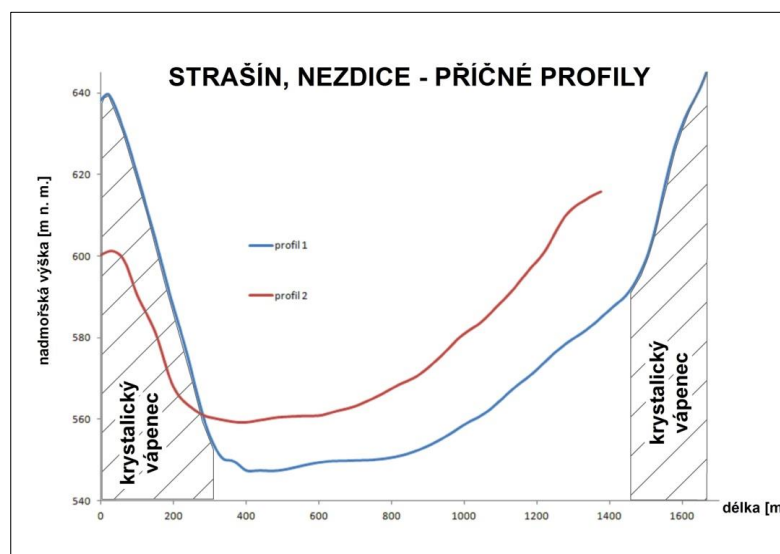
Cílem této metody je zjistit, zda se v terénu vyskytují svahy odpovídající strukturním vlastnostem, které byly zjištěny na základě strukturního měření v jednotlivých lokalitách.

Tato metoda je vhodná např. pro průzkum lokalit s hrozbou sesuvů. Kataklinální svahy jsou nejrizikovější, neboť směr sklonu vrstev koreluje se směrem sklonu nadložního svahu (srov. Hartvich, 2005).

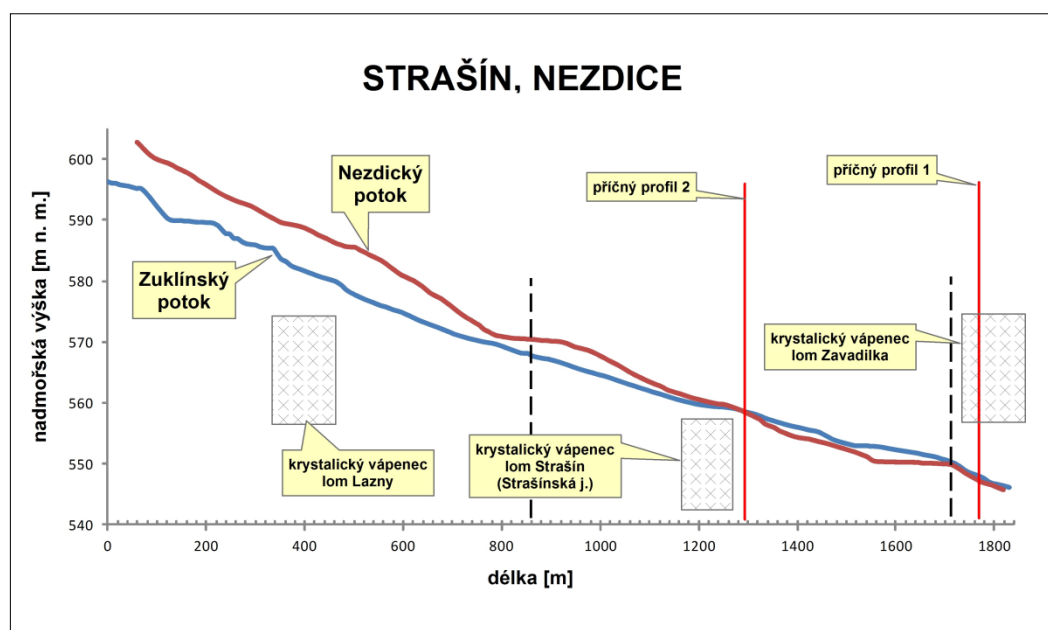
4.3.1 STRAŠÍN A NEZDICE NA ŠUMAVĚ

První ze zkoumaných lokalit „Strašín a okolí“ a „Nezdice na Šumavě“ byly sjednoceny do jedné oblasti, protože v obou lokalitách byly pořízeny obdobné výsledky strukturního měření. Pro účely analýzy TOBIA byly z výsledků strukturních měření použity ty, které odpovídají strukturním vlastnostem vrstev krystalického vápence (směr sklonu SV, úhel sklonu 30 – 40°).

Následující grafy představují výsledky analýzy příčných profilů a profilů podélných (Zuklínský potok, Nezdický potok). Příčné profily jsou v zájmové oblasti vedeny napříč údolím Nezdického a Zuklínského potoka. Profil I protíná čocky krystalického vápence na východním břehu (vlevo) a západním břehu (vpravo). Profil II neprotíná vápencové podloží.



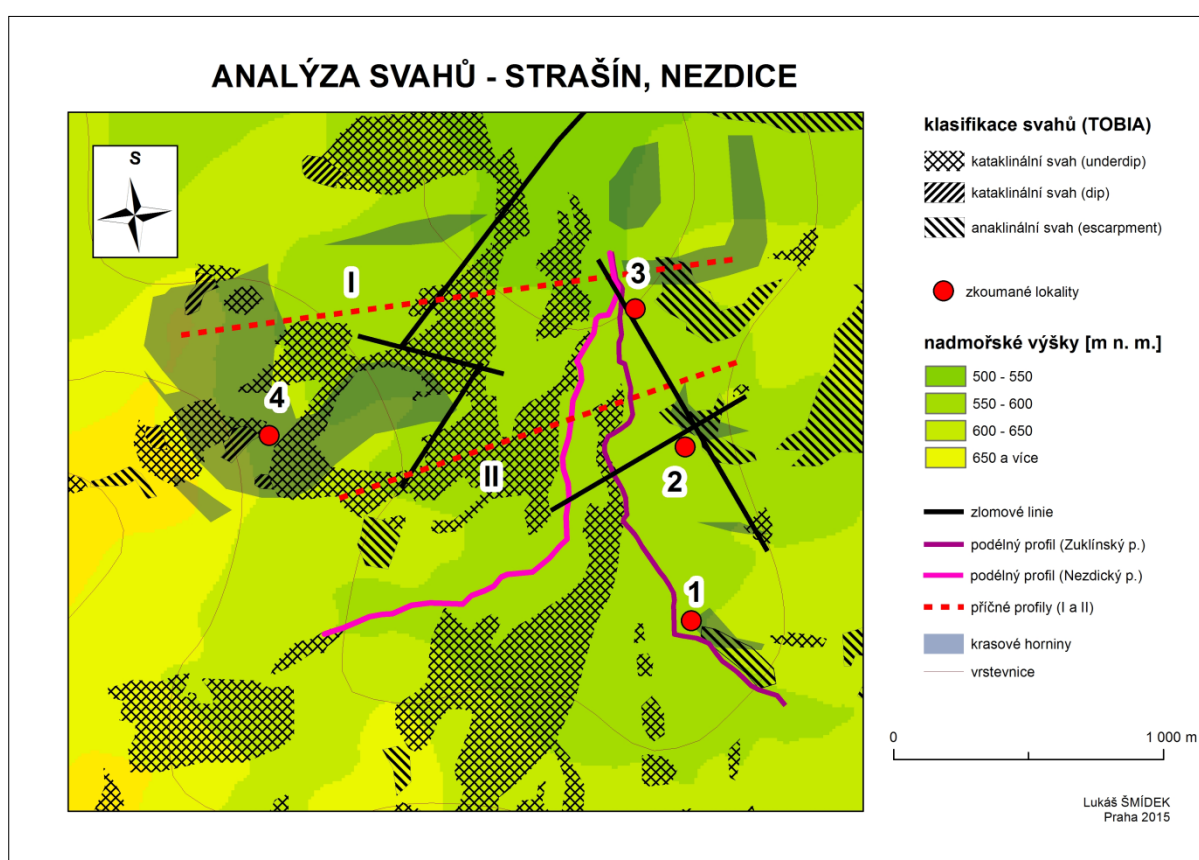
Obr. 43: Příčné profily – Strašín, Nezdice (zdroj: DEM)



Obr. 44: Podélný profil – Strašín, Nezdice (zdroj: DEM)

Z prvního grafu (Obr. 43) znázorňujícího příčné profily je patrné, že nejvyšších hodnot sklonů nabývají svahy na profilu I (Z-V) v místech, kde se v jeho geologickém podloží nachází krystalický vápenec. Druhý graf (Obr. 44) znázorňuje spádové křivky Zuklínského potoka a Nezdického potoka, které protékají zájmovou oblastí od J k S. Černé svislé přerušované linie představují místa, kde zlomy ze Strašinské jeskyně protínají tyto vodní toky. V místech zlomů a v blízkosti hornin krystalického vápence nelze pozorovat výraznější změny v průběhu spádové křivky Zuklínského potoka. V případě Nezdického potoka lze pozorovat v místě průběhu zlomové linie nedaleko lomu Zavadilka drobné změny v průběhu spádové křivky.

Následující obrázek (Obr. 45) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh příčných profilů, podélné profily (Zuklínský p., Nezdický p.), distribuci krasových hornin a průběh zlomových linií v oblasti Strašín a Nezdice.



Obr. 45: Analýza svahů – Strašín, Nezdice (zdroj: DEM, ČGS)

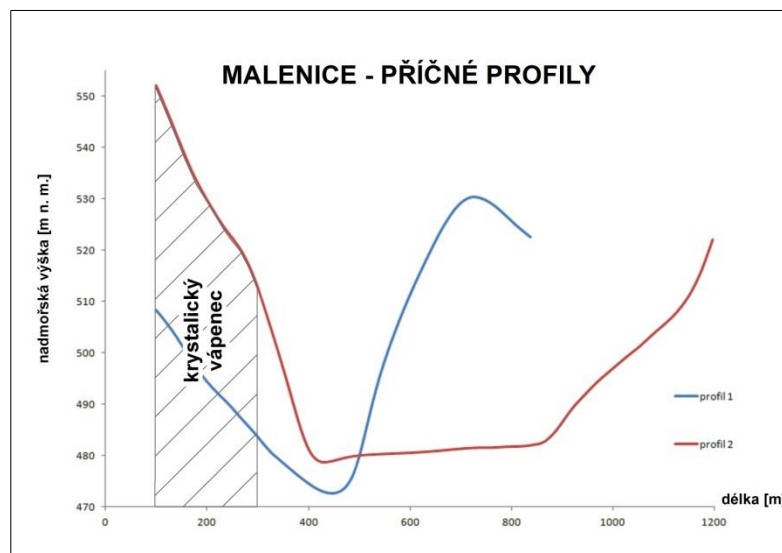
Ve zkoumané oblasti se čočky krystalického vápence rozprostírají po obou březích Nezdického a Zuklínského potoka, které odvodňují území od J k S. Strukturní měření zde bylo provedeno na 4 místech (lom Lazny – 1; lom Strašín – 2; lom Zavadilka – 3; lom Nezdice + jeskyně Fík – 4).

Kataklinální svahy se ve zkoumané oblasti nacházejí v okolí lomu Nezice (4), V a SV od tohoto lomu a také v jižní části oblasti. Až na výjimky se jedná o svahy typu „underdip“ (sklon svahů < sklon vrstev). V malé míře se můžeme setkat i se svahy typu „dip“ (sklon svahu ~ sklon vrstev). Zde se jedná o místa v blízkosti lomu Nezdice, kde část těchto hornin vystupuje Z a S od Nezdického lomu na povrch. Anaklinální typ svahů je zastoupen na V od Nezdického potoka a nachází se také v okolí lomů Lazny, Strašín a Zavadilka.

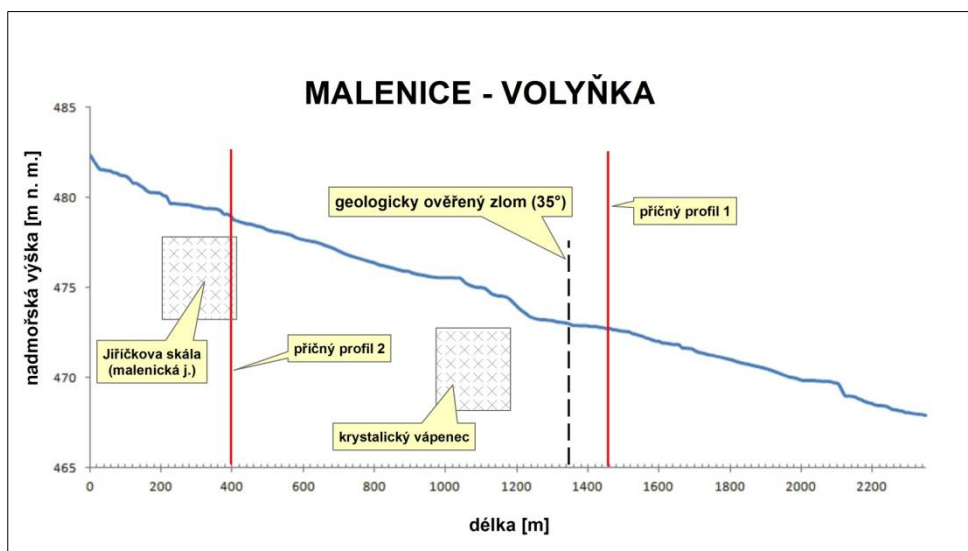
Ve zkoumané oblasti dosahují svahy na vápencovém horninovém podloží vyšších hodnot, než na jiných horninách. Distribuce čoček krasových hornin a tektonická charakteristika oblasti se na průběhu spádové křivky Zuklínského potoka příliš neodráží. Dle analýzy TOBIA se v rámci zkoumané oblasti vyskytují kataklinální svahy v Z a J části území a anaklinální ve V části území.

4.3.2 MALENICE A BETAŇ

Lokality Malenice a Betaň byly z důvodu totožných výsledků strukturních měření sjednoceny do jediné oblasti. Pro účely analýzy TOBIA byly z výsledků strukturních měření použity výsledky, které odpovídají strukturním vlastnostem vrstev krystalického vápence (směr sklonu SSV, úhel sklonu 20 - 50°). Následující grafy představují výsledky analýzy příčných profilů a profilu podélného (Volyňka).



Obr. 46: Příčné profily – Malenice (zdroj: DEM)

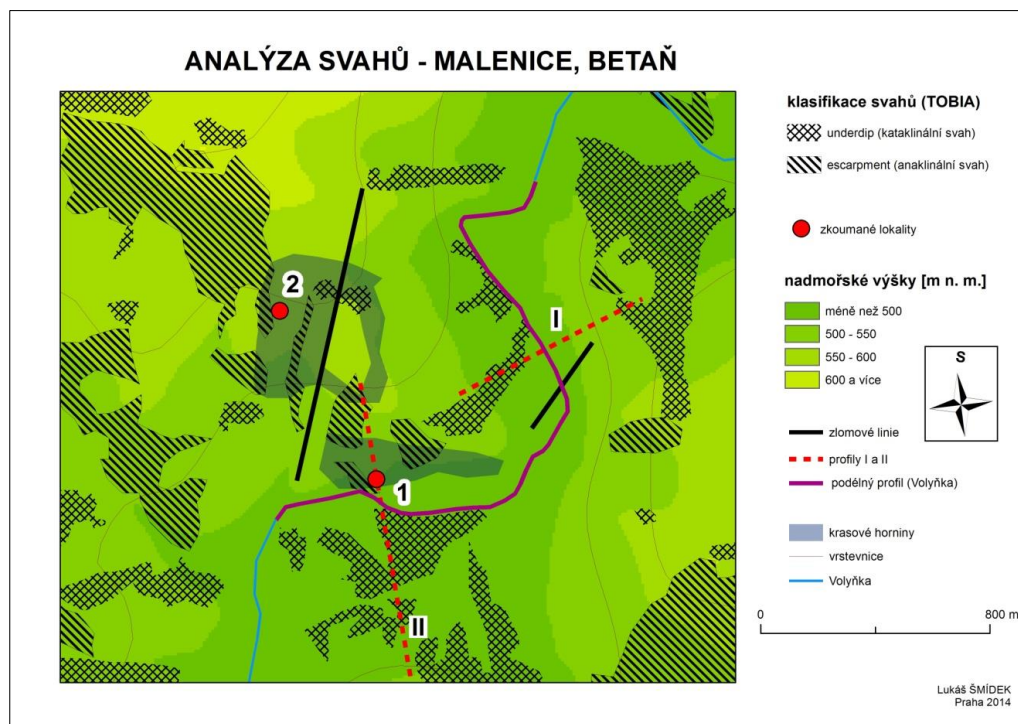


Obr. 47: Podélný profil – Malenice (zdroj: DEM)

Příčné profily (Obr. 46) vykazují vyšší hodnoty svahů na levém břehu Volyňky v místech výskytu krasových hornin v lokalitě Malenice. Profil II protíná J svah vrcholu Pátek, pod nímž se nachází Jiříčkova skála s Malenickou jeskyní. Jiříčkova skála tvoří v místě profilu nárazový břeh Volyňky, která se zde stáčí k V. Profil I se nachází cca 800 m SV od Malenické jeskyně. Příkrý svah na pravém břehu Volyňky představuje nárazový břeh. Volyňka se zde stáčí k S. Z průběhu

spádové křivky (Obr. 47) je patrné, že v místech výskytu krasových hornin a také v místě tektonického rozhraní dochází ke změnám sklonu toku.

Následující obrázek (Obr. 48) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh příčných profilů, podélný profil (Volyňka), distribuci krasových hornin a průběh zlomových linií v oblasti Malenice a Betaň.



Obr. 48: Analýza svahů – Malenice, Betaň (zdroj: DEM, ČGS)

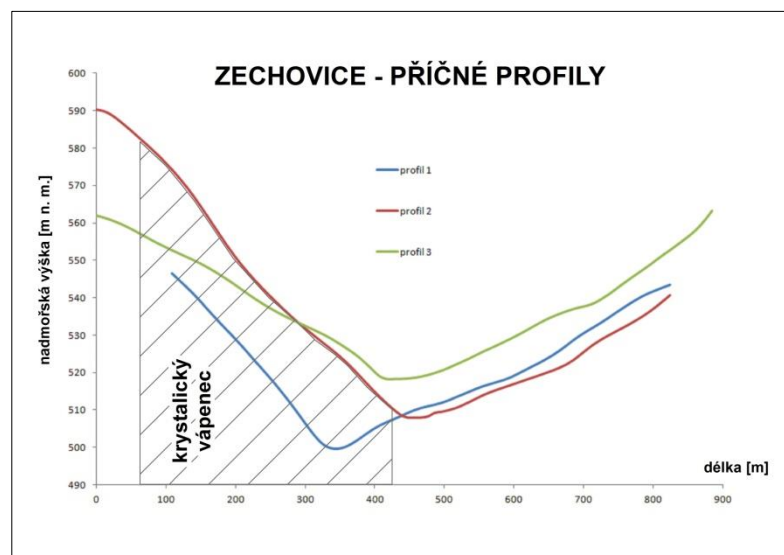
Ve zkoumané oblasti se čočky krystalického vápence rozprostírají ve střední části zkoumaného území. Strukturální měření zde byla provedena celkem na 2 místech (Malenice – 1; Betaň – 2). Ve zkoumané oblasti se nacházejí dva tektonické zlomy, jejichž průběh tvoří pravděpodobně tektonický základ částí údolí Volyňky, která územím protéká od J k S.

Z kataklinálních svahů se ve zkoumané oblasti lze setkat pouze se svahy typu „underdip“, které se vyskytují na několika místech na svazích údolí Volyňky. Na levém břehu Volyňky se kataklinální svahy nacházejí v JZ části zkoumaného území, dále tvoří SV úbočí vrchu Pátek (v místě profilu I). Na pravém břehu Volyňky se kataklinální svahy vyskytují v SV části zkoumaného území. S těmito svahy se můžeme v malé míře setkat také cca 100 m SV od Betaň (2). Anaklinální svahy se nacházejí především v JV a SZ části zkoumaného území. Tento typ svahů tvoří také část Jiříčkovy skály a vrcholu Pátek (1).

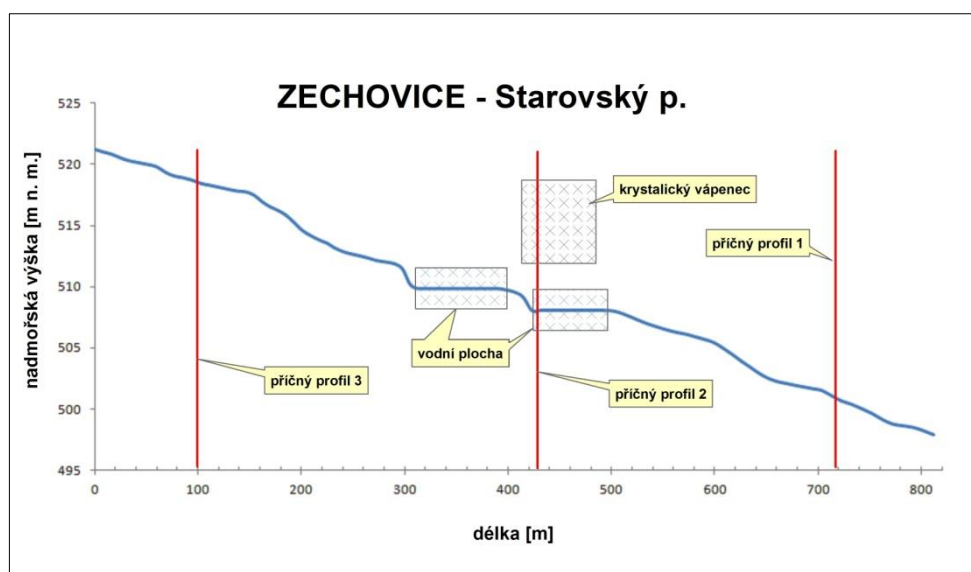
V okolí Malenic a Betaň lze pozorovat vliv distribuce krasových hornin na změny směru toku Volyňky a změny sklonu její spádové křivky. V údolí Volyňky převládají kataklinální svahy, anaklinální svahy v SZ a JV části zkoumaného území a v okolí Malenické jeskyně.

4.3.3 ZECHOVICE

Na základě terénní rekognoskace a strukturního měření byly určeny převládající směry a úhly sklonů vrstev. Převládající směr sklonu vrstev je k SV s úhlem sklonu 40 – 60°. Následující grafy představují výsledky analýzy příčných profilů v lokalitě Zechovice a profilu podélného (Starovský p.), který územím protéká od Z k V.

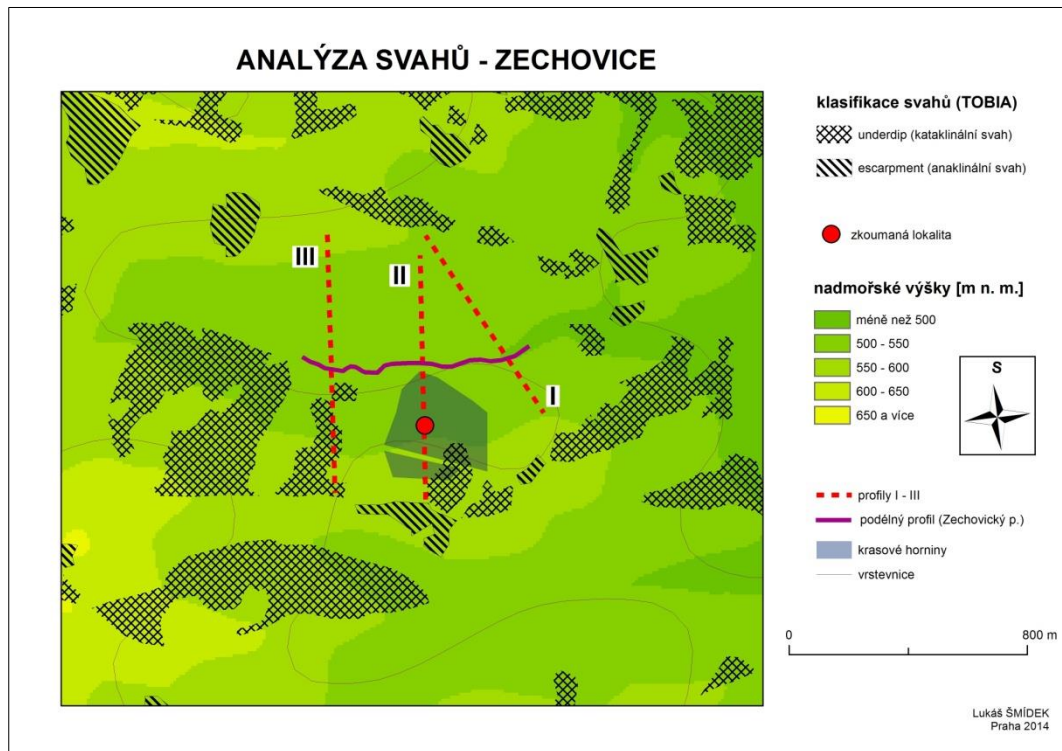


Obr. 49: Příčné profily – Zechovice (zdroj: DEM)



Obr. 50: Podélný profil – Zechovice (zdroj: DEM)

Výsledky analýzy příčných profilů (Obr. 49) nevykazují žádné výrazné rozdíly mezi sklony svahů v místech výskytu krasových hornin a mimo ně. Vliv distribuce krasových hornin na změny spádové křivky nelze zaznamenat, protože se v blízkosti krasových hornin nacházejí dva rybníky, které zkreslují průběh spádové křivky. Následující obrázek (Obr. 50) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh příčných profilů, podélný profil (Starovský p.) a distribuci krasových hornin v oblasti Zechovice.



Obr. 51: Analýza svahů – Zechovice (zdroj: DEM, ČGS)

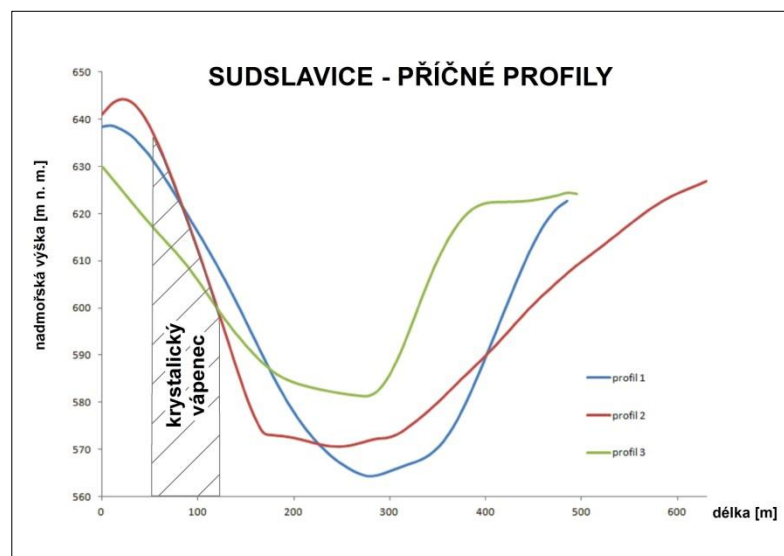
V oblasti Zechovice tvoří krasové horniny dvě oddělené čočky, na nichž bylo provedeno strukturální měření. Ve zkoumané oblasti se nevyskytují tektonické zlomy.

Kataklinální svahy typu „underdip“ tvoří nespojitě pásy. Jeden z pásů má průběh Z-V a nachází se J od lokality Zechovice. Druhý pás se nachází v S části zkoumaného území. Anaklinální svahy se v této oblasti vyskytují jen zřídka. Můžeme se s nimi setkat na JZ úbočí J od Zechovic a dále pak na úbočích svahů v SZ a SV části zkoumaného území.

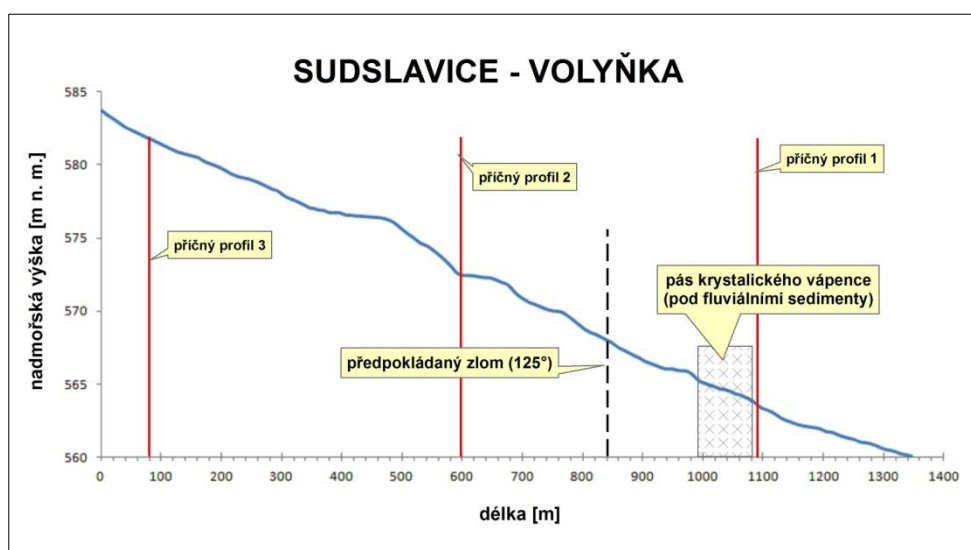
V okolí Zechovic nelze hovořit o vlivu distribuce krasových hornin na vlastnosti svahů ani o vlivu na změny v průběhu spádové křivky Starovského potoka. Z hlediska vlivu strukturálních charakteristik krasových hornin na reliéf se ve zkoumané oblasti hojně vyskytují svahy se shodnou orientací, jakou mají vrstvy v lomu Zechovice.

4.3.4 SUDSLAVICE

Převládající směr sklonů vrstev v Sudslavicích odpovídá SV směru. Hodnoty sklonu přesahují 70°. Následující grafy představují výsledky analýzy příčných profilů v lokalitě Sudslavice a podélného profilu (Volyňka).



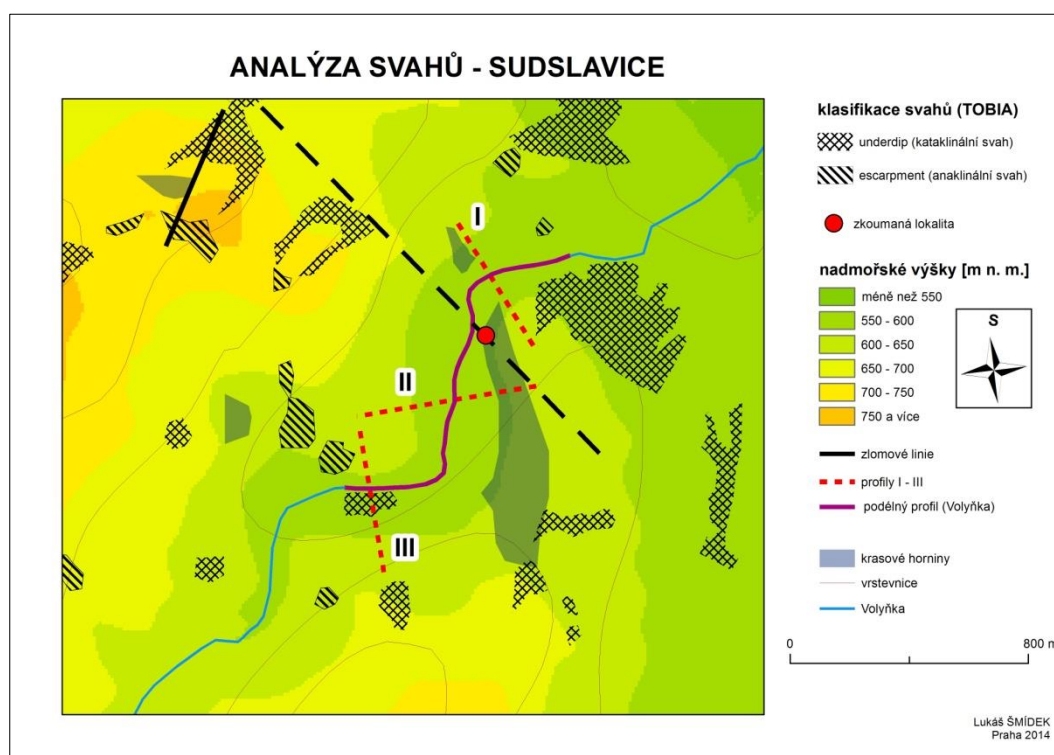
Obr. 52: Příčné profily – Sudslavice (zdroj: DEM)



Obr. 53: Podélný profil – Sudslavice (zdroj: DEM)

Příčné profily v lokalitě Sudslavice (Obr. 52) vykazují vyšší hodnoty sklonů svahů v místech výskytu krasových hornin. Profil II má počátek ve vrcholové části hřebene Opolenec, na jehož úbočí se nachází lom Sudslavice se Sudslavickou jeskyní. Podélný profil (spádová křivka) nevykazuje znatelnou změnu v místě křížení se zlomovou linií. Pozorovatelné jsou však výkyvy v jejím sklonu od cca 400 m délky podélného profilu po příčný profil I (svah na pravém břehu je zde tvořen krystalickými vápenci) a také v místě průchodu vápencového geologického podloží pod fluvialními sedimenty Volyňky.

Následující obrázek (obr. 54) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh příčných profilů, podélný profil (Volyňka), zlomovou linii a distribuci krasových hornin v oblasti Sudslavice.



Obr. 54: Analýza svahů – Sudslavice (zdroj: DEM, ČGS)

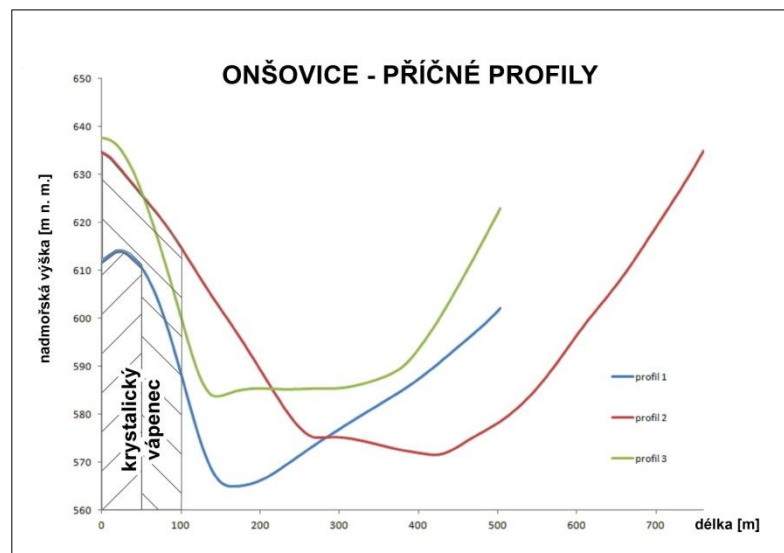
V oblasti Sudslavice tvoří krasové horniny několik drobnějších čoček a jednu čočku rozsáhlejší, ve které se nachází Sudslavická jeskyně. Zkoumanou oblastí prochází tektonický zlom (125°), který byl geofyzikálně ověřen roku 2011. Druhou zlomovou linií představuje zlom ve vrcholové části hřebene cca 1 km SZ od Sudslavice.

Kataklinální svahy typu „underdip“ se nacházejí na V a SV úbočí hřebene Opolenec a na protějším břehu Volyňky S od Sudslavic. Můžeme se s nimi v menší míře setkat také SZ od Sudslavic v blízkosti pokračování zlomu (125°) k SZ. Posledním místem výskytu je území JZ od Sudslavic v blízkosti Volyňky. Anaklinální svahy se v této oblasti vyskytují jen zřídka. Můžeme se s nimi setkat na levém břehu Volyňky JZ a S od lomu Sudslavice a také v okolí zlomu 1 km ZSZ od lomu Sudslavice.

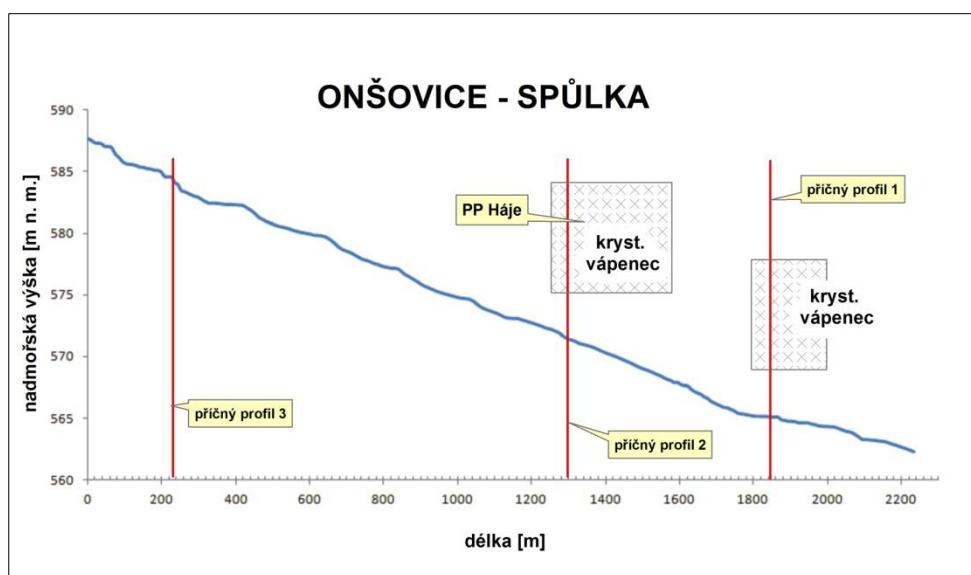
V lokalitě Sudslavice lze pozorovat vliv distribuce krasových hornin na změny sklonu spádové křivky Volyňky. Zatímco sudslavický zlom (125°) se na podélném profilu vodního toku příliš neprojevuje, pruh krystalických vápenců napříč údolím je detekovatelný. Svahy s orientací odpovídající směru sklonu vrstev se nachází především V a SV od lomu Sudslavice a také v blízkosti pokračování sudslavického zlomu k SZ. Svahy s opačnou orientací, než mají vrstvy krystalického vápence, se zde vyskytují jen v malé míře Z, SZ a S od místa strukturního měření.

4.3.5 ONŠOVICE

Pro analýzy v lokalitě Onšovice (PP Háje) byly využity výsledky strukturního měření se sklonem vrstev krystalického vápence k V s úhlem sklonu v rozmezí 30 – 40°. Následující grafy znázorňují výsledky analýzy příčných profilů v lokalitě Onšovice a podélného profilu (Spůlka).



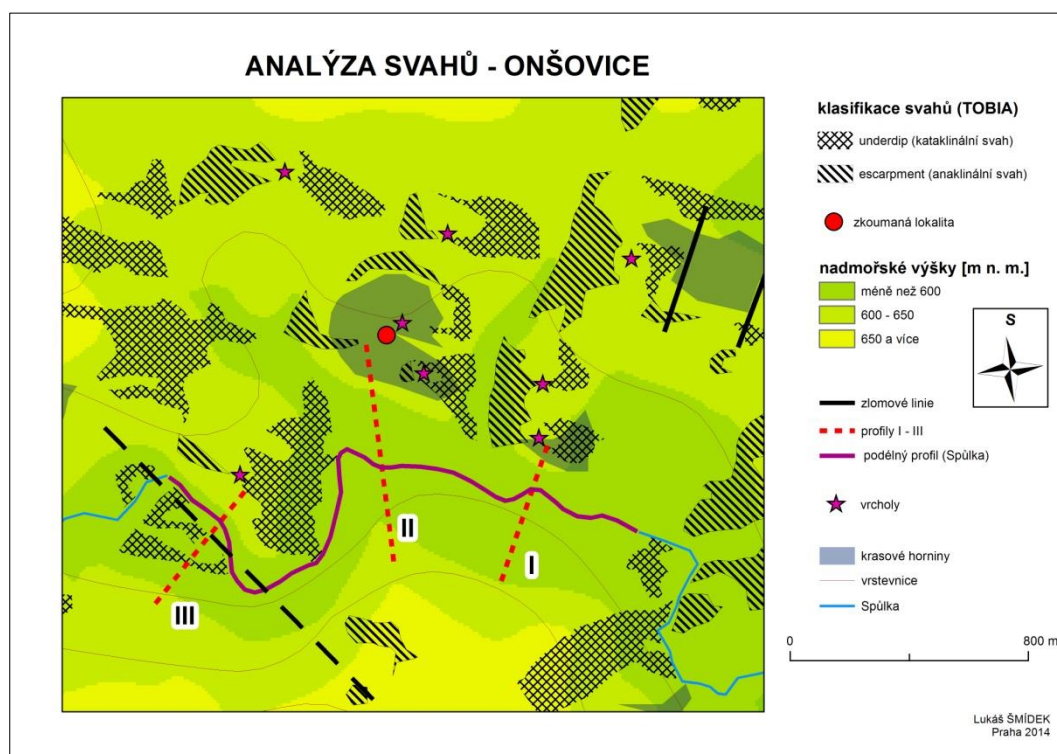
Obr. 55: Příčné profily – Onšovice (zdroj: DEM)



Obr. 56: Podélný profil – Onšovice (zdroj: DEM)

Příčné profily (Obr. 55) I a II protínají čočky krystalických vápenců, profil III se nachází pouze na nekrasovém horninovém podloží. Dle výsledků této analýzy nelze jednoznačně říci, že reliéf na krystalických vápencích dosahuje vyšších hodnot sklonů, než je tomu na jiném horninovém podkladu. Z profilů I a III je patrné, že svahy na levém břehu Spůlky jsou strmější, než svahy na břehu opačném. Spádová křivka (Obr. 56) vykazuje drobné změny sklonu toku v blízkosti krasových hornin v místě příčného profilu I, kde dochází ke snížení sklonu toku.

Následující obrázek (Obr. 57) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh příčných profilů, podélný profil (Spůlka), zlomovou linii, distribuci krasových hornin a kótované vrcholy v oblasti Onšovice.



Obr. 57: Analýza svahů – Onšovice (zdroj: DEM, ČGS)

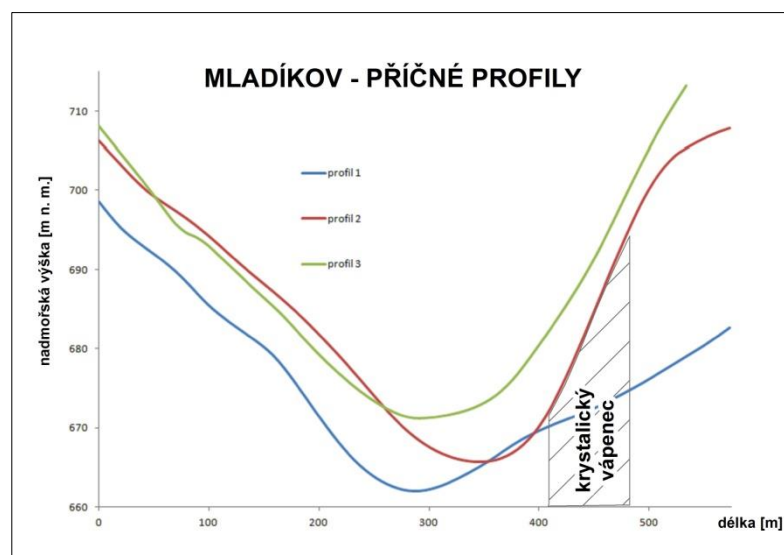
Oblast Onšovice je typická kopečky, jejichž geologické podloží je tvořeno karbonáty. V oblasti se nachází několik zlomů. Hlavní zlomovou linií představuje předpokládané pokračování zlomu (125°) SZ od Sudslavic. Pokračování zlomu v této části nebylo prozatím geofyzikálně prokázáno, ale směr údolí Spůlky odpovídá směru pravděpodobného pokračování tohoto zlomu. Je zde předpoklad tektonické predispozice údolí.

Kataklinální svahy typu „underdip“ se hojně vyskytují v celé zkoumané oblasti. Na S od údolí Spůlky tvoří V svahy elevací. Na pravém břehu Spůlky se s tímto typem svahů můžeme setkat v JV části zkoumaného území. Anaklinální svahy se v této oblasti vyskytují v menší míře, než svahy kataklinální. S od Spůlky tvoří Z svahy elevací, J od Spůlky se nacházejí v blízkosti předpokládaného pokračování zlomu ze Sudslavic.

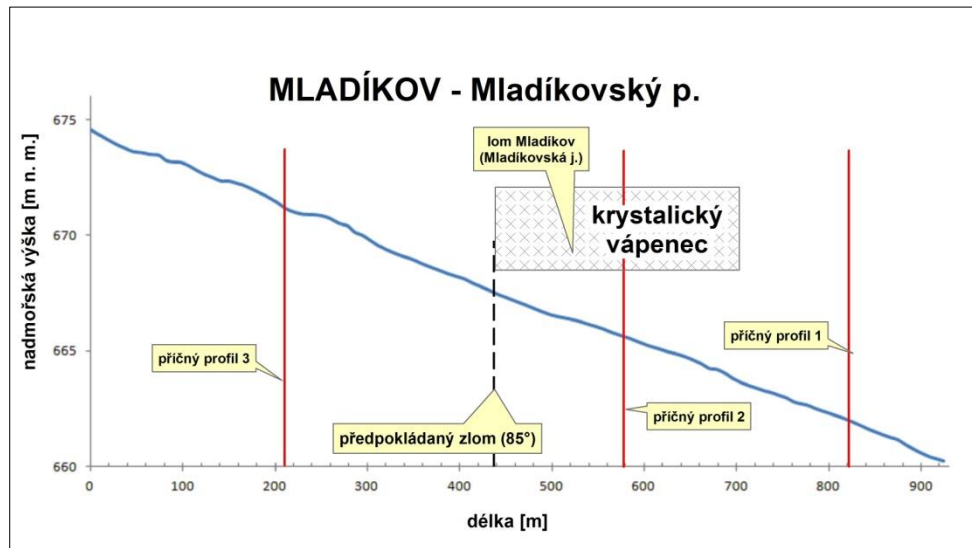
V oblasti Onšovice nebyl zjištěn rozdíl ve sklonech svahů mezi lokalitami s vápencovým podložím a lokalitami tvořenými jiným horninovým podkladem. U profilů I a III jsou svahy na levém břehu Spůlky strmější, než na pravém. Tato skutečnost může být dána tektonickým základem tohoto údolí. V celém zkoumaném území se hojně vyskytují svahy, které svým směrem sklonu odpovídají směru sklonu vrstev karbonátových hornin v podloží.

4.3.6 MLADÍKOV

V lomu Mladíkov byl na základě terénní rekognoskace a strukturního měření určena převládající orientace sklonu vrstev karbonátových hornin k V s úhlem sklonu větším než 50° . Následující grafy znázorňují příčné profily údolím Mladíkovského potoka, výskyt karbonátových hornin v podloží a spádovou křivku Mladíkovského potoka.



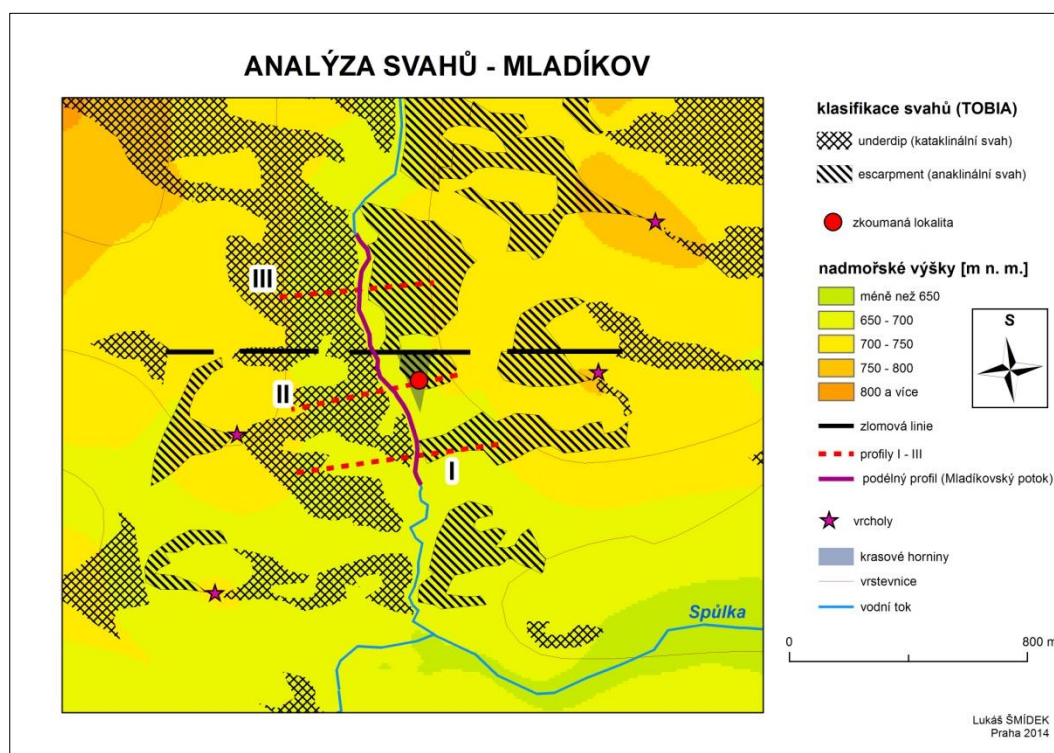
Obr. 58: Příčné profily – Mladíkov (zdroj: DEM)



Obr. 59: Podélný profil – Mladíkov (zdroj: DEM)

Příčné profily (Obr. 58) I a III se nacházejí mimo krasové horninové podloží. Profil II protíná čočku krystalického vápence. Sklon svahu na V břehu Mladíkovského potoka dosahuje nejvyšších hodnot v místě výskytu karbonátových hornin. Distribuce krasové horniny v této lokalitě ani předpokládaný zlom (85°) se na spádové křivce Mladíkovského potoka neprojevují.

Následující obrázek (Obr. 60) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh příčných profilů, podélný profil (Mladíkovský p.), zlomovou linii, distribuci krasových hornin a kótované vrcholy v oblasti Mladíkov.



Obr. 60: Analýza svahů – Mladíkov (zdroj: DEM, ČGS)

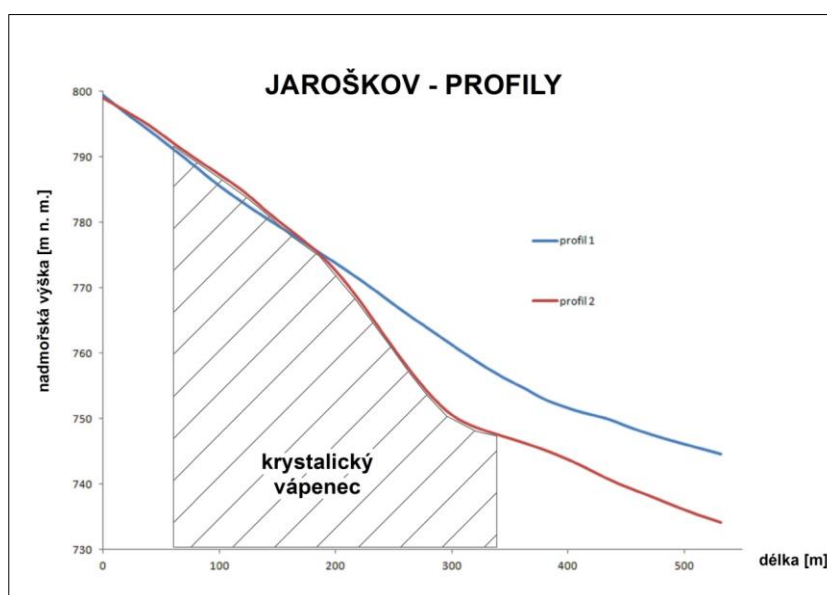
Okolí lomu Mladíkov je z většiny tvořeno V a Z svahem údolí Mladíkovského potoka. Střední částí zkoumané oblasti prochází pravděpodobně zlom ve směru V – Z

Kataklinální svahy typu „underdip“ tvoří rozsáhlé plochy na svazích V od Mladíkovského potoka a můžeme se s nimi setkat také ve východní části zkoumaného území. Anaklinální svahy se naopak vyskytují na levém břehu Mladíkovského potoka (protéká od S k J) a také v Z části zkoumaného území, kde tvoří Z svahy elevací Z až JZ od lomu Mladíkov.

Svahy na krasových horninách dosahují ve zkoumané oblasti vyšších hodnot, než svahy na jiném geologickém podloží. Distribuce krystalického vápence ani linie předpokládaného zlomu (V-Z) se neprojevují na změnách sklonu spádové křivky Mladíkovského potoka. Svahy odpovídající orientaci směru sklonu vrstev karbonátových hornin se nacházejí převážně na Z od Mladíkovského potoka a ve V části zkoumaného území. Se svahy s opačnou orientací se setkáváme převážně na V břehu Mladíkovského potoka a částečně v Z části zkoumaného území, kde tvoří Z svahy elevací.

4.3.7 JAROŠKOV

Lom Jaroškov je nejvýše položenou lokalitou, v níž bylo v rámci Pošumavského krasu provedeno strukturní měření (mapy.cz). Převládající směr sklonu vrstev krystalického vápence se zde pohybuje v rozmezí 100 – 130° (~VJV) a sklony dosahují hodnot vyšších než 75°. Následující graf znázorňuje 2 profily. Profil 1 (jižně od lomu Jaroškov) neprochází územím, jehož geologický podklad tvoří kasové horniny. Profil 2 je veden přes čočku krystalického vápence, na níž bylo provedeno strukturní měření. V této lokalitě nebyl sestrojen podélný profil, protože se v blízkosti nenachází k tomu vhodné údolí s vodním tokem.

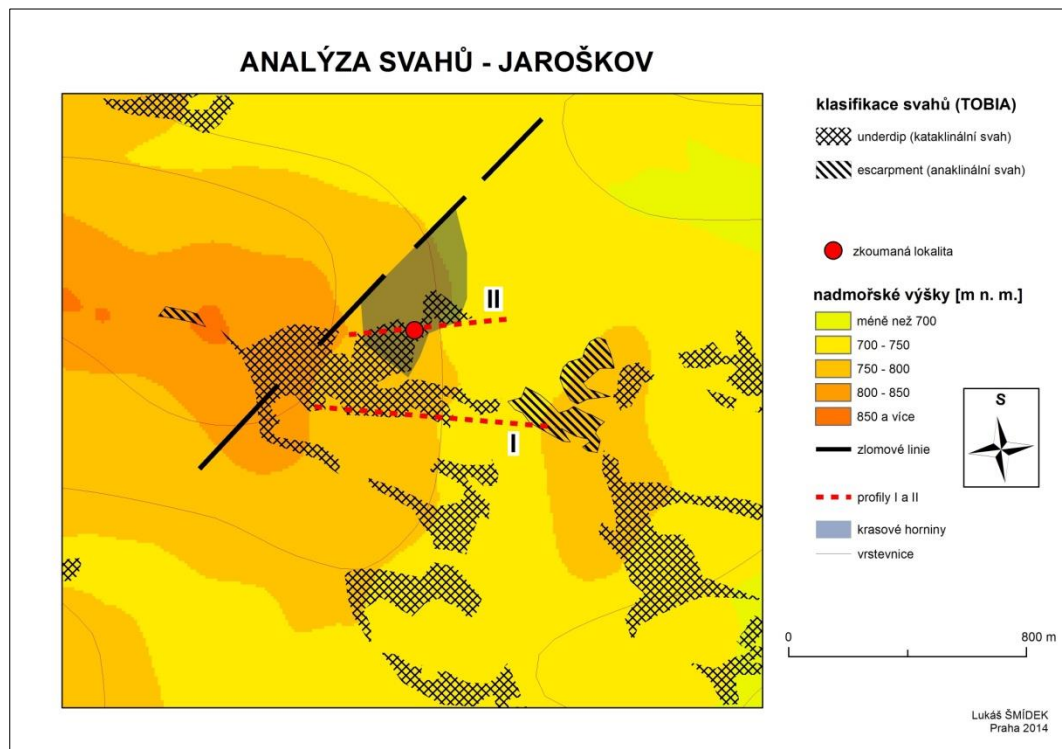


Obr. 61: Profily – Jaroškov (zdroj: DEM)

V lokalitě Jaroškov dosahují sklony svahů v místě výskytu krasových hornin vyšších hodnot než v okolí, které je tvořeno jinými horninami.

Následující obrázek (Obr. 62) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh (příčných) profilů, zlomovou linii a distribuci krasových hornin v oblasti Jaroškov.

Lom Jaroškov se nachází na SV úbočí hřebene s orientací Z-V. SZ okraj čocky krystalického vápence je pravděpodobně lemován zlomem JZ-SV (ČGS). Lineární prvky orientované dle směru tohoto předpokládaného zlomu nebyly na základě strukturního měření a terénní rekognoskace zjištěny. Kataklinální svahy typu „underdip“ tvoří částečně V až JV úbočí elevace, na níž se nachází lom Jaroškov. Dále se s nimi můžeme setkat v JV části zkoumaného území. A a v malé míře také na SZ okraji zkoumané oblasti. Anaklinální svahy (escarpment subdued) se v rámci zkoumaného území vyskytují jen zřídka. Nacházejí se na hřebeni Z od lomu Jaroškov a částečně tvoří západní úbočí elevace V až VJV od této lokality.



Obr. 62: Analýza svahů – Jaroškov (zdroj: DEM, ČGS)

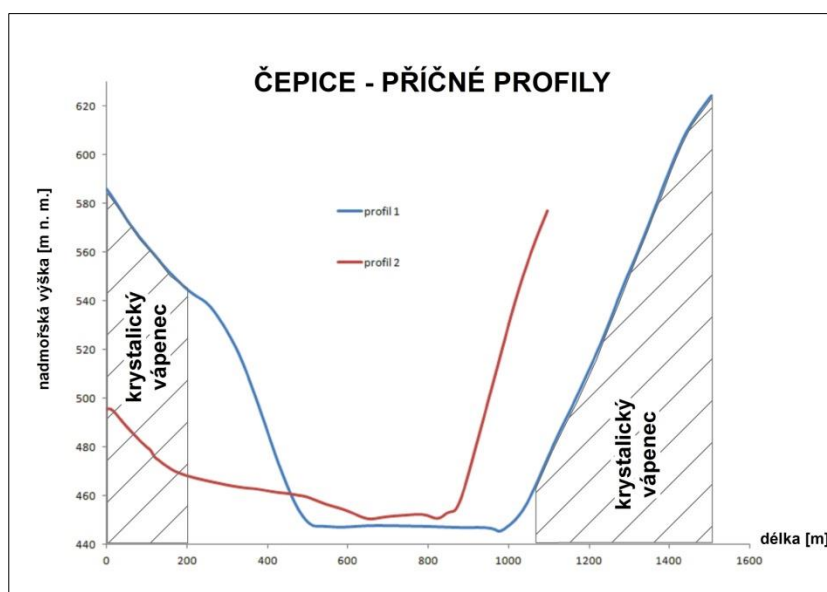
Oblastí Jaroškov nebyl veden podélný profil (spádová křivka) údolím vodního toku. Není tedy možné hodnotit vliv distribuce krasových hornin na změny sklonu spádové křivky. Na základě výsledků příčných profilů lze říci, že ve zkoumané oblasti dosahují svahy v místě výskytu krasových hornin vyššího sklonu než na jiných horninách. Svahy, jejichž směr sklonu odpovídá směru sklonu vrstev získanému strukturálním měřením, se nacházejí v blízkosti lomu Jaroškov a J až JV od této lokality. Svahy s opačnou orientací se zde vyskytují jen ojediněle V a Z od lokality strukturálního měření. Směr průběhu předpokládaného zlomu (45°) nebyl na lineamentech lomu Jaroškov detekován.

4.3.8 ČEPICE

Oblast Čepice byla z důvodu většího rozsahu rozdělena na dvě samostatné části. První část (Čepičná) zkoumaného území je tvořena údolím Otavy, která územím protéká od ZJZ k VSV. Lokalitou strukturního měření je zde silniční zářez na J úbočí vrchu Čepičná (671 m n. m.), kde se nachází stejnojmenná PR (mapy.cz). Druhou část (Lišná) tvoří údolí Budětického potoka (levostranný přítok Otavy) mezi vrchy Chanovec a Lišná (mapy.cz). V obou částech (Čepičná a Lišná) byla na základě strukturního měření zjištěna převládající orientace sklonu vrstev karbonátových hornin k SSV se sklonem 60 – 70°. Podélný profil (Obr. 68). Otavy byl z důvodu výskytu zlomových linií napříč údolím protažen až za hranice území, v nichž byla provedena analýza svahů.

Čepičná

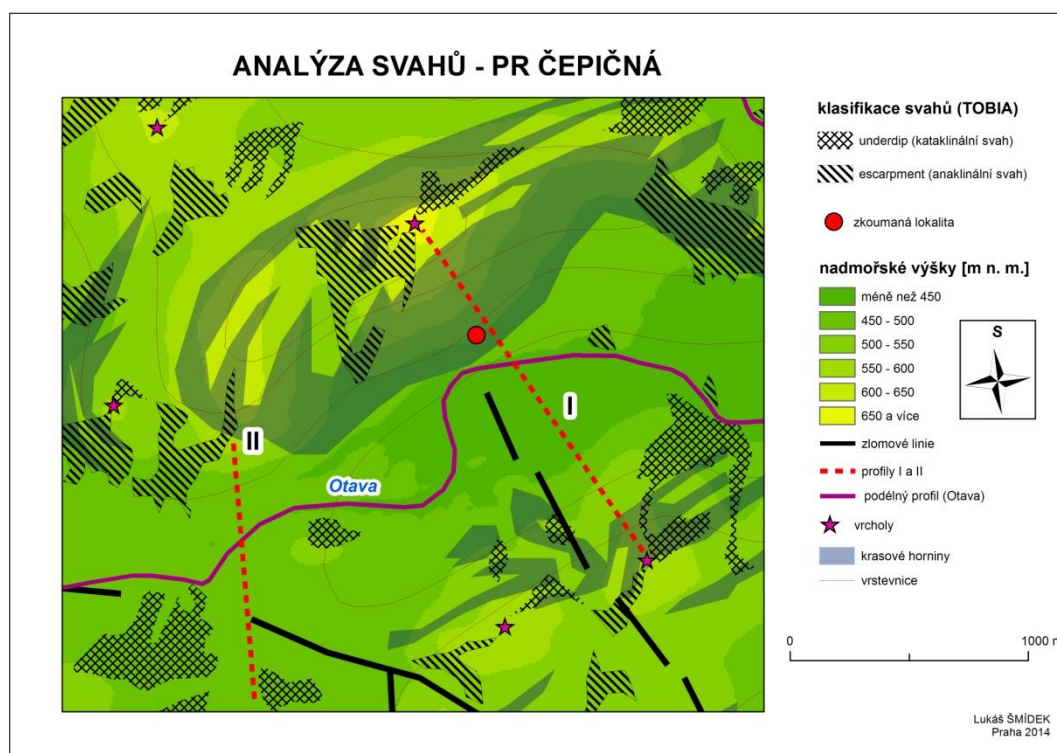
Následující graf znázorňuje příčné profily údolím Otavy s výskytem karbonátových hornin v podloží. Pravá část grafu představuje S břeh Otavy. Zde bylo na čočce krystalického vápence na úbočí vrchu Čepičná provedeno strukturní měření na skalní stěně tvořící silniční zářez. Levá část grafu odpovídá svahům na J od Otavy. Profil 1 je veden přes čocky krystalických vápenců. Profil 2 prochází územím, jehož geologický podklad tvoří nekrasové horniny.



Obr. 63: Příčné profily – Čepičná (zdroj: DEM)

Z výsledného grafu příčných profilů údolím Otavy nelze prokázat vliv distribuce krystalických vápenců na sklon svahu. Nejvyšší hodnoty sklonu dosahuje svah u profilu 2 na nekrasovém geologickém podloží.

Následující obrázek (Obr. 64) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh příčných profilů v údolí Otavy, zlomové linie, distribuci krasových hornin, kótované vrcholy a část podélného profilu (spádové křivky) Otavy v oblasti Čepičná.



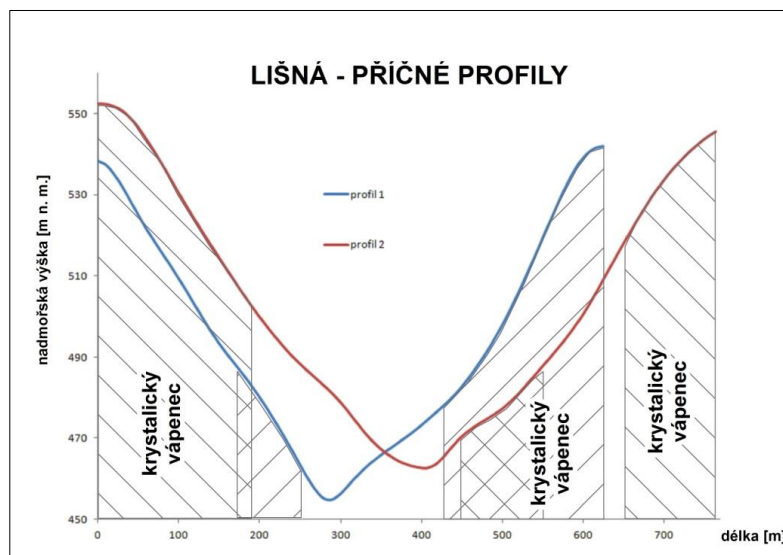
Obr. 64: Analýza svahů – Čepičná (zdroj: DEM, ČGS)

Lokalita strukturálního měření se nachází na JJV úbočí hřebene Čepičná na levém břehu Otavy (mapy.cz). Krasové horniny zde tvoří výraznou část hřebene ZJZ-VSV Čepičná, a s drobnějšími ččkami karbonátů se můžeme setkat i na opačném břehu Otavy, kde tvoří část hřebene orientovaného ve směru ZJZ-VSV. Předpokládané zlomové linie (ČGS) neprotínají údolí Otavy.

S Kataklinálními svahy typu „underdip“ se na S od Otavy můžeme setkat na SV úbočí hřebene Čepičná, SV od vrcholu Čepičná (má zde počátek příčný profil 1) a v SZ části zkoumaného území. Tento typ svahů tvoří též SV úbočí hřebene J od Otavy a můžeme ho nalézt také v JZ části zkoumaného území. Anaklinální svahy se nacházejí ve V, střední, SZ a Z části hřebene Čepičná a v menší míře v hřebenové části J od Otavy.

Lišná

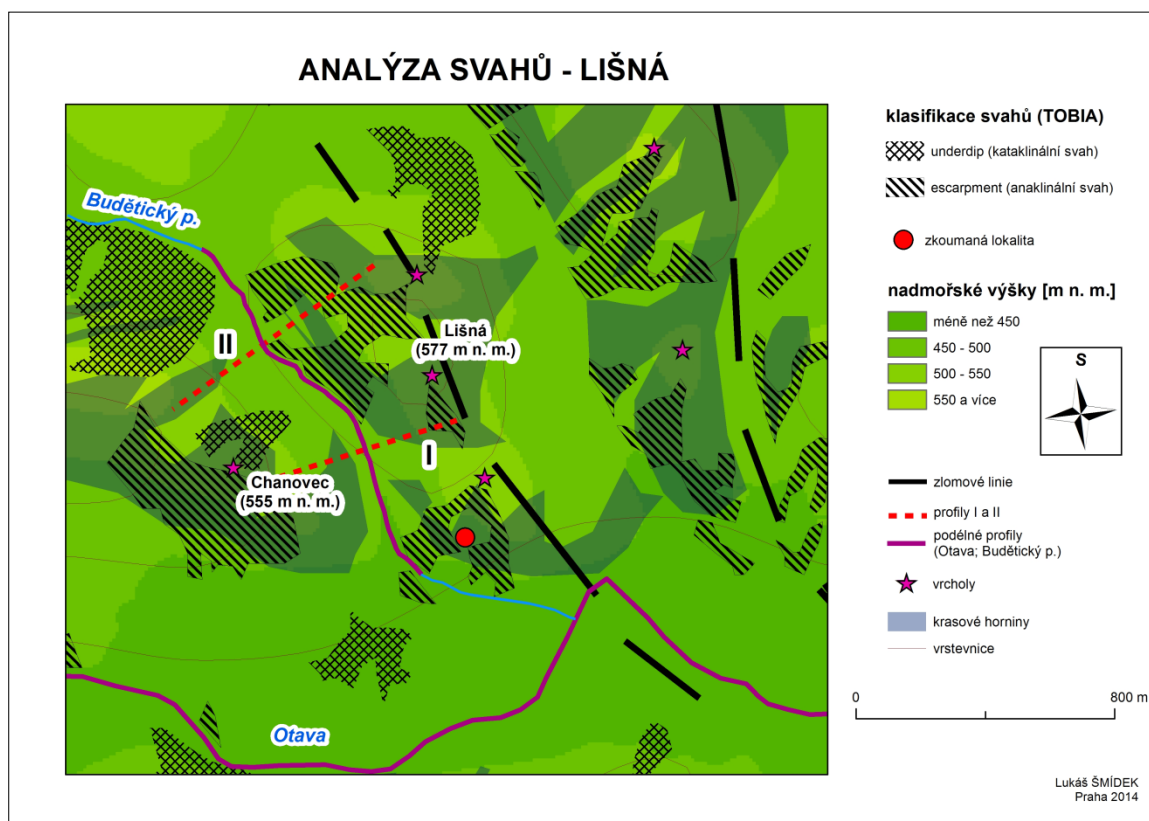
Následující graf (Obr. 65) znázorňuje příčné profily údolím Budětického potoka, který zkoumaným územím protéká od SZ k JV. Oba tyto profily z části prochází územím, jehož geologické podloží je tvořeno krasovými horninami, protože v této oblasti tvoří krystalické vápence většinu podloží vrcholů Lišná, V od Budětického potoka (levá část grafu), a Chanovec (pravá část grafu), který se nachází Z od tohoto vodního toku.



Obr. 65: Příčné profily – Lišná (zdroj: DEM)

Z výsledků grafu příčných profilů údolím Budětického potoka v oblasti Lišná nejsou patrné rozdíly mezi sklony svahů v místech s vápencovým podložím a místy na jiném horninovém podkladu.

Následující obrázek (Obr. 66) znázorňuje výsledky analýzy TOBIA, průběh příčných profilů, zlomové linie, distribuci krasových hornin, kótované vrcholy, podélný profil Budětického potoka a část podélného profilu Otavy (J od lokality Lišná).



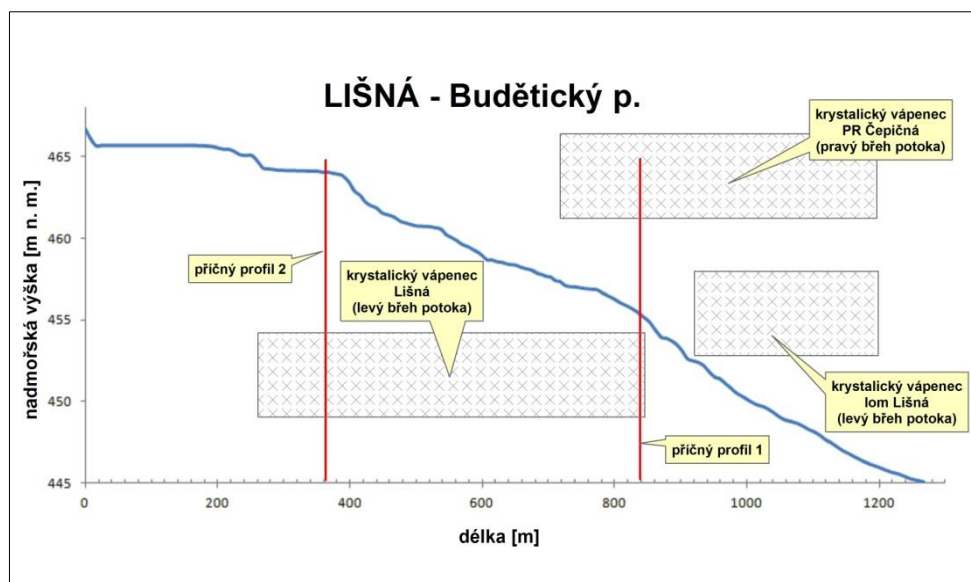
Obr. 66: Analýza svahů – Lišná (zdroj: DEM, ČGS)

Lokalita strukturního měření se nachází v lomu na krystalický vápenec v J části hřebene SSZ-JJV. Karbonátové horniny tvoří na území zkoumané oblasti několik pářů táhnoucích se ve směru SZ-JV až S-J. Distribuci krasových hornin odpovídají směry protažení elevací, jejichž podklad z části tvoří. Území je protnuto zlomovými liniemi SSZ-JJV a S-J (Česká geologická služba). Tento směr odpovídá průběhu protáhlých elevací a údolí. Z tohoto důvodu lze očekávat tektonickou predispozici údolí Budětického potoka. Toto údolí je navrženo pro průzkum geofyzikální metodou ERT (kap. 4.4.3).

Se směrem předpokládaného zlomu SSZ-JJV, který prochází po hřebeni vrcholu Lišná se setkáváme JV od lomu Lišná (lokalita strukturního měření) v údolí Otavy. Řeka se zde ostře stáčí k JV podél předpokládaného zlomu. Údolí Otavy má v této oblasti pravděpodobně tektonickou predispozici.

Svahy, jejichž orientace odpovídá směru sklonu vrstev, ale jejich úhel sklonu je nižší (slope underdip) se v oblasti Lišná vyskytují jen v malé míře. Z od Budětického potoka tvoří SV úbočí hřebene Čepičná a SV od podélného profilu tvoří SV úbočí vrchu Lišná. Anaklinální typy svahů (escarpment subdued) se v oblasti Lišná vyskytují mnohem více. Tvoří JZ svahy hřebenu protažených ve směru SZ-JV až SSZ-JJV.

Následující graf x podélného profilu údolím Budětického potoka znázorňuje spádovou křivku mezi vrcholy Lišná (levý břeh potoka) a Chanovec (pravý břeh). V grafu jsou vyznačena místa výskytu krasových hornin na úbočích svahů, které tvoří toto údolí.

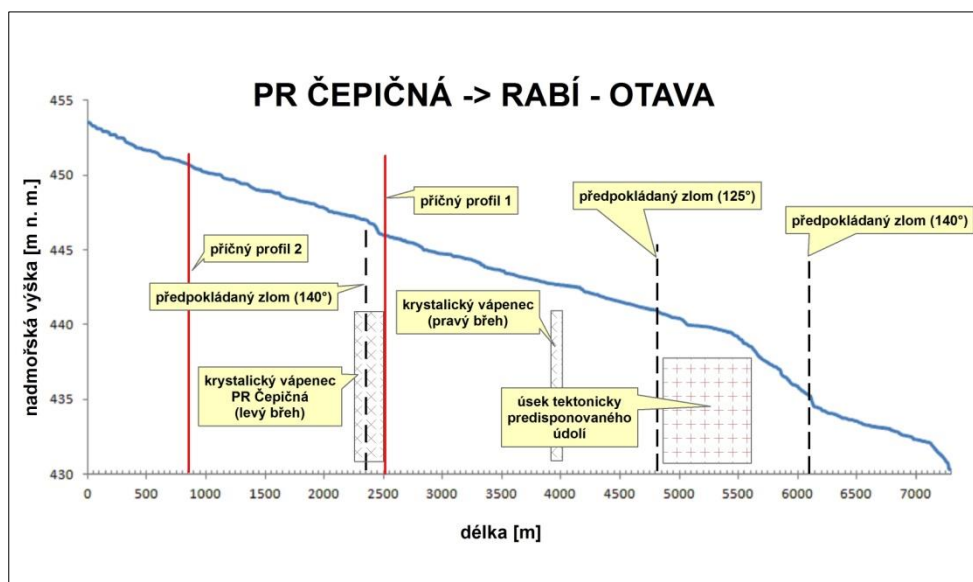


Obr. 67: Podélný profil – Lišná (zdroj: DEM)

Z grafu je patrné, že sklon spádové křivky Budětického potoka je v blízkosti krasových hornin vyšší, než tam, kde se vyskytují v podloží horniny nekrasové.

Čepičná a Lišná

Podélný profil řeky Otavy v oblastech Čepičná a Lišná zasahuje i mimo tato zájmová území. Cílem analýzy je zjistit, zda se distribuce krasových hornin v blízkosti vodního toku a předpokládané zlomové linie vedoucí napříč údolím Otavy promítají do průběhu spádové křivky.



Obr. 68: Podélný profil – Otava (zdroj: DEM)

Na průběhu spádové křivky Otavy v oblasti Čepice lze pozorovat změny v jejím sklonu. Tyto změny jsou viditelné v blízkosti předpokládaného zlomu (140°), který tok řeky neprotíná, ale je ukončen J od jejího pravého břehu, a také v případě předpokládaného zlomu (140°) ve vzdálenosti cca 6100 m od počátku profilu. Změny lze pozorovat také v úseku 4800 m – 5600 m délky podélného profilu. V tomto úseku je tok Otavy pravděpodobně tektonicky predisponován. Distribuce krasových hornin nemá na průběh sklonu spádové křivky znatelný vliv.

V oblastech Čepičná a Lišná nebyl pozorován vliv distribuce krasových hornin na sklony svahů. I přesto je tato oblast výrazně ovlivněna distribucí karbonátů, neboť zde krasové horniny tvoří celou řadu protáhlých elevací. Kataklinální svahy se v obou zkoumaných oblastech vyskytují méně, než svahy anaklinální. Anaklinální svahy tvoří Z svahy v údolích (SSZ-JJV), která odpovídají směřům předpokládaných tektonických zlomů S od Otavy. Na J od Otavy převládají svahy typu „underdip“ nad escarpmenty. Kataklinální svahy tvoří také SV úbočí hřebene Čepičná. Spádová křivka Budětického potoka má vyšší sklon v blízkosti výskytu krasových hornin. Na průběhu spádové křivky Otavy jsou pozorovatelné změny v místech křížení se zlomovými liniemi předpokládaných zlomů (140°) a také v úseku, který je pravděpodobně tektonicky predisponován.

4.4 Geofyzikální průzkum metodou ERT

Tato kapitola bude zaměřena na geofyzikální průzkum vybraných lokalit geofyzikální metodou ERT. Nejprve se budu zabývat podstatou a využitím této metody. Následující část bude věnována aplikaci metody ERT v lokalitách Sudslavice a Betaň. V další podkapitole budou navrženy potenciální lokality pro průzkum metodou ERT. V závěru budou shrnuty a popsány výsledky měření.

Metoda ERT (electrical resistivity tomography, ERT) je jednou z metod užitých geofyziky a řadí se do skupiny geoelektrických metod, které ke svému měření využívají přirozené nebo uměle vytvořené elektromagnetické pole. Jedná se o stejnosměrnou odporovou metodu. Princip této metody je založen na stanovení rozložení měrného elektrického odporu pod zemským povrchem (Griffiths, Barker, 1993). ERT je 2D geofyzikální metoda, která slouží k podpovrchovému průzkumu geologického podloží s vysokým stupněm rozlišení. Měření touto metodou je založeno na výpočtu rozložení odporů pod zemským povrchem (Tábořík, Pánek, 2010). Mezi páry elektrod je měřeno elektrické napětí, které je způsobeno průchodem stejnosměrného proudu mezi párem jiných dvou elektrod. Naměřená data představují předpokládané rozpětí elektrických odporů pod povrchem země (Griffiths, Barker, 1993). Metoda je aplikována pomocí aparatury ARES, která představuje moderní automatický geoelektrický systém. Tento systém při měření používá speciální multielektrodový kabel a skládá se z ohmmetru, přepínací jednotky a počítače (GF Instruments). Pro interpretaci výsledných dat je třeba základní znalost strukturních a geologických vlastností v dané lokalitě.

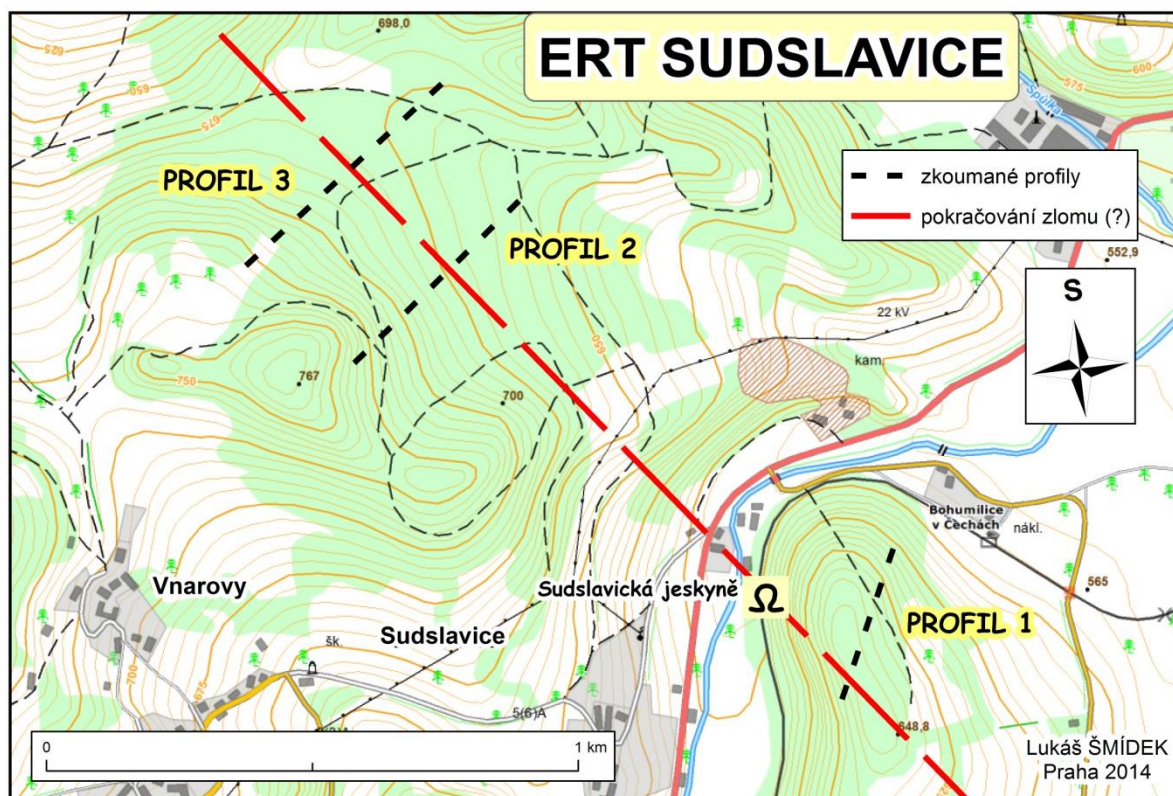
Spektrum využití ERT v geografii je velmi široké. Existuje spousta metod aplikace této metody dle účelu jejího využití. Existuje celá řada oborů, v nichž má tato metoda uplatnění. Využívá se pro potřeby inženýrské geologie, management životního prostředí, ale také např. v archeologii. Největší uplatnění má však v oborech, které se zabývají krajinou a životním prostředím (Reynolds, 1997). Jedním z širokého spektra využití metody ERT v geografii, je také detekce a identifikace aktivních zlomových struktur (Štěpaníčková et al., 2011).

Při měření ERT je nejprve vytyčen profil. Tento profil je geodeticky zaměřen a v intervalu 20 m vyznačen kolíky. V následujícím kroku jsou po 1-5 m zatlučeny do země kovové elektrody a k nim je upevněna příslušná sekce kabelu. Poté jsou kabely propojeny a připojeny k řídicí jednotce, která provádí a řídí vlastní měření. Doba měření je dle počtu elektrod od desítek minut po několik hodin. Pro dostatečně průkazný výsledek je třeba vést v každé lokalitě min. 2 profily (Hartvich, Valenta, 2011).

4.4.1 ERT SUDSLAVICE

Metodou ERT bylo v oblasti Pošumavského krasu zkoumáno předpokládané pokračování tektonického zlomu v lomu Sudslavice směrem k SZ a JV. Důvodem pro tento výzkum bylo zjistit, zda porucha, která prochází centrální částí lomové stěny v lomu Sudslavice je detekovatelná také v okolí jeskyně a jedná-li se o významnější tektonickou linii, na níž má smysl monitorovat mikrotektonické pohyby pomocí přístroje TM-71.

V okolí lokality Sudslavice byly zkoumány geofyzikální metodou ERT celkem 3 profily. První z profilů byl veden napříč hřeben vrchu Opolenec (649 m n. m.), cca 150 m JV od lomu Sudslavice v délce 300 m. Výsledky zbylých 2 profilů s délkou 450 a 500 m byly pořízeny JV od sedla mezi vrchy Za Horou (698 m n. m.) a vrchem s kótou 767 m n. m., ve vzdálenostech cca 850 a 1200 m SZ od lomu Sudslavice.

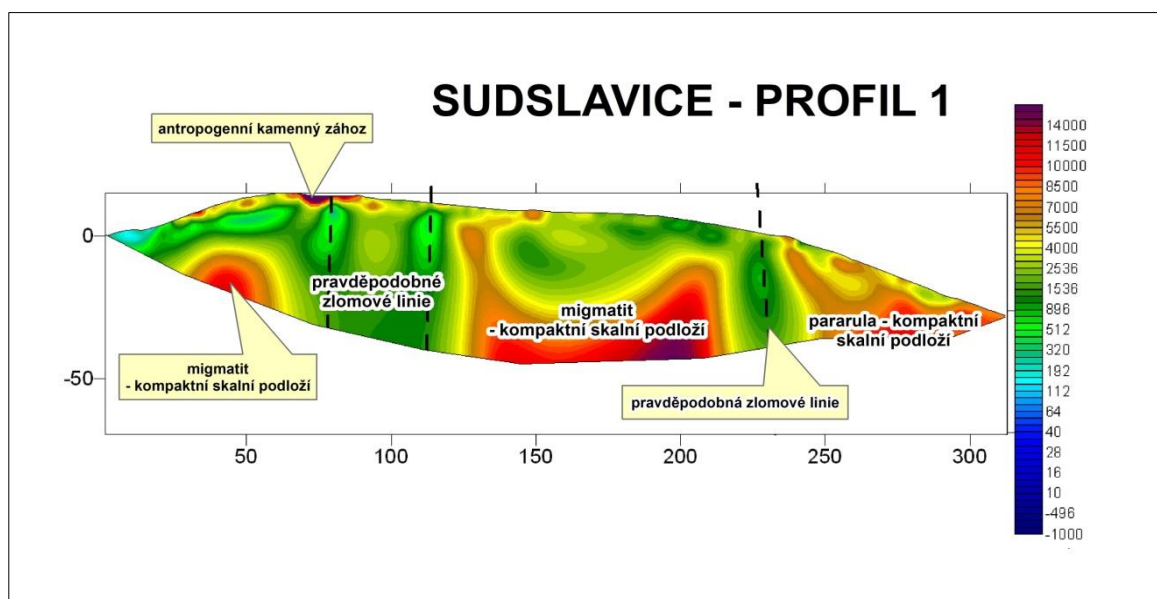


Obr. 69: ERT Sudslavice (zdroj: Cenia)

Sudslavice – profil 1

Při analýze výsledků z měření ERT a po jeho interpretaci korelací s dostupnými geologickými daty byl vytvořen následující grafický výstup (obr. 70). Při průřezu vrcholovou částí hřebene Opolenec můžeme pozorovat horninový základ, který je zde tvořen dvěma metamorfity. Nejsevernější část profilu (pravá část obr.) se nachází na pararulovém podkladu a svah zde dosahuje vyššího sklonu. Střední a jižní část profilu (střední až levá část obr.) je situována

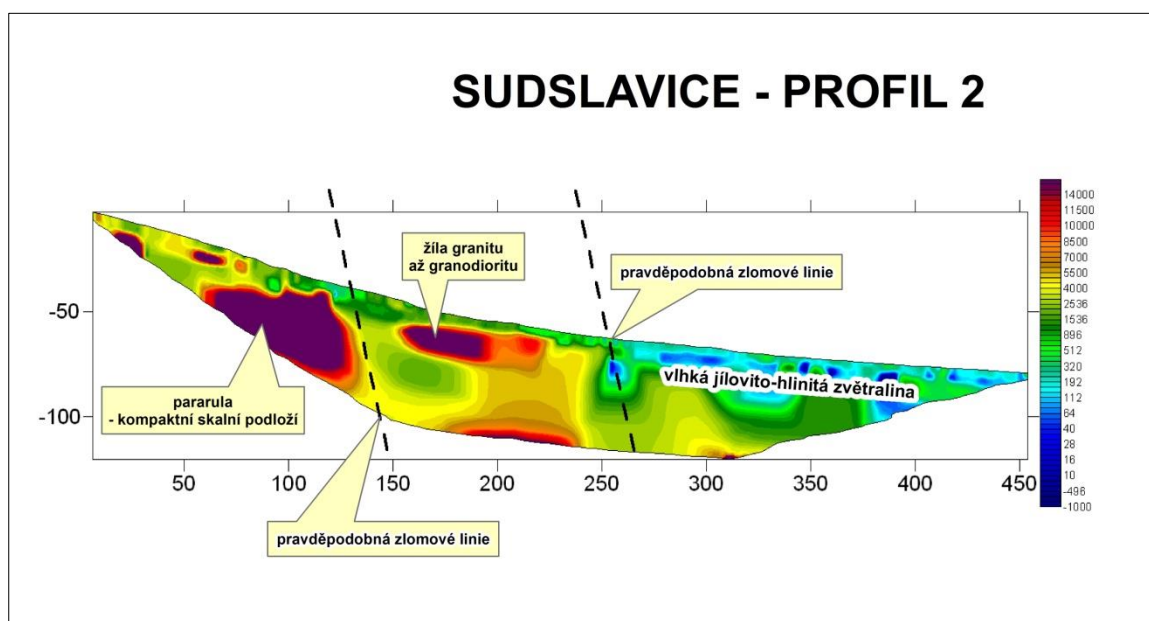
na migmatitovém podloží. Přerušované linie znázorňují místa, kde lze předpokládat tektonická rozhraní – zlomové linie. Zkoumaný profil je těmito liniemi rozdělen na 4 části. Dvě jižní linie představují pravděpodobné pokračování zlomu z lomu Sudslavice směrem k JV.



Obr. 70: ERT Sudslavice – profil 1 (zdroj: terénní výzkum, ČGS)

Sudslavice – profil 2

Na základě analýzy výsledků druhého měřeného profilu (SZ od Sudslavické jeskyně) porovnáním s dostupnými daty z ČGS byl vytvořen následující grafický výstup (Obr. 71).

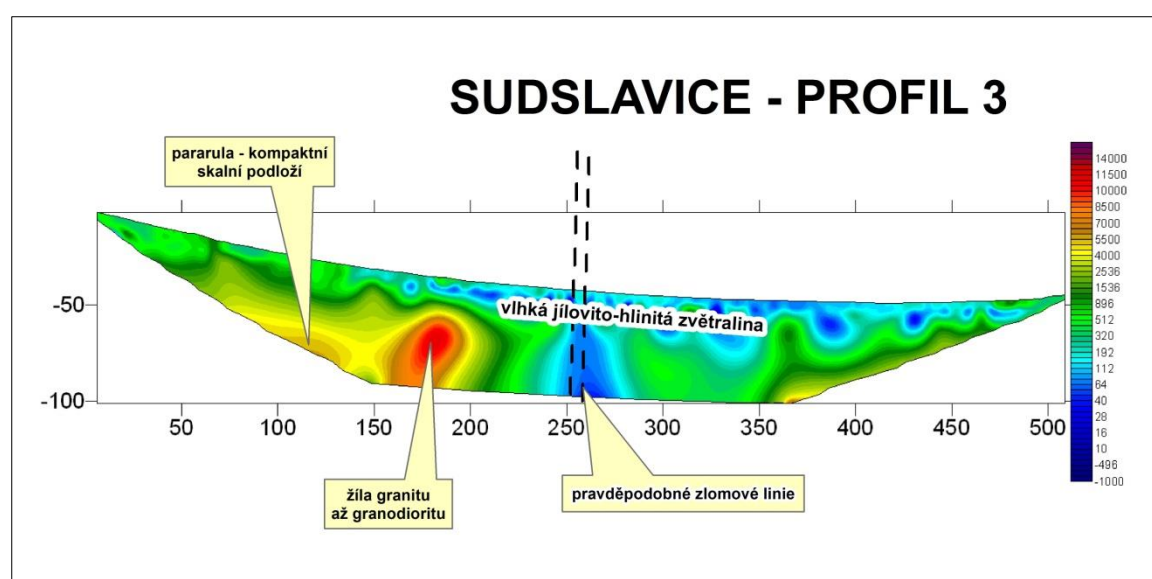


Obr. 71: ERT Sudslavice – profil 1 (zdroj: terénní výzkum, ČGS)

Druhý profil ERT byl zkoumán na SV úbočí vrcholu s kótou 767 m n. m, SZ od Sudslavicé jeskyně, napříč pomyslným pokračováním sudslavicického zlomu tímto směrem. Území je zde tvořeno pararulovým skalním podložím s výraznou vložkou odolnějších granitických hornin. SV část profilu (nejníže položená) je pokryta vrstvou jílovito-hlinitých svahových zvětralin. Profil je protnut dvěma předpokládanými tektonickými rozhraními. Zlomová linie ve střední části schématu odpovídá pravděpodobnému pokračování zlomu v Sudslavicích směrem k SZ.

Sudslavice – profil 3

Následující schéma znázorňuje interpretaci výsledků ERT ze třetího měřeného profilu po porovnání s dostupnými geologickými daty ČGS.



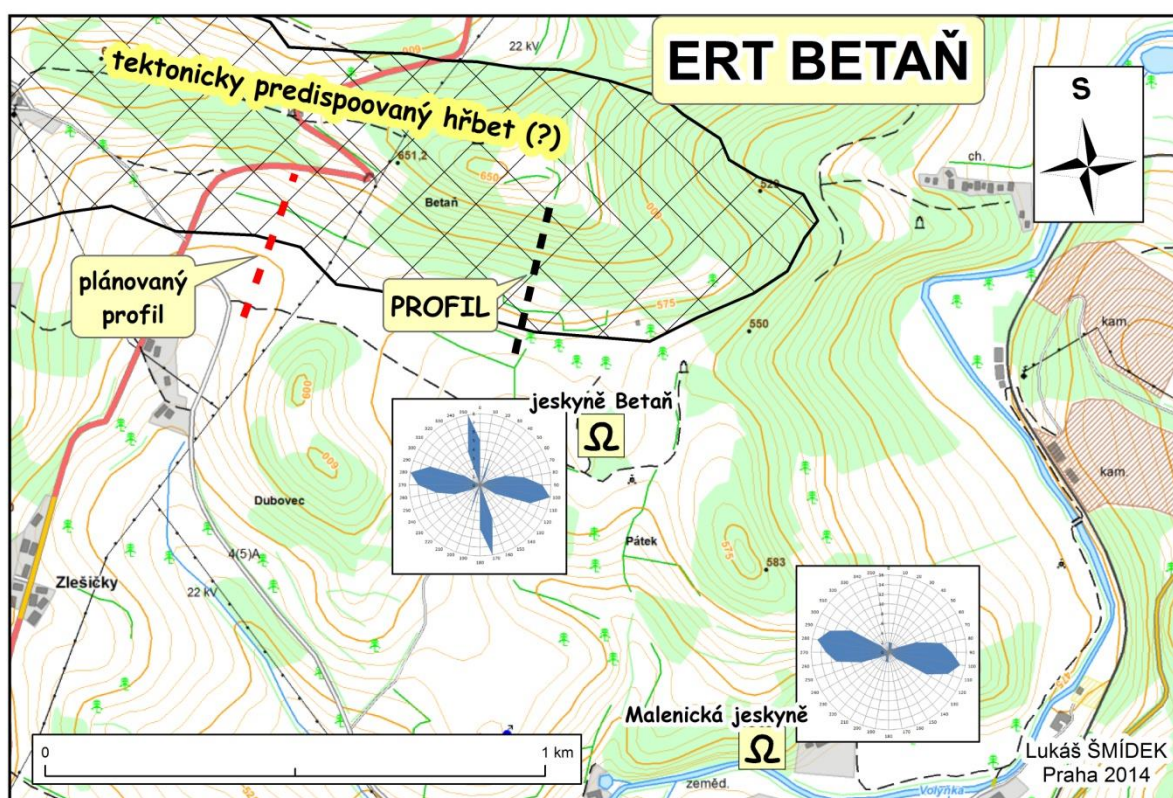
Obr. 72: ERT Sudslavice – profil 1 (zdroj: terénní výzkum, ČGS)

Poslední měřený profil SZ od Sudslavic se celou svojí délkou nachází na pararulovém podloží, které je protnuto žilou odolnějších magmatických hornin (granit, granodiorit). Většina profilu je v povrchové části pokryta vrstvou jílovito-hlinitých svahových zvětralin. Ve střední části profilu se nachází pravděpodobně tektonické rozhraní. Tato zlomová linie odpovídá předpokládanému pokračování sudslavicického zlomu směrem k SZ.

Tektonický zlom, který se nachází v lomu Sudslavice (azimut cca 125 - 130°) má pravděpodobně své pokračování oběma směry (k JV i k SZ) od lomu Sudslavice. Výsledky ukázaly, že na zlomové linii v Sudslavicích má smysl monitorovat mikrotektonické pohyby pomocí přístroje TM-71. S tímto azimutem se můžeme setkat i ve větší vzdálenosti SZ od Sudslavic, kde v tomto směru probíhá několik km údolí potoka Spůlka. Příčný profil tohoto údolí je nepravidelný, severní svahy jsou strmější. Tím lze podpořit hypotézu o tektonické predispozici říčních údolí v této oblasti.

4.4.2 BETAŇ

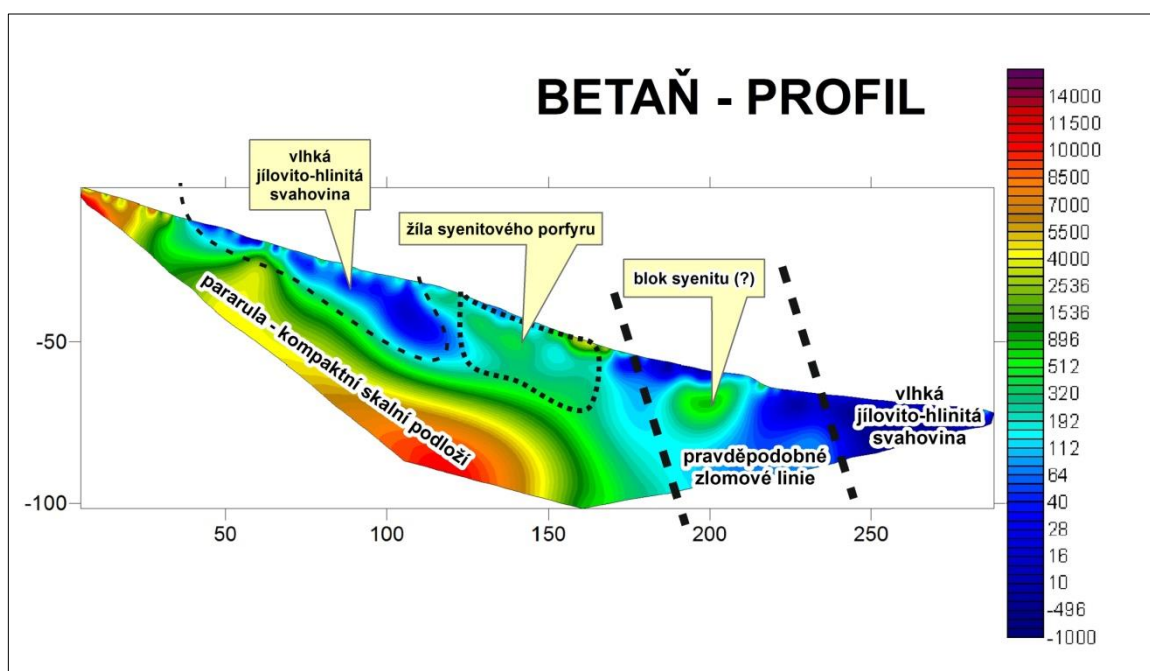
V této lokalitě byl průzkum metodou ERT proveden za účelem předpokládané tektonické predispozice hřebene s vrcholem Betaň (651 m n. m.), který zde převyšuje okolní reliéf o 70 – 100 m a je nápadně protáhlý ve směru Z-V. Úkolem tohoto výzkumu bylo nalézt potenciální zlomové linie, podle nichž je tento hřeben predisponován. Geofyzikální průzkum S od Malenické jeskyně a jeskyně Betaň proběhl do této chvíle jen z části, a to pouze na jediném profilu. Další profil bude zkoumán pravděpodobně v tomto nebo příštím roce. Terénní práce na již změřeném profilu velmi komplikoval hustý křovinatý porost na jižních svazích vrcholu Betaň. Profil „Betaň“ má délku cca 300 m a byl veden na J úbočí hřebene Betaň s horním (severním) počátkem 150 m JV od vrcholu Betaň.



Obr. 73: ERT Betaň (zdroj: Cenia)

Betaň – profil

Výsledky výzkumu ERT porovnané s dostupnými daty z ČGS jsou podkladem pro následující schéma (Obr. 74). Geologický podklad hřebene Betaň je z většiny tvořen pararulovým geologickým podložím. Ve svrchní části profilu jsou viditelné jílovito-hlinité svahovité sedimenty, které jsou ve střední části profilu příčně protnuty žilou syenitového porfyru. Jižně (vpravo) od této žíly jsou pozorovatelná místa s nízkými hodnotami elektrického odporu. Tato místa na úpatí hřebene Betaň by mohla být předpokládaným tektonickým rozhraním, podle něhož se vyvinula tato elevace. Dle převládajících směrů lineací v lokalitách Malenice a Betaň, v nichž převládá azimut 100° (resp. 280°) lze očekávat tento směr také v tektonických liniích.



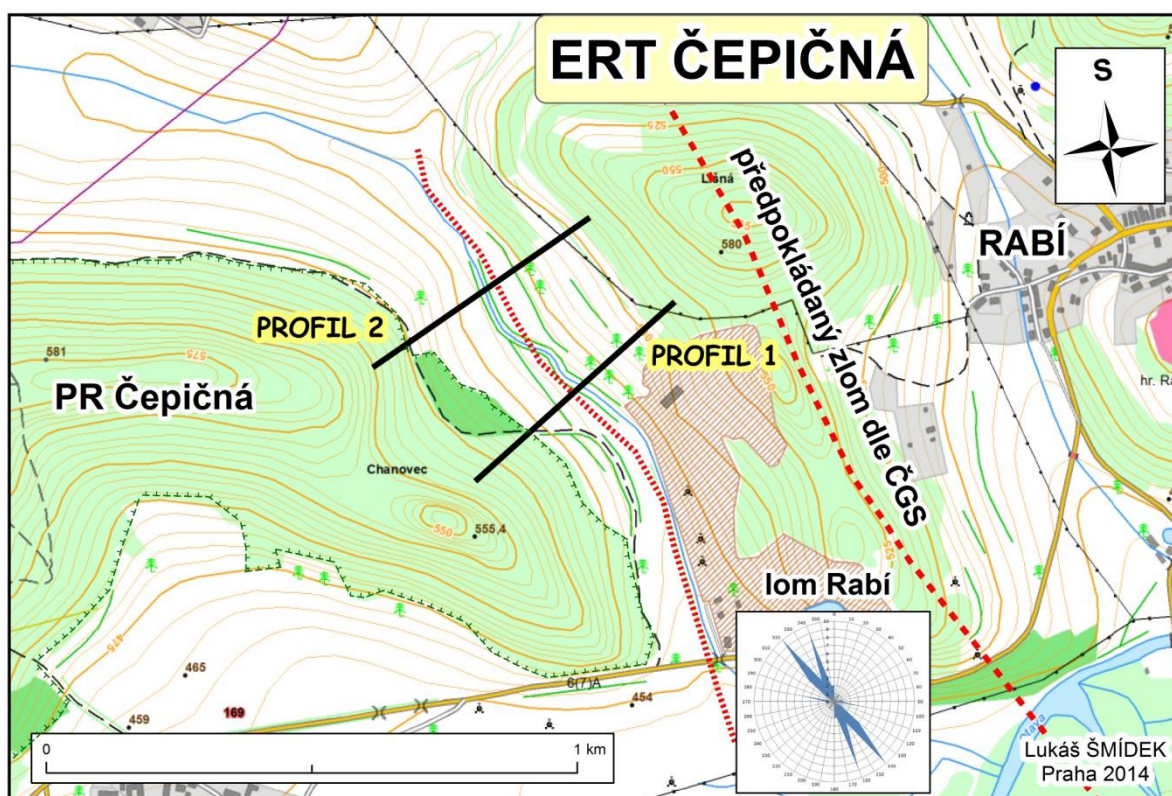
Obr. 74: ERT Sudslavice – profil 1 (zdroj: terénní výzkum, ČGS)

Dle grafického výstupu (obr. X) lze předpokládat, že na J úpatí hřebene Betaň se nachází tektonická linie (zlom) s azimutem cca 100° (280°). Samotný hřeben je protažen také ve směru s tímto azimutem. Jelikož byla metoda ERT použita v této lokalitě pouze na jediném profilu, nelze výsledek považovat za relevantní a bude třeba jej potvrdit či vyvrátit na základě dalších výzkumných prací. Směry s podobným azimutem jsou pozorovatelné i v údolí Volyňky, které je v této lokalitě tektonicky predisponováno (Prosová, 1951).

4.4.3 POTENCIÁLNÍ LOKALITA PRO BUDOUCÍ PRŮZKUM METODOU ERT

Novou navrženou lokalitou je údolí levostranného přítoku Otavy, Budětického potoka, s azimutem v rozmezí 130 – 155°, které se nachází cca 1 km ZJZ od obce Rabí mezi vrcholy Lišná (577 m n. m.) a Chanovec (555 m n. m.) v nadmořské výšce od 445 m n. m. do 475 m n. m. (mapy.cz). Lokalitu jsem pro snadnější lokalizaci pojmenoval „Čepičná“ dle sousední PR Čepičná.

Následující mapa (Obr. 75) znázorňuje vybranou lokalitu pro měření metodou ERT s návrhy na průběh 2 profilů napříč údolím. Dle terénní rekonoskace navrhuji vést průzkumné profily SSZ od lomů Rabí mezi úbočími vrchů Lišná a Chanovec.



Obr. 75: ERT Betaň (zdroj: Cenia)

Důvodem pro monitoring metodou ERT v lokalitě Lišná je předpokládaná tektonická predispozice zmíněného údolí. Po hřebeni vrcholu Lišná prochází dle geologických průzkumů pravděpodobně tektonická linie (zlom). Se zlomovými liniemi odpovídajícího směru se v okolí této lokality setkáváme mnohem častěji, což dokládají mapy v příloze (příloha 17 a 18), na nichž je lokalita označena č. 10. Geologické podloží vrcholů Lišná a Chanovec je z části tvořeno pararulou a z části krystalickým vápencem. Dno údolí je v celé zkoumané délce vyplněno kvartérními fluviaálními sedimenty a na severním úpatí vrchu Chanovec se nacházejí hlinito-kemenité svahové sedimenty (ČGS). Směr toku Budětického potoka přibližně odpovídá předpokládanému průběhu zlomové linie na hřebeni vrchu Lišná 250 – 300 m V od údolí.

KAPITOLA 5

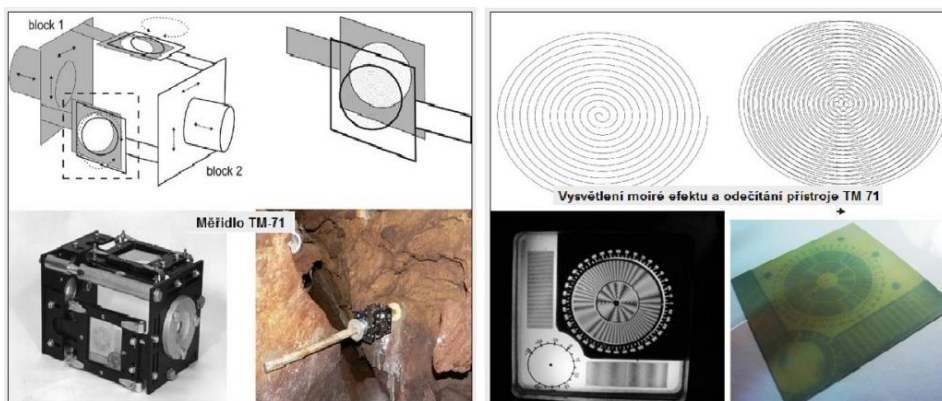
5. Analýza mikrotektonických pohybů přístrojem TM-71

5.1 Měření TM-71

Pokud chceme posuzovat vliv tektoniky na reliéf, nelze brát v potaz pouze geologickou minulost, ale je třeba sledovat také současný tektonický vývoj. Ačkoliv se jedná většinou o nepatrné pohyby v řádech setin mm za rok, nejsou tyto změny zanedbatelné. Záznamy mikrotektonických pohybů jsou pro nás důležitým zdrojem informací o neotektonickém vývoji daného území, ale také o vývoji současném (Košťák, 2010).

Měření přístrojem TM.71 slouží k velmi přesné detekci pomalých tektonických mikropohybů. Zařízení TM-71 jsou instalována na více než 140 tektonických zlomech v ČR, na Slovensku, ve Slovinsku a v dalších evropských zemích. Většina měřicích zařízení je umístěna v jeskyních, protože je zde nejstabilnější klima, díky čemuž nedochází k dilatačním změnám hornin a přístroje jsou chráněné proti nežádoucím vlivům (ÚSMH AVČR).

Pomocí přístroje TM-71 lze zaznamenat pohyby skalních bloků s přesností na setiny mm. Tento extenzometr měří veškeré vzájemné pohyby dvou skalních bloků ve 3D (třech směrech), a to včetně vzájemných rotací (Košťák et al., 2010). Zařízení TM-71 (terčové měřidlo) bylo vymyšleno roku 1971 Ing. Blahoslavem Košťákem a v 70. letech bylo pro účely měření zkonstruováno. Zařízení nepotřebuje žádný energetický zdroj a může pracovat velmi dlouho ve vlhkém prostředí i pod vodou (ÚSMH AVČR). Přístroj funguje na principu moiré efektu, při němž dvě jemné spirály vyryté do skleněné destičky vytváří při vzájemném posunutí různé obrazce, které lze matematicky transformovat na velikost a směr pohybu (Hartvich, Valenta, 2011). U takto získaných číselných hodnot je třeba provést korekturu na základě změřených změn teploty vzduchu z důvodu tepelné roztažnosti kovu, ze kterého je přístroj zhotoven. Odečet se provádí zachycením obrazce buď pomocí fotoaparátu, nebo přímo na fotopapír, kdy je obrazec prosvícen fotografickým bleskem (ÚSMH AVČR).



Obr. 75: TM-71 (zdroj: ÚSMH AVČR)

5.2 Výsledky měření TM-71

V zájmové oblasti v Pošumavském krasu probíhá celkem 5 měření přístroji TM-71 ve 4 lokalitách: Sudslavice (1x), Malenice (1x), Strašín (2x) a Nezdice na Šumavě (1x). Nejdelší řada měření přístrojem TM-71 v oblasti Pošumavského krasu probíhá ve Strašínské jeskyni, a to od června roku 2008.

Mikrotektonické pohyby na tektonických zlomech jsou důsledkem změn napětí v zemské kůře, podobně jako seismická aktivita. Změny v chování mikrotektonických pohybů na zlomech mohou souviset s potenciálními obdobími zvýšené seismické aktivity, proto bude provedena komparace mezi výstupy na jednotlivých lokalitách a zhodnocena potenciální souvislost zaznamenaných změn.

Seismická aktivita VI. 2008 – IV. 2015

V roce 2008 nebyly v oblasti jižních Čech ani v sousedních zemích zaznamenány významnější otřesy. Nejvíce seismicky aktivní byla oblast západních Čech. V říjnu se zde vyskytovaly zemětřesné roje (max. magnitudo 3,8) a občasné otřesy byly zaznamenány také v druhé polovině listopadu a v první polovině prosince (Roční seismický bulletin, 2008).

Rok 2009 byl z hlediska seismicity v jihočeské oblasti významnější. První seismickou událostí je zemětřesení z 20.4. nedaleko rakouského Admontu s magnitudem 3,8. Otřesy byly citelné až ve Vyšším Brodě. Další otřesy se vyskytly 5. – 6.5. v oblasti vodní nádrže Lipno s magnitudem 1,8. V průběhu července a srpna proběhla drobná zemětřesení v Rakousku, Německu a také v západních Čechách (Roční seismický bulletin, 2009).

Rok 2010 byl rokem s nejnižší seismickou aktivitou za sledované období. Silnější otřesy byly zaznamenány pouze 5.1. a 23.3. v oblasti rakouských Alp (Roční seismický bulletin, 2010).

Seismická aktivita v roce 2011 byla mnohem výraznější. První silnější otřesy byly zaznamenány 26.1. a 28.2. v západních Čechách a v rakouských Alpách (5.4. a 13.6.). Nejvýznamnější období představuje 2. polovina srpna až první polovina září. V této době se vyskytovaly v západních Čechách zemětřesné roje s maximálním magnitudem 3,7. Zemětřesení v západních Čechách probíhala ještě na konci října, v listopadu a také na konci prosince (Roční seismický bulletin, 2011).

Rok 2012 je podobně jako rok 2010 typický nižší seismickou aktivitou. Významná otřesy byly zaznamenány 11.1. u Českého Krumlova. Vyskytlo se zde zemětřesení s magnitudem 2,8. S dalšími zemětřeseními jsme se mohli setkat v západních Čechách 16.6. a 31.8 (Roční seismický bulletin, 2012).

V roce 2013 se vyskytovaly výraznější zemětřesení v oblasti západních Čech jen ojediněle, a to v lednu, dubnu, květnu a červnu. 21.1. se vyskytlo silnější zemětřesení také v rakouských Alpách. Pro zájmovou oblast je však nejvýznamnější zemětřesení z 24.12. s magnitudem 1,6, které mělo ohnisko nedaleko v. n. Lipno (Roční seismický bulletin, 2013).

V roce 2014 byly zaznamenány nejsilnější otřesy na konci května v západních Čechách. Jedná se o nejsilnější zaznamenané otřesy v celém sledovaném období. Zemětřesení dosáhlo 31.5. magnituda 4,5. Další silnější otřesy v oblasti Západních Čech byly zaznamenány ještě v první polovině června, s maximálním magnitudem 3,4. Citelné otřesy byly v tomto roce zaznamenány ještě na konci září ($M = 2,3$) a v druhé polovině prosince ($M = 2,8$) (Roční seismický bulletin, 2014).

V prvním kvartálu posledního sledovaného roku byly zaznamenány spíše jen slabší otřesy, 25.1. v oblasti Západních Čech ($M = 1,9$) a 25.3. v okolí Hangesttalu v rakouských Alpách (Roční seismický bulletin, 2015).

Výsledky měření přístroji TM-71

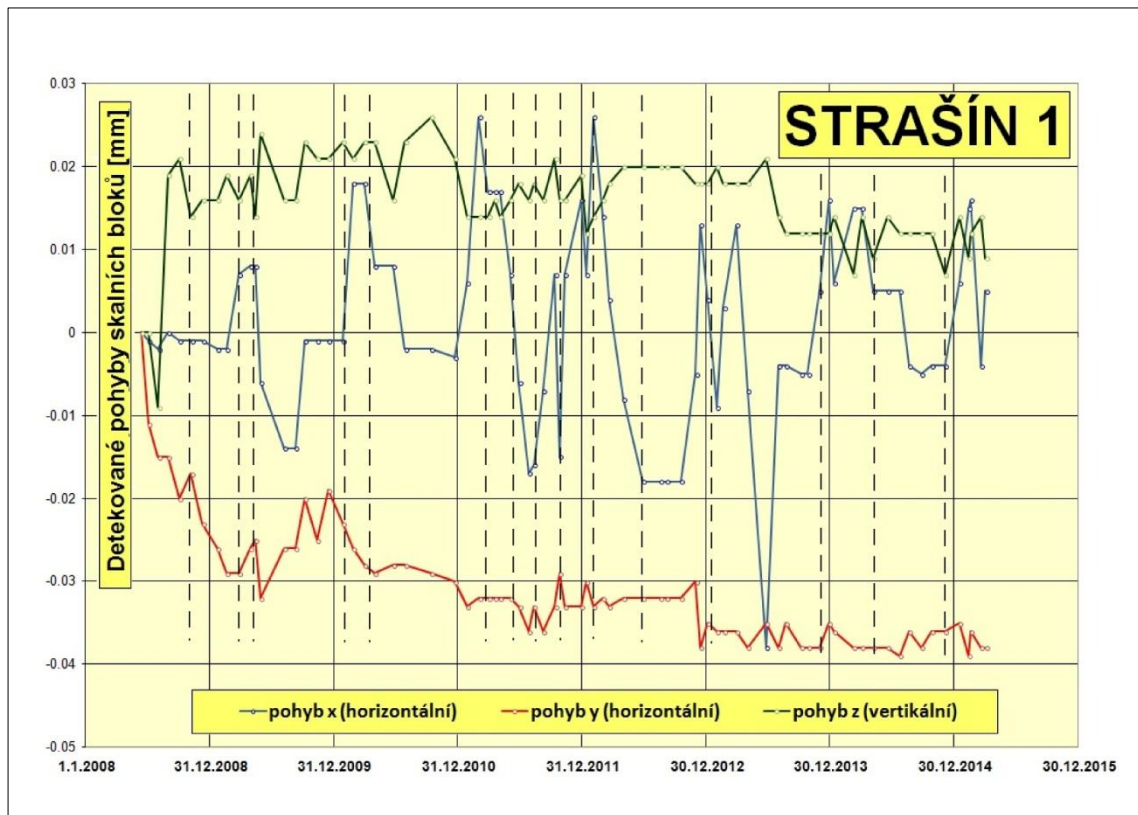
U každé lokality budou znázorněny výsledky pomocí grafu. Znázorněné výsledky představují jednak horizontální pohyby (pohyby x), které představují vzdalování/přibližování skalních bloků, horizontální pohyby (pohyby y), které představují dextrální/sinistrální pohyby skalních bloků, a pohyby vertikální (pohyby z). Přerušovanými liniemi jsou vyznačena období, v nichž byla zaznamenána zemětřesení s magnitudem větším, než 1,5. Také zde bude provedena komparace mezi výsledky měření z vybraných lokalit.

5.2.1 MĚŘENÍ TM-71 STRAŠÍN

Ve Strašínské jeskyni ($49^{\circ} 10' 57,16''$ s. š.; $13^{\circ} 37' 48,65''$ v. d.) jsou nainstalována dvě zařízení TM-71. Přístroje byly instalovány v květnu 2008 na dvou významných tektonických zlomech, které se v jeskyni nacházejí. Zlom, na němž je instalováno první zařízení, má azimut 115° a je ukloněn k JJZ (205°) se sklonem 75° . Druhý zlom má azimut 50° a je ukloněn k JV (140°) se sklonem 60° (Hartvich, Valenta, 2011). Měření na obou přístrojích probíhá od 12. 6. 2008. Ve Strašínské jeskyni bylo na přístroji 1 provedeno celkem 77 odečtů.

Strašín TM 1

Následující graf znázorňuje záznamy mikrotektonických pohybů přístrojem TM-71 na zlomu s azimutem 115°.

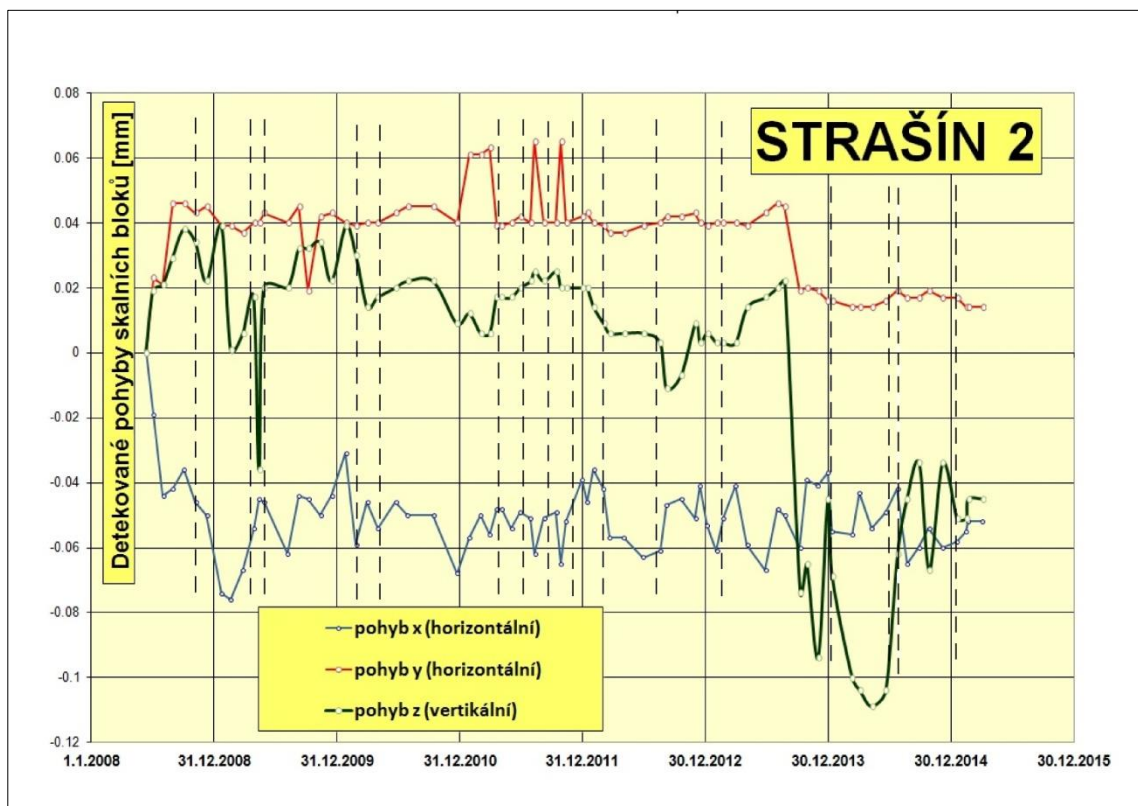


Obr. 76: Výsledky měření TM-71 – Strašín 1 (zdroj: data z ÚSMH AVČR)

Během celého sledovaného období nebyly ve Strašínské jeskyni na prvním z přístrojů detekovány pohyby skalních bloků dosahující hodnot vyšších, než řádově setiny mm. Nejvýznamnější oscilace jsou patrné v případě horizontálního pohybu x, který představuje vzdalování/přibližování skalních bloků. Jedná se o rok 2011 až počátek roku 2012. Toto období bylo významné mimo jiné svou zvýšenou seismickou aktivitou, která mnohdy koresponduje s oscilacemi pohybů skalních bloků. Pozorovatelný je také trend v transformním pohybu na zkoumaném tektonickém zlomu.

Strašín TM 2

Následující graf znázorňuje výsledky měření mikrotektonických pohybů přístrojem TM-71 na zlomu s azimutem 50°.

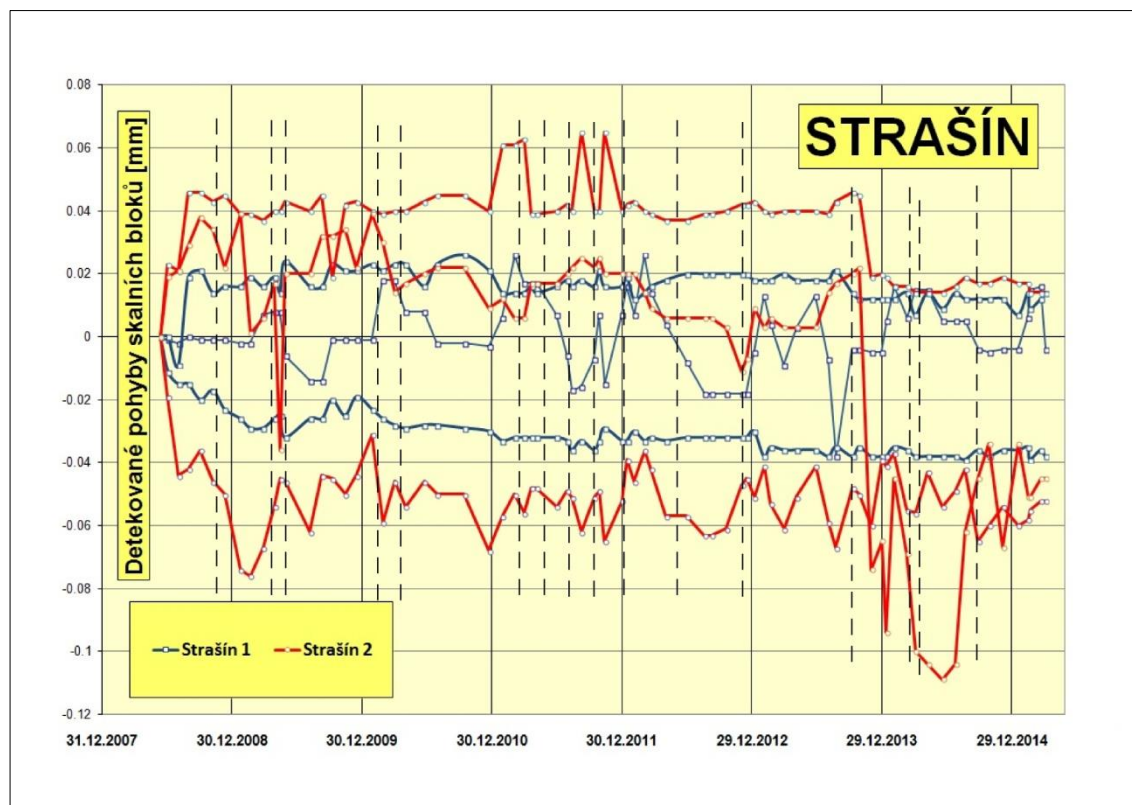


Obr. 77: Výsledky měření TM-71 – Strašín 2 (zdroj: data z ÚSMH AVČR)

Na druhém přístroji ve Strašínské jeskyni byly detekovány pohyby skalních bloků i řádově vyšší, než je tomu v případě TM 1. Tento zlom je z hlediska mikrotektonických pohybů aktivnější. Nejvýraznější vertikální pohyby byly zaznamenány v první polovině roku 2009 a od druhé poloviny roku 2012 de facto až do současnosti. V případě horizontálních pohybů nedocházelo k výraznějším změnám, ale pouze se jednalo jen o drobnější výkyvy. K nejvýraznějším oscilacím docházelo u transformních pohybů v roce 2010, který byl také nejbohatší na zvýšenou seismicitu. Za zmínku stojí také seismický event nedaleko v. n. Lipno na přelomu roku 2013 a 2014 a také nejsilnější zaznamenané zemětřesení za sledované období na konci května 2014 v Západních Čechách.

Komparace Strašín TM1 a TM 2

Pro první porovnání dvou měření byly vybrány dva sobě nejvíce si blízké přístroje. Ačkoli tyto přístroje odděluje jen několik metrů chodeb podzemního labyrintu Strašínské jeskyně, každý z nich je instalován na jiném tektonickém zlomu.

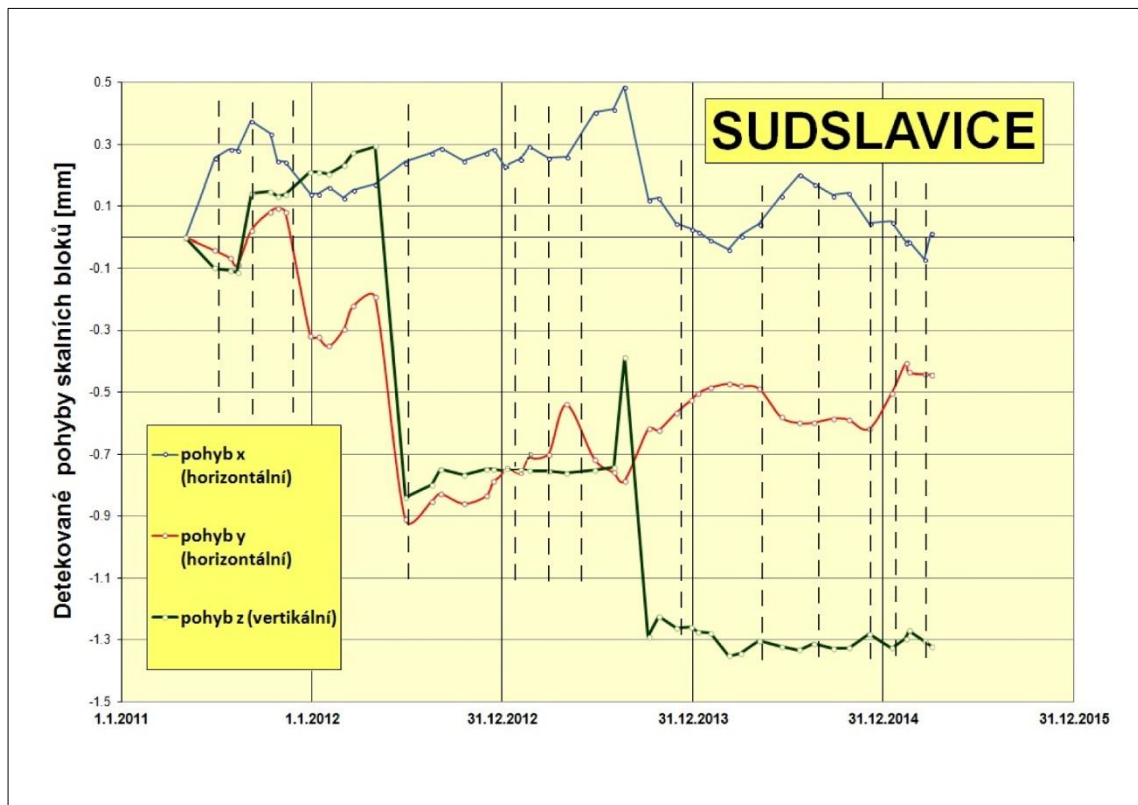


Obr. 78: Výsledky komparace Strašín TM1 a TM2 (zdroj: data z ÚSMH AVČR)

Při porovnání obou výsledků měření ve Strašínské jeskyni je patrný rozdíl mezi velikostí pohybů na zlomu s azimutem 115° (Strašín 1) a na zlomu 50° (Strašín 2). V obou případech jsou viditelné také oscilace v průběhu roku 2011.

5.2.2 MĚŘENÍ TM-71 SUDSLAVICE

V Sudslavicích (49° 5' 28,53" s. š.; 13° 47' 44,18" v. d.) je přístroj TM-71 nainstalován na zlomu s azimutem 125°, který je ukloněn k JZ s úhlem sklonu 85°. Měření mikrotektonických pohybů probíhá v této lokalitě od 4. 5. 2011. Do 2. 4. 2015 zde bylo provedeno celkem 48 odečtů. Následující graf znázorňuje výsledky měření mikrotektonických pohybů v lokalitě Sudslavice, na zlomu 125° se směrem sklonu 215° a úhlu sklonu 70°.

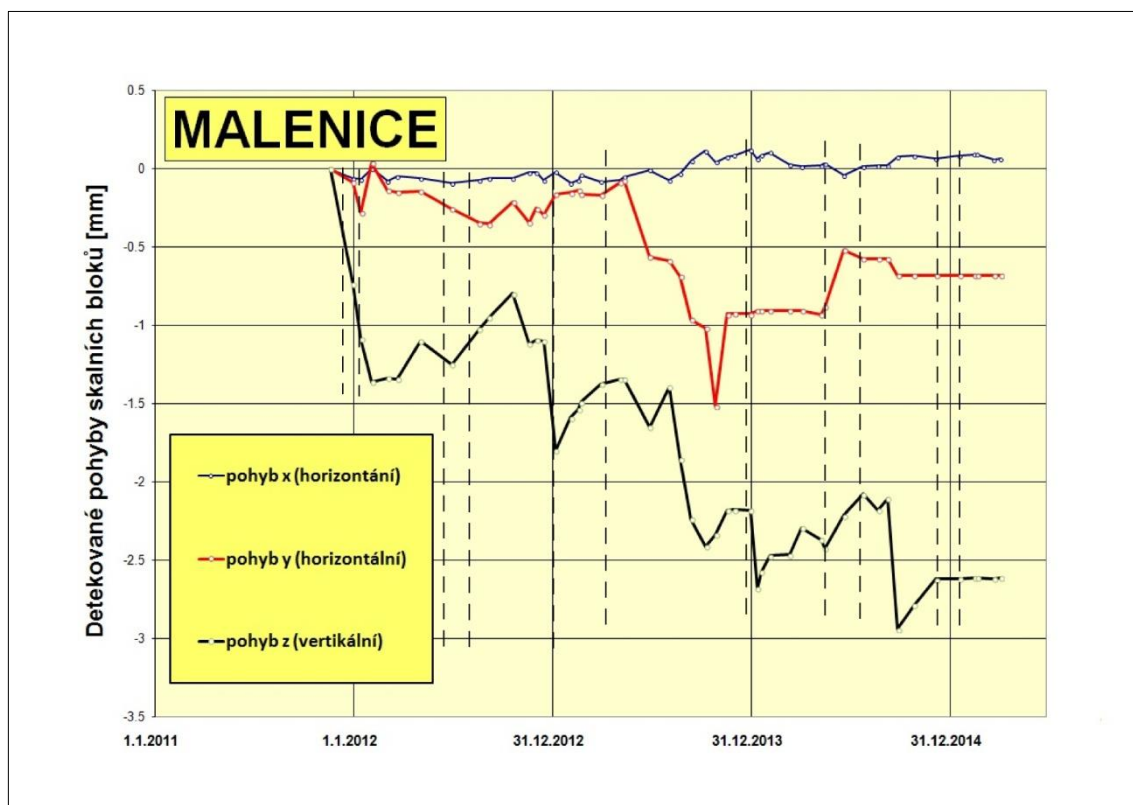


Obr. 79: Výsledky měření TM-71 – Sudslavice (zdroj: data z ÚSMH AVČR)

Detekované pohyby skalních bloků v této lokalitě dosahují řádově vyšších hodnot, než ve Strašíně. Zatímco u horizontálního pohybu x (přibližování/oddalování) nejsou zaznamenány odchylky vyšší, než 0,5 mm od nultého měření, u transformního pohybu jsou hodnoty dvojnásobné. Nejvyšších absolutních hodnot a také náhlých změn nabývají výsledky vertikálních pohybů. Změny v pohybech skalních bloků často korespondují s obdobími zvýšené seismické aktivity. Změny v pohybech skalních bloků na podzim roku 2013 mohou mít také souvislost se sesuvy a skalním řícením, ke kterým zde opakovaně došlo.

5.2.3 MĚŘENÍ TM-71 MALENICE

V lokalitě Malenice ($49^{\circ} 7' 48,98''$ s. š.; $13^{\circ} 52' 59,73''$ v. d.) byl přístroj TM-71 instalován na zlomu s azimutem 80° ukloněným přibližně k J (170°) s úhlem sklonu cca 60° na východní stěně hlavní chodby Malenické jeskyně (terénní průzkum). Zařízení zaznamenává mikrotektonické pohyby od 18. 11. 2011. Do dubna 2015 bylo provedeno v této lokalitě 49 odečtů z přístroje TM-71.

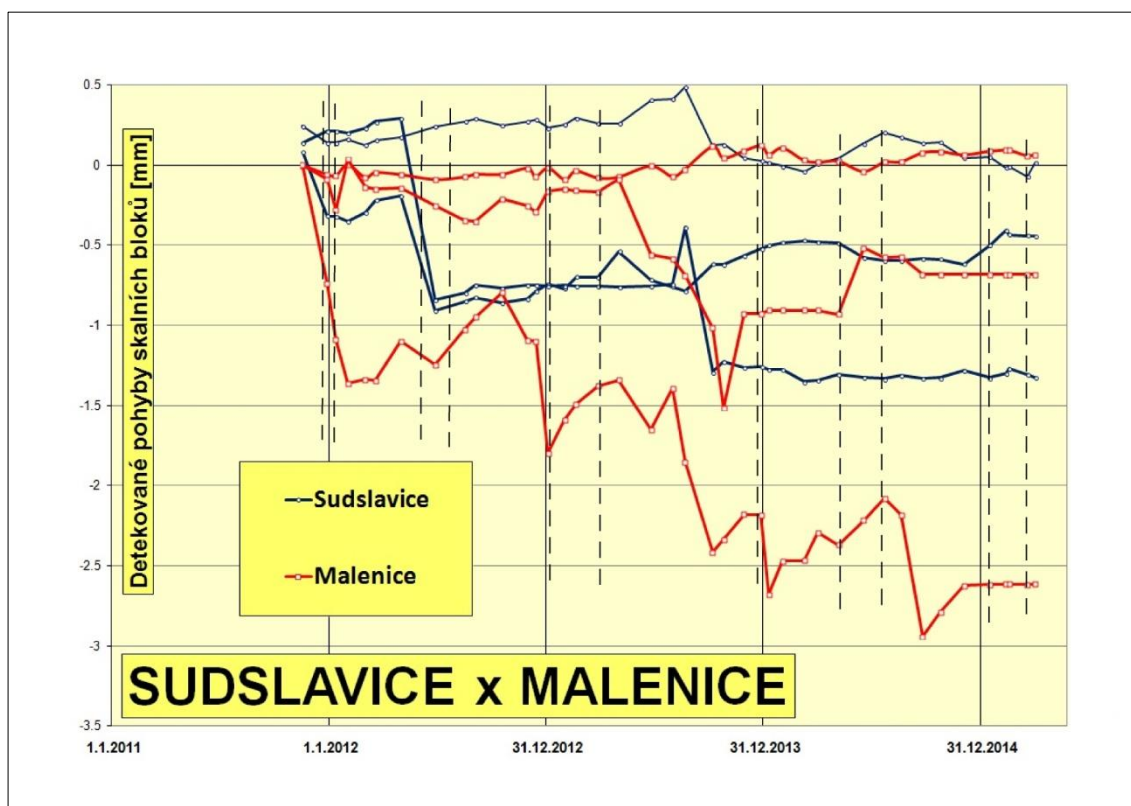


Obr. 80: Výsledky měření TM-71 – Malenice (zdroj: data z ÚSMH AVČR)

V této lokalitě není patrné oddalování ani přibližování skalních bloků. Z hlediska transformního pohybu a pohybu vertikálního se však jedná o nejživější zlom v Pošumaví, na kterém jsou zkoumány mikrotektonické pohyby. Nejvyšších absolutních hodnot dosahují výsledky vertikálního pohybu (až cca 3 mm od nultého měření), které představují pokles skalního bloku, který tvoří skalní stěnu Jiříčkovy skály, v níž se nachází Malenická jeskyně (terénní průzkum). I v případě lokality Malenice se můžeme setkat se změnami v pohybech skalních bloků v období, kdy byla detekována zvýšená seismická aktivita.

Komparace Strašín Sudslavice a Malenice

Následující graf porovnává lokality Sudslavice a Malenice, které jsou od sebe vzdáleny vzdušnou čarou cca 8 km, ale nemají vzájemnou geologickou kontinuitu (data ČGS).

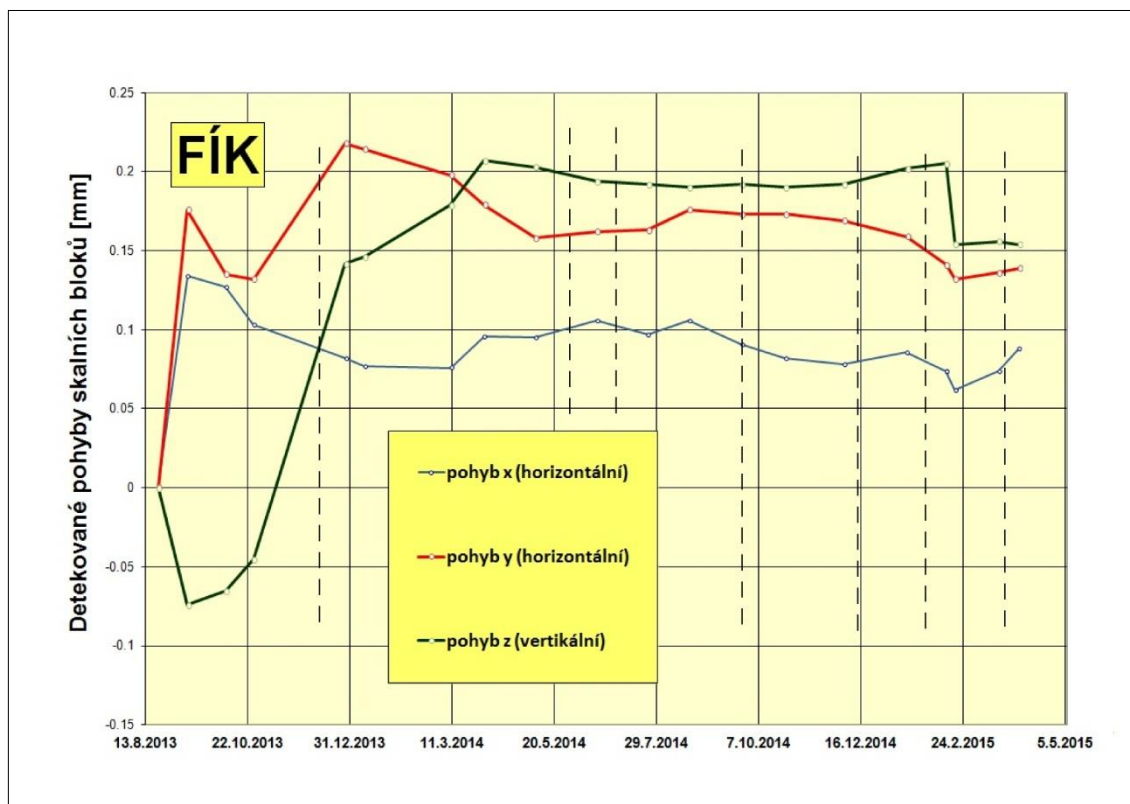


Obr. 81: Komparace Sudslavice a Malenice (zdroj: data z ÚSMH AVČR)

Při porovnání výsledků měření mikrotektonických pohybů v lokalitách Sudslavice a Malenice lze pozorovat podobnosti v jejich vývoji. Z obr. 81 jsou viditelné rozdíly v rozsahu mikrotektonických pohybů mezi oběma lokalitami. Výsledky změn v pohybech skalních bloků ve srovnání s obdobími zvýšené seismické aktivity si více odpovídají v lokalitě Malenice.

5.2.4 MĚŘENÍ TM-71 JESKYNĚ FÍK

V jeskyni Fík ($49^{\circ} 10' 48,60''$ s. š.; $13^{\circ} 36' 37,10''$ v. d.) je přístroj TM-71 situován na zlomu s azimutem 150° ukloněným k JZ (240°) se sklonem cca 80° v hlavní prostoře na konci jeskyně (kap. 3.3.2). Měření v této lokalitě probíhá od 28. 8. 2013. Od této chvíle bylo do 3. 4. 2015 provedeno celkem 20 odečtů. V jeskyni Fík je nekratší měřené období ze všech sledovaných lokalit.



Obr. 82: Výsledky měření TM-71 – jeskyně Fík (zdroj: data z ÚSMH AVČR)

V jeskyni Fík nelze sledovat žádný výraznější trend ve vývoji mikrotektonických pohybů. V období mezi koncem října a koncem prosince 2013 jsou pozorovatelné změny ve všech zkoumaných pohybech. K těmto změnám mohlo dojít při změnách napětí v zemské kůře, které měly za následek vznik zemětřesení v oblasti v. n. Lipno 24. 12. 2013.

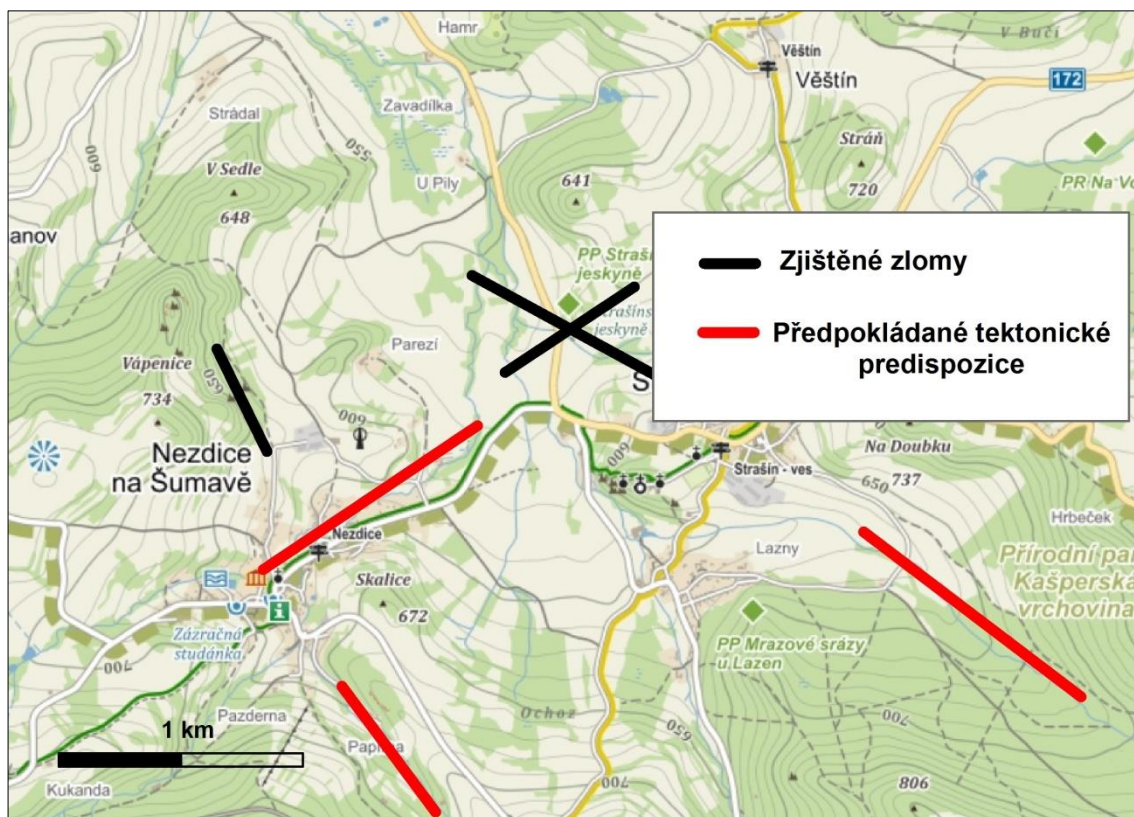
5.3 Potenciální vliv tektoniky na reliéf

Nabízí se otázka, zda zjištěné změny v pohybech skalních bloků v jednotlivých lokalitách mohou mít vliv také na utváření okolního reliéfu. Z tohoto důvodu byla na základě terénního průzkumu a analýzy topografické mapy vymezena území, u nichž lze na základě jejich polohy na předpokládaném pokračování ověřených tektonických zlomů očekávat vzhledem k jejich charakteru tektonickou predispozici.

5.3.1 STRAŠÍN A NEZDICE

V okolí Strašína byla vymezena část údolí Nezdeckého potoka SV od Nezdic na Šumavě (očekávané pokračování zlomu 50° ve Strašínské jeskyni) a také část údolí Zábrdského potoka JV od obce Strašín (předpokládané pokračování zlomu 115° ve Strašínské jeskyni). Dále byla vymezena část údolí Nezdeckého potoka, která se nachází JJV od Nezdic na předpokládaném pokračování zlomu z jeskyně Fík (150°).

Dochází-li k pohybům na zlomu ve Strašínské jeskyni i v jeskyni Fík, a jsou-li výše uvedená místa skutečně tektonicky predisponována, lze zde očekávat vliv tektoniky na reliéf, a to i v současnosti.



Obr. 83: Vliv tektoniky na reliéf – Strašín + Fík (zdroj: SHOCart, terénní průzkum)

5.3.2 SUDSLAVICE

V této lokalitě bylo prokázáno pokračování tektonického zlomu 125° SZ i JV směrem od lomu Sudslavice (kap. 4.4.1). Na základě průzkumu okolí Sudslavic a na základě analýzy topografické mapy bylo vymezeno několik úseků, které se nacházejí na předpokládaném pokračování sudslavického zlomu či v jeho blízkosti.

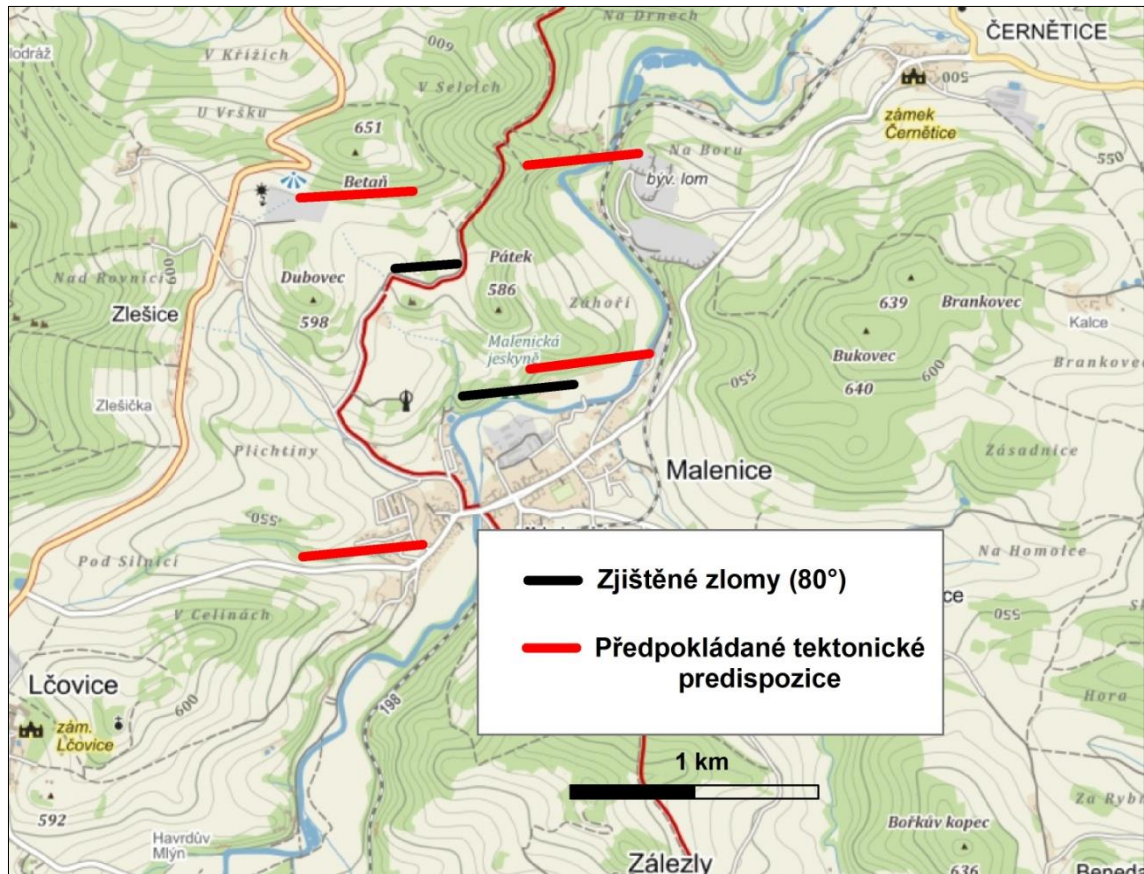


Obr. 84: Vliv tektoniky na reliéf – Sudslavice (zdroj: SHOCart, terénní průzkum)

Místa, která leží na pomyslném pokračování tektonického zlomu ze Sudslavic, tvoří část údolí Spůlky a Onšovického potoka nedaleko PP Háje, která je také tvořena krystalickými vápenci. V lokalitě Sudslavice byly zaznamenány vertikální i horizontální pohyby skalních bloků řádově v desetinách mm. Pokračuje-li zlom ze Sudslavic dále SZ směrem, lze předpokládat vliv tektoniky na formování údolí Spůlky i v současnosti.

5.3.3 MALENICE A BETAŇ

Azimut zlomu (80°), na němž je umístěno zařízení TM-71 v Malenické jeskyni, je shodný s azimutem pukliny ve stropní části jeskyně Na Betani (kap. 3.3.4). Během terénního průzkumu a analýzou topografické mapy bylo zjištěno, že lineárních prvků s touto orientací se nachází v okolí Malenic a Betaně více. Jedná se o některé úseky údolí Volyňky a jejich přítoků, jejichž tektonickou predispozici popsal již Kunský (1938). Dalším lineárním prvkem je protáhlá elevace Betaň, která byla již popsána v kapitole o geofyzikálním průzkumu metodou ERT.



Obr. 85: Vliv tektoniky na reliéf – Sudslavice (zdroj: SHOCart, terénní průzkum)

Potvrdí-li se v budoucnu tektonická predispozice vrcholu Betaň na základě geofyzikálního výzkumu, lze také tuto lokalitu hodnotit z hlediska vlivu tektoniky a jejich změn na utváření současného reliéfu Pošumaví.

V lokalitě Malenice nelze stejně jako v případě předchozích lokalit hovořit o prokazatelném vlivu tektoniky na reliéf, protože nemáme důkazy o pokračování tektonických zlomů do vzdálenějšího okolí.

KAPITOLA 6

6. Diskuze a shrnutí výsledků

Vymezení zájmové oblasti Pošumvského krasu sušicko-votické pestré série jihočeského moldanubika s sebou přináší otázku, zda vycházet z geomorfologické regionalizace (Balatka, Kalvoda, 2006) a respektovat hranice Šumavského podhůří nebo přihlédnout k distribuci lokalit výskytu krasových hornin (data ČGS).

Lokality výskytu krystalických vápenců jsou soustředěny do několika samostatných oblastí: mezi Sušicí a Horažďovicemi; v údolí Nezdivého potoka; v povodí Volyňky a jejich přítoků a severně od Strakonic. Krystalické vápence v oblastech mezi Sušicí a Horažďovicemi a severně od Strakonic mají velmi podobné chemické složení (Hromas et al., 2009) a tato dvě území tvořila v geologické minulosti pravděpodobně jediný celek, který byl rozdělen a dextrálně posunut cca o 15 km podél zlomové linie v údolí Otavy mezi Horažďovicemi a Strakonicemi (Kodym et al., 1961). Pro účely této práce bylo zájmové území vymezeno tak, aby respektovalo geomorfologické členění jihočeské oblasti (Czudek, 1972; Balatka, Kalvoda, 2006).

V první části této práce byla oblast jihočeského moldanubika charakterizována jako celek dle jednotlivých fyzicko-geografických aspektů. Starší autoři (Chábera, 1998; Kuský, 1938) popisují vývoj Šumavského podhůří a Šumavy dle geosynklinální teorie. Tuto teorii přejímá i řada autorů v dnešní době (např. Kočárek in Anděra, Zvěřel, 2003). Mladší autoři již popisují vznik a vývoj jihočeské oblasti na základě znalostí teorie kontinentálního driftu (např. Jiříček, 1991). Následující kapitoly se již věnují jednotlivým krasovým lokalitám.

Výběr zájmových lokalit pro tuto práci byl proveden na základě poznatků, které byly zpracovány v mojí BP „Pošumavský kras a jeho Strukturně-tektonická charakteristika“ (Šmídek, 2011 [rukopis]), na základě dostupných informací z literárních zdrojů (např. Anděra, Zvěřel, et al., 2003; Čejdík, 2000; Hromas et al., 2009; Chábera, 1959; Kodym et al., 1961; Prosová, 1951; Hartvich, Stemberk, 2011), na základě studie leteckých snímků a topografických map (GoogleMaps, mapy.cz), geologických WMS dat a na základě geologických zpráv z geofondu (ČGS). Přestože je tento výběr zatížen subjektivitou, vybrané lokality reprezentují všechny uvedené oblasti výskytu krasových hornin. Bylo vybráno celkem 14 lokalit. Tyto lokality byly charakterizovány z hlediska geografické polohy a byly v nich popsány jednotlivé zkoumané prvky (jeskyně, skalní stěny, lomy aj.).

Během terénního výzkumu byly detailně zmapovány a popsány **jeskyně Fík** (Nezdice na Šumavě) a **jeskyně Betaň**. Je pravděpodobné, že plány těchto jeskyní mohou být zatíženy chybami při terénním měření. Tyto jeskyně nebyly však doposud zmapovány a v dostupných zdrojích informací o nich nejsou téměř žádné zmínky.

Metodická část této práce se zabývá posuzováním vlivu geomorfologie a strukturně-tektonických charakteristik jednotlivých zkoumaných lokalit na reliéf.

Nejprve byla provedena analýza mapových podkladů (ZMČR 1:10 000 a geologické mapa 1:50 000). Na základě této analýzy bylo vymezeno 12 lokalit, v nichž se geologické podloží projevuje na uspořádání reliéfu. Některé z těchto lokalit (Strašín, Nezdice na Šumavě, Malenice a Onšovice) byly popsány a analyzovány také v dalších kapitolách této práce.

Tato metoda je méně objektivní a přináší řadu nepřesností, neboť se jedná pouze o vizuální komparaci dostupných kartografických dat v GIS. Ve většině takto analyzovaných lokalitách tvoří geologické podloží z krystalického vápence více či méně nápadné elevace, které převyšují okolní reliéf v podobě samostatných vrcholů (např. **Onšovice**) nebo nápadně protáhlých hřebenů (např. okolí **Čepice**) ve směru průběhu čoček krystalického vápence v jejich podloží. Mezi tyto projevy lze řadit také skalní stěny tvořené krystalickým vápencem, jako tomu je v případě lokality **Malenice**, kde Jiříčkova skála tvoří nárazový břeh Volyňky.

Následující část charakterizuje vybrané krasové lokality (kap. 4.2). Strukturním měřením byla pořízena data o směru průběhu lineárních prvků, jejich orientaci sklonu ke světovým stranám a úhlu sklonu. Ačkoli bylo touto metodou získáno dostatečné množství dat, je třeba brát v potaz, že strukturní vlastnosti v daných lokalitách měření mohou být výrazně ovlivněny antropogenní činností (plochy odlučnosti v lomech na krystalický vápenc) a působením exogenních činitelů, zejména gravitace a vody (Kočárek in Anděra, Zavřel, 2003). Antropogenní tvary (lomy, silniční zářezy) jsou však bohužel mnohdy jediným zdrojem informací o strukturních vlastnostech horninového podloží na zemském povrchu. Relevantnější data lze získat na přírodních skalních stěnách a v jeskyních. V Pošumaví byla však většina jeskyní ovlivněna těžbou krystalického vápence (např. Prosová, 1951; Cícha in Anděra, Zavřel, 2003; Chábera, 1989; Želízko, 1932).

V rámci strukturního měření bylo prozkoumáno celkem 14 lokalit v rámci 10 zkoumaných oblastí: **Strašín a okolí** (lom Strašín, lom Zavadilka a lom Lazny), **Nezdice na Šumavě** (lom Nezdice, jeskyně Fík), **Malenice** (Malenická jeskyně a okolí), **Betaň** (jeskyně Betaň), **Zechovice** (lomy Zechovice), **Sudslavice** (Sudslavická jeskyně a okolí), **Onšovice** (PP Háje), **Mladíkov** (lom Mladíkov s jeskyní), **Jaroškov** (lom Jaroškov) a **Čepice** (lom Lišná, silniční zářez Čepičná). Bylo provedeno celkem 552 strukturních měření.

Byly provedeny komparace mezi jednotlivými lokalitami v rámci jedné zkoumané oblasti: **Strašín a okolí** (lom Strašín x lom Zavadilka x lom Lazny), **Nezdice na Šumavě** (lom Nezdice x jeskyně Fík) a **Čepice** (lom Lišná x silniční zářez Čepičná). U všech těchto oblastí byly zjištěny similarity v jejich strukturních stavbách.

Výsledky strukturních měření jsou různé v závislosti na zkoumané lokalitě. U řady lokalit lze však detekovat výraznou převahu lineárních prvků s průběhem ve směru ZSZ – VJV (SZ – JV), který přibližně odpovídá šumavskému směru (Mísař, 1983). Směr přibližně SZ-JV odpovídá jednomu ze základních směrů, který je typický pro celou oblast jihočeského

moldanubika (Kodym et al., 1961). Zajímavá je skutečnost, že zjištěný převládající směr sklonu vrstev ve všech lokalitách se pohybuje v rozmezí $0 - 90^\circ$ (S až V). Jedinou výjimku tvoří lokalita **Jaroškov**, kde jsou vrstvy ukloněny k V až VJV ($100 - 130^\circ$). Sklony vrstev krasových hornin v jednotlivých lokalitách jsou variabilní a pohybují se v rozmezí $20 - 90^\circ$.

Následující část této práce byla zaměřena na posuzování vlivu strukturně-tektonických charakteristik jednotlivých lokalit Pošumavského krasu na reliéf pomocí analýzy v prostředí GIS. Pro tuto analýzu byla využita data získaná ze strukturního měření a z DEM (rastr 10 m). Metodika byla rozdělena na 3 různé analýzy.

První metodou byl zkoumán vliv distribuce krasových hornin na sklony svahů na základě komparace příčných profilů. Profily byly vymezeny tak, aby alespoň jeden z nich protínal čočku krystalického vápence a jeden odpovídal jinému horninovému podloží. Tato metoda je spíše komparativní, než analytická (porovnání profilu na krasovém podloží s profilem na podloží tvořeném jinou horninou). Z tohoto důvodu se domnívám, že drobné odchylky průběhu profilu od směru sklonu svahu nepředstavují ve výsledcích příliš velkou chybu. Analýzou příčných profilů bylo zjištěno, že v lokalitách **Strašín a Nezdice**, **Jaroškov** a **Lišná** dosahují údolní svahy vyšších hodnot sklonů v místech výskytu krystalických vápenců.

Druhou metodou byl na základě změn sklonů spádových křivek vodních toků posuzován vliv průběhu zlomových linií a distribuce krasových hornin na podélný profil údolí (spádovou křivku) v oblastech výskytu krasových hornin. Dle Hartvicha (2005) je studie tvarů a anomálií na podélných profilech důležitá pro výzkum neotektonického vývoje v dané lokalitě. Bylo zde vycházeno z předpokladu, že změny v litologii a tektonické zlomy mají vliv na sklon spádové křivky vodních toků (Maroukian et al., 2008). Přestože byla pozorována řada změn v průbězích spádových křivek, nelze bez intenzivnějšího geologického průzkumu tuto skutečnost prokázat, neboť vliv litologie může pozměňovat řada výjimek. Příkladem může být např. vyšší pravděpodobnost odkrytí odolnějších hornin v místech vyššího spádu, než tam, kde voda proudí pomaleji a mohly zde vzniknout mocnější vrstvy fluviálních sedimentů (Jansen, 2006). Problematická jsou i data z DEM, která na mnoha místech respektují antropogenní zásahy do spádové křivky vodního toku v podobě jezů, rybníků a jiných vodních staveb (GoogleMaps).

Možný vliv distribuce krasových hornin na průběh sklonu spádové křivky byl pozorován v lokalitách **Malenice** a **Sudslavice**. Vliv průběhu tektonických zlomů na podélné profily vodních toků lze předpokládat v lokalitách **Onšovice**, **Malenice** a **Čepice**. Ve všech těchto třech lokalitách se můžeme setkat s úseky údolí které mají pravděpodobně tektonickou predispozici. Tektonickou predispozici údolí Volyňky v okolí Malenic popsal ve své práci také J. Kunský (1938). V oblasti Čepice je údolí Budětického potoka navrženo pro průzkum geofyzikální metodou ERT za účelem zjištění jeho předpokládané tektonické predispozice.

Poslední metodou této části byla analýza typologie svahů dle indexu TOBIA. Tato metodika vychází ze studie Meentemeyera et al. (2000) a Hartvicha (2005), který tuto metodiku využil při analýze svahů v povodí Losenice. Nepřesnosti do výsledků této klasifikace vnáší

možné chyby strukturního měření a také interpolace bodových výsledků na plochu zkoumaného území v rámci jednotlivých lokalit. Chyby ve výsledcích strukturního měření mohou být způsobeny relativně malým množstvím získaných dat a také zkreslenou strukturní charakteristikou dané lokality vlivem exogenních činitelů (Kočárek in Anděra, Zavřel, 2003) antropogenními zásahy (např. Čejdík, 2002) nebo chybným měřením v dané lokalitě.

Výsledky této analýzy nedokazují přímý vliv strukturně-tektonických vlastností na reliéf, ale pouze vymezují místa, v nichž lze vliv strukturních vlastností litologického podloží na reliéf předpokládat. Svahy s orientací odpovídající naměřeným směrům sklonů vrstev krystalických vápenců v lokalitách strukturního měření se hojně vyskytují v lokalitách **Zechovice, Mladíkov, Jaroškov a Onšovice**.

Následující část práce byla věnována geofyzikálnímu průzkumu metodou ERT. Výsledky této metody často potvrzují předpoklady o geologické stavbě a změnách v litologii (Tábořík, Pánek, 2010). Pro správnou interpretaci výsledků je však nutná znalost geologických podmínek (Štěpančíková et al., 2011). Pro ověření předpokládaného výsledku je třeba provést tento průzkum minimálně na dvou profilech (Hartvich, Valenta, 2011).

Cílem této metody bylo potvrdit předpokládané pokračování zlomu v lokalitě Sudslavice (125°) SZ a JV směrem a potvrzení hypotézy tektonické predispozice hřebene Betaň (Z-V) S od Malenic a jeskyně Betaň. Výsledky geofyzikálního průzkumu byly interpretovány na základě dostupných geologických dat (data ČGS).

V lokalitě Sudslavice bylo prokázáno předpokládané pokračování zlomu SZ i JV směrem od Sudslavické jeskyně. Z důvodu finanční a časové náročnosti byl v lokalitě Betaň do této chvíle proveden výzkum pouze na jediném profilu, proto nelze výsledek považovat za relevantní a konečný, ale bude třeba jej potvrdit či vyvrátit na základě dalších výzkumných prací. Pro výzkum touto geofyzikální metodou bylo navrženo údolí Budětického potoka mezi vrchy Lišná a Chanovec (cca 1 km Z od Rabi), u něhož lze předpokládat jeho tektonickou predispozici.

Závěrečná část práce byla věnována analýze výsledků mikrotektonických pohybů, které jsou v rámci Pošumavského krasu měřeny přístrojem TM-71 ve Strašínské jeskyni, Sudslavické jeskyni, Malenické jeskyni a jeskyni Fík. Pro účely této analýzy byla popsána seismická aktivita od okamžiku prvního měření TM-71 (červen 2008 – Strašínská jeskyně) až do dubna roku letošního. Byly vybrány seismické eventy, v nichž dosáhlo magnitudo zemětřesení hodnot vyšších než 1,5. V potaz byla brána zemětřesení v jihočeské oblasti, v oblasti západních Čech, ale také v severní části Alp a Horním Rakousku. V jednotlivých zkoumaných lokalitách byly charakterizovány změny v pohybech skalních bloků. Byly zjištěny časové shody mezi změnami mikrotektonických pohybů s obdobími zvýšené seismické aktivity. V závěru byly definovány hypotézy o vlivu tektoniky v daných lokalitách na utváření reliéfu v jejich okolí.

KAPITOLA 7

7. Závěr

V závěru této práce provedu syntézu dosažených výsledků a nastíním další možnosti problematiky výzkumu Pošumavského krasu jihočeského moldanubika.

Cílem této práce bylo posouzení vlivu geomorfologie Pošumavského krasu a jeho strukturně tektonické charakteristiky na reliéf.

První část práce, která se zabývala fyzicko-geografickými aspekty, byla zaměřena na celou oblast Pošumaví, zatímco následující kapitoly se věnovaly již konkrétním lokalitám. Na základě rešerše literatury, analýzy dostupných kartografických a geologických mapových podkladů, informačních zdrojů, terénního průzkumu a výsledků mojí BP (Pošumavský kras a jeho strukturně-tektonické charakteristiky) byly vybrány výzkumné lokality.

Bylo vybráno celkem 14 lokalit, které reprezentují různé oblasti v rámci Pošumavského krasu. Pro detailnější charakteristiku jednotlivých oblastí by v budoucnu mohl být tento seznam rozšířen o nové lokality, v nichž je možno krasové horniny zkoumat na zemském povrchu. V úvahu přichází řada opuštěných lomů na krystalický vápenec.

V rámci terénního průzkumu ve vybraných lokalitách byly detailně zmapovány a popsány jeskyně Fík. Tyto jeskyně nebyly doposud zmapovány a v dostupných zdrojích informací o nich nejsou téměř žádné zmínky.

V metodické části byly nejprve popsány lokality, v nichž se geologické podloží tvořené krystalickým vápencem nejviditelněji projevuje na zemském povrchu. Jedná se o elevace (vrcholy a nápadně protáhlé hřebeny) a skalní stěny. Jelikož byla většina těchto lokalit popsána pouze na základě analýzy kartografických a geologických podkladů, mohl by být v některých z nich v budoucnu proveden také terénní výzkum.

Následující část byla věnována morfometrickým charakteristikám. Strukturní měření bylo provedeno ve 14 lokalitách, které byly vybrány a popsány v předchozích kapitolách. Přestože výsledky dosahují širokého spektra hodnot, ve většině lokalit byly zjištěny převládající směry sklonu vrstev v rozmezí S až V. Pro podrobnější průzkum by bylo užitečné zvýšit počet strukturních měření v příhodných lokalitách a nalézt nové lokality pro morfometrickou analýzu.

Další část metodiky byla zaměřena na analýzu vlivu distribuce krasových hornin a zlomových linií na vlastnosti svahů a říčních údolí. V některých lokalitách dosahují svahy na karbonátovém podloží vyšších sklonů, než mimo tyto lokality. Nebyl však prokázán přímý vliv distribuce krasových hornin na sklony svahů. Průběh zlomových linií se nejvíce podílí na změnách spádové křivky v údolí Volyňky (u Malenic) a Otavy v okolí Rabí. Údolí Otavy, Volyňky a Spůlky jsou v některých úsecích pravděpodobně tektonicky predisponována.

Do budoucna by mohla být tato hypotéza potvrzena nebo vyvrácena na základě geofyzikálního průzkumu metodou ERT či georadarem.

Na základě analýzy svahů dle indexu TOBIA byly v 8 oblastech vymezeny svahy, jejichž směr sklonu odpovídá naměřenému směru sklonu vrstev krystalických vápenců. Nejviditelněji se horniny krystalického vápence na základě této metodiky projektují do reliéfu v PP Háje (Onšovice), která je tvořena vápencovými kopečky, v okolí lomu Nezdice na Šumavě a J od lomu Zechovice.

Při geofyzikálním průzkumu metodou ERT bylo prokázáno pokračování zlomu (125°) SZ a JV směrem. Na úbočí Betaně je třeba vést ještě alespoň jeden profil, aby mohla být hypotéza o tektonické predispozici této elevace prokázána. V budoucnu by mohl být geofyzikální průzkum rozšířen do dalších lokalit, např. dále SZ od Sudslavic ve směru předpokládaného pokračování zlomu v údolí Spůlky.

Při analýze výsledků měření mikrotektonických pohybů přístrojem TM-71 byly popsány trendy ve vývoji těchto pohybů a porovnány se změnami seismické aktivity během sledovaného období. Analyzovány byly také výsledky z Malenické jeskyně a jeskyně Fík, které jsem pro monitoring mikrotektonických pohybů navrhl v rámci BP v roce 2011. Při terénním průzkumu nebyla objevena lokalita, která by byla vhodná pro budoucí monitoring mikrotektonických pohybů. V závěru kapitoly byly vymezeny lokality s potenciálním vlivem tektoniky na reliéf.

Na základě výsledků této práce nelze jednoznačně popsat vliv geomorfologie a strukturně tektonických vlastností na reliéf, ale lze hovořit pouze o jednotlivých lokalitách, v nichž se Pošumavský kras v některých zkoumaných aspektech v reliéfu projevuje.

Pro získání dalších poznatků týkajících se této problematiky by bylo třeba provést v oblasti Pošumavského krasu ještě mnohem více terénních prací, aby mohly být jednotlivé lokality detailněji prozkoumány a charakterizovány.

| Seznam zdrojů informací

- AOPK. 2014. *Chráněné lokality ČR* [online]. AOPK [cit. 2014-8-15] Dostupné z: <http://www.ochranaprirody.cz/>
- ALBRECHT, J. et al. 2003. *Českokubudějovicko*. In: Mackovčín, P., Sedláček, M. (eds.): *Chráněná území ČR, svazek VIII. - AOPK ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 806 str. ISBN 80-86064-65-4.*
- ANDĚRA, M., ZAVŘEL, P. et al. 2003. *Šumava*. Praha: Nakladatelství Miloš Uhlíř – Baset, 2003. 799 s. ISBN: 80-7340-021-9
- BABŮREK, J. et al. 2006. *Průvodce geologií Šumavy*. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava a ČGS, 2006. 118 s. ISBN: 80-7075-659-4
- BALATKA, B., KALVODA, J. 2006. *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. I. vydání. Praha: Kartografie Praha, 2006. 79 s. ISBN: 80-7011-913-6
- BELT, K., PAXTON, T. 2005. *GIS as an aid to visualizing and mapping geology and rock properties in regions of subtle topography*. Geological Society of America Bulletin 117(1-2): s. 149-160.
- BÍL, M., MÁČKA, Z. 1999. *The usage of inclination indices of the rivers as indicators of the tectonic movements on default*. Geological research of the Moravia and Silesia in 1998. Brno, 1999, s. 2-5.
- BIODIVERZITA PLZEŇSKÉHO KRAJE. 2014. *Sušicko-horažďovické vápence – maloplošná chráněná území* [online]. 2014 [cit. 2014-8-15] Dostupné z: <http://www.gblovce.cz/biodiverzita/vystupy/susice/ochrana.html>
- CLARK, CH. D. 1994. Spatial analysis of lineaments. *Computers & Geosciences* Vol. 20, No. 718, s. 1237-1258,
- CZUDEK, T. 1972. *Geomorfologické členění ČSSR*. Brno: Geografický ústav ČSAV v Brně, 1972. 137 s.
- ČEJDÍK, P. 2000. *Minerály opuštěného lomu u obce Rabí u Sušice (r. 1991 – 1999)*. Minerál – svět nerostů a kamenů, roč. 8, 2000, s. 90 – 91.
- ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA. 2014. *Geologické lokality* [online]. Praha: ČGS 2011 [cit. 2014-08-15]. Dostupné z: <http://lokality.geology.cz/>.

- ČHMÚ. 2011. *Hydrologická služba* [online]. Praha: ČHMÚ, 2011 [cit. 2014-08-15]. Dostupné z: [http:// portal.chmi.cz/](http://portal.chmi.cz/).
- DEMEK, J. ET AL. 1965. *Geomorfologie Českých zemí*. Praha: Nakladatelství Československé akademie věd, 1965. 335 s.
- DEMEK, J., QUITT, E., RAUŠER, J. 1976. *Úvod do obecné fyzické geografie*. Praha: Academia, 1976. 400 s.
- EASTERBROOK, DON, J. 1999. *Surface processes and landforms*. Upper Saddle River: Prentice-Hall. ISBN 0-13-860958-6.
- ERICSON, K. ET AL. 2005. Fractures and drainages in the granite mountainous area – a stud from Sierra Neada, USA. *Geomorphology*, Volume 64, Issue 1, 2005, s. 97 – 116.
- HILL, C. A. 1987. *Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin 117. 150 s.
- HORNÍK, S. ET AL. 1986. *Fyzická Geografie II*. Praha: Státní pedagogické nakladatelství, 1986. 319 s.
- GF INSTRUMENTS, s.r.o. 2014. *Short guide for resistivity and induced polarization imaging* [online]. 2014. Dostupné z: [http:// www.gfinstruments.cz/](http://www.gfinstruments.cz/).
- GOOGLEMAPS. 2014. *GoogleEarth* [online]. 2011 [cit. 2011-08-15]. Dostupné z: <http://maps.google.com/>.
- GRIFFITHS D. H., BARKER R. D., 1993. *Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology*. *Journal of Applied Geophysics* 29, s. 211-226.
- HARTVICH, F., STEMBERK, J. 2011. *Fault slips recorded in the Strašín Cave (SW Bohemian Massif)*. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. Vol. 8, No. 4 (164), s. 413 – 423.
- HARTVICH, F., VALENTA, 2011. *The identification of faults using morphostructural and geophysical methods: A case study from Strašín cave site*. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. Vol. 8, No. 4 (164), 425–441, 2011.
- HARTVICH, F. 2005. *Stavba svahů ve středním povodí Losenice*. In: Rypl, J. (ed.): *Geomorfologický sborník 4. Sborník z konference "Stav geomorfologických výzkumů v roce 2005"*, Nové Hrady, 25. - 27. 4. 2005, Jihočeská Univerzita, České Budějovice, str. 119 - 123.

- HARTVICH, F. 2005. Analysis of longitudinal profiles selected rivers in the Šumava Mts., South-west Bohemia. *Miscellanea Geographica*, ZČU Plzeň, 2005.
- HARTVICH, F. 2007. Vymezení údolní nivy a hodnocení na základě morfometrických parametrů pomocí GIS. In: *Povdně a změny v krajině*. Univerzita Karlova v Praze. Praha, 2007, s. 139 – 153. ISBN: 978-80-86561-86-8
- HROMAS, J. et al. 2009. *Jeskyně – Chráněná území ČR XIV*. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, 2009. 608 s. ISBN: 978-80-87051-17-7
- CHÁB, J. ET AL. 2008. *Stručná geologie Českého masívu a jeho karbonského a permského pokryvu*. Praha: Vydavatelství České geologické služby, 2008. 283 s. ISBN: 978-80-7075-703-1
- CHÁBERA, S. 1959. *Pošumavský kras*. Sborník Jihočeského muzea. České Budějovice, Přír. Vědy, 2, s. 55-74
- CHÁBERA, S. 1982. *Geologické zajímavosti jižních Čech*. České Budějovice: Jihočeské nakladatelství České Budějovice, 1982. 157 s.
- CHÁBERA, S. et al. 1985. *Neživá příroda*. České Budějovice: Jihočeské nakladatelství České Budějovice, 1985. 270 s.
- CHÁBERA, S. et al. 1987. *Příroda na Šumavě – přírodovědný průvodce*. I. vydání. České Budějovice: Jihočeské nakladatelství České Budějovice, 1987. 181 s.
- CHÁBERA, S. 1989. *Sudslavická jeskyně*. Památky a příroda. Praha. Roč. 14, č. 8 (1989), s. 496-498 ISSN 0139-9853
- CHÁBERA, S. 1998. *Fyzický zeměpis jižních Čech – přehled geologie, geomorfologie, horopisu a vodopisu*. České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, 1998. 139 s. ISBN: 80-7040-218-0
- CHLUPÁČ, I. et al. 2002. *Geologická minulost České republiky*. I. vydání. Praha: Academia, 2002. 436 s.
- CHORLEY, R. J. et al. 1985. *Geomorphology*. Routledge, London, 605 s.
- IVAN, A. 1980. *Lineární rysy v reliéfu České vysočiny a jejich vztah ke zlomům a puklinám*. *Studia geographica*, 70/1980, s. 32 – 43.
- IVAN, A. 1984. *Topografické projevy zlomů a puklin v reliéfu Českého masívu*. *Studia geographica* 87/1984, s. 55 – 58.

- JEDLIČKA, K. MENTLÍK, P. 2002. *Hydrologická analýza a výpočet základních morfometrických charakteristik povodí s využitím GIS*. Sborník Geoinformatika z XX. Sjezdu ČGS v Ústí nad Labem. 2002. edit: M. Balej, T. Oršulák. s. 46–58.
- KODYM, O. et al. 1961. *Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1 : 200 000*. M – 33 – XXVI Strakonice. I. vydání. Praha: Nakladatelství Československé akademie věd, 1961. 149 s.
- KOŠŤÁK, B. et al. 2010. *Active tectonic fault microdisplacement analyses: a comparison of results from surface and underground monitoring in Western Slovakia*. Acta geodynamica et geomaterialia. Roč. 7, č. 4 (2010), s. 387-397. ISSN 1214-9705
- KUKLA, J., SKŘIVÁNEK, F. 1954: *Limonitická výplň jeskyně u Strašína na Sušicku*. Věstník ÚÚG, 30, s. 113-126.
- KUNSKÝ J. 1938. *Geologie a geomorfologie Sušicka*. Sborník Sušicka, s. 13 – 22. Sušice, 1938.
- KUNSKÝ, J. 1933. *Zalednění Šumavy a šumavská jezera*. Sborník Československé společnosti zeměpisné. Praha: Čsl. spol. zeměpisná, roč. 39, č. 1. - 4. s. 3 - 16.
- MAROUKIAN, H. et al. 2008. *Morphotectonic control on drainage network evolution in the Perachora Peninsula, Greece*. Geomorphology 102 (1), p. 81-92.
- MEENTEMEYER, R. K., MOODY, A. 2000. *Automated mapping of conformity between topographic and geological surfaces*. Computers and Geosciences, No. 26 (2000), s. 815 – 829.
- MÍSAŘ, Z. ET AL. 1983. *Geologie ČSSR: Geologie Českého masívu*. Praha: SPN, 1983. 336 s.
- NĚMEČEK, J. ET AL. 2011. *Taxonomický klasifikační průvodce ČR*. ČZU, Praha, 2011. ISBN: 978-80-213-2155-7.
- POUBA, Z. 1959. *Geologické mapování*. Praha. Nakladatelství Československé akademie věd, 1959. 523 s.
- PRÁCHEŇSKO. 2014. *Obec Hejná* [online]. 2014 [cit. 2014-08-15]. Dostupné z: <http://prachensko.hostuju.cz/obce/hejna/hejna.html>
- PROSOVÁ, M. 1951. *K charakteristice krasu v krystalických vápencích jižních Čech*. Sborník Československé Společnosti zeměpisné, 55/1950, s. 196-203.
- PŘIBYL, J ET AL. 1992. *Základy karsologie a speleologie*. Academia, Praha, 1992. 356 s., ISPN: 80-000-0084-4.

- REYNOLDS, J. M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley & Sons, Chichester, 1997, 796 s.
- ROČNÍ SEISMICKÝ BULLETIN. 2015. Seismická služba, Geofyzikální ústav AVČR [online]. 2015 [cit. 2015-04-19]. Dostupné z: <http://www.ig.cas.cz/>
- SHOCART. 2014. *Mapy.cz* [online]. 2011 [cit. 2014-08-15]. Dostupné z: <http://www.mapy.cz/>.
- STŘELECKÝ KLUB STACHY, O.S. 2014. *Střelnice jaroškov* [online]. 2014. [cit. 2014-08-15]. Dostupné z: <http://strelnicejaroskov.kvalitne.cz/>
- ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. ET AL. 2011. *The application of electrical resistivity tomography and gravimetric survey as useful tools in an active tectonics study of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe)*. Journal of Applied Geophysics 74, s. 69–80.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. 2005. *Vybrané analýzy morfostruktur severovýchodní části Rychlebských hor*. In: Rypl, J. (ed.): Geomorfologický sborník 4. Sborník z konference "Stav geomorfologických výzkumů v roce 2005", Nové Hrady, 25. - 27. 4. 2005, Jihočeská Univerzita, České Budějovice, str. 45 – 48.
- TÁBOŘÍK, P., PÁNEK T. 2010. *Elektrická odporová tomografie ve výzkumu horského reliéfu - případové studie z flyšových Karpat*. In: Geografie pro život ve 21. století: Sborník příspěvků z XXII. sjezdu České geografické společnosti, s. 74-81.
- TECHNICKÉ PAMÁTKY. 2014. *Vápencové lomy v pásmu Horažďovice – Sušice* [online]. 2014 [cit. 2014-08-15]. Dostupné z: <http://www.hornictvi.info/techpam/hasit/hasit.htm>
- ÚSMH AVČR. 2014. Monitorovací síť [online]. 2014 [cit. 2014-08-15]. Dostupné z: <http://www.irsm.cas.cz/>
- UČÍME SE O JIHOČESKÉM REGIONU. 2011. *Betaň* [online]. 2014 [cit. 2014-08-15]. Dostupné z: <http://geokatalog.webnode.cz/>.
- ŽÁČEK, V et al. (2012): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1 : 25 000. list 22-343 Vimperk.
- ŽELÍZKO, J. V. 1922. *Glaciální a postglaciální fauna od Malenic v jižních Čechách*. Časopis moravského muzea. Brno, Vědy přírodní, 20-21. 1922

| Seznam příloh

- Příloha 1: Charakteristiky klimatických oblastí
- Příloha 2: Kras v povodí Volyňky
- Příloha 3: Kras v okolí Strašína a Nezdeckého potoka
- Příloha 4: Kras okolí Sušice a Horažďovic
- Příloha 5: Vliv geomorfologie – Hůrka
- Příloha 6: Vliv geomorfologie – Hejná
- Příloha 7: Vliv geomorfologie – Rabí
- Příloha 8: Vliv geomorfologie – Vlkonice
- Příloha 9: Vliv geomorfologie – Budětice
- Příloha 10: Vliv geomorfologie – Podmokly
- Příloha 11: Vliv geomorfologie – Milčice
- Příloha 12: Vliv geomorfologie – Strašín a Nezdice
- Příloha 13: Vliv geomorfologie – Soběšice
- Příloha 14: Vliv geomorfologie – Zdíkov
- Příloha 15: Vliv geomorfologie – Onšovice
- Příloha 16: Vliv geomorfologie – Malenice
- Příloha 17: Tektonika a nadmořská výška
- Příloha 18: Tektonika a sklonitost svahů
- Příloha 19: Zaznamenaná zemětřesení od června 2008 do dubna 2015 s $M > 1,5$
- Příloha 20: Vstup do Strašínské jeskyně
- Příloha 21: Evorzní tvary ve Strašínské jeskyni
- Příloha 22: Zlom ve Strašínské jeskyni
- Příloha 23: Vstup do jeskyně Fík
- Příloha 24: Komín v hlavní prostoře jeskyně Fík
- Příloha 25: Jeskyně Fík za plavená po intenzivních deštích
- Příloha 26: Lom Lišná nedaleko Rabí
- Příloha 27: Vstup do Malenické jeskyně
- Příloha 28: TM-71 v Malenické jeskyni
- Příloha 29: Dutina ve skalní stěně Jiříčkovy skály nad Malenickou jeskyní
- Příloha 30: Lom Radvanka (Hejná)
- Příloha 31: Vstup do jeskyně Betaň
- Příloha 32: Výklenek v jižní stěně chodby jeskyně Betaň

Příloha 33: Malá chodbička v dolní části jeskyně Betaň

Příloha 34: Jeskyně Pod Pumperkem

Příloha 35: Lom Sudslavice

Příloha 36: Sudslavická sluj

Příloha 37: TM-71 v lomu Sudslavice

Příloha 38: Elevace nedaleko Lazen

Příloha 39: Zřícenina hradu Rabí na vápencovém vrcholu

Příloha 40: Vápencové kopečky u Vlkonic

Příloha 41: Vápencové kopečky u Onšovic (PP Háje)

Příloha 1: Charakteristiky klimatických oblastí (zdroj: Quitt, 1971)

Klimatické charakteristiky	CH7	MT3	MT5	MT7	T2
Počet letních dnů	10 – 30	20 – 30	30 – 40	30 – 40	50 – 60
Počet dnů s průměrnou teplotou 10 °C a více	120 – 140	120 – 140	140 – 160	140 – 160	160 – 170
Počet mrazových dnů	140 – 160	130 – 160	130 – 140	110 -160	100 – 110
Počet ledových dnů	50 – 60	40 – 50	40 – 50	40 – 50	30 – 40
Průměrná teplota v lednu [°C]	-3 - -4	-3 - -4	-4 - -5	-2 - -3	-2 - -3
Průměrná teplota v červnu [°C]	15 – 16	16 – 17	16 – 17	16 – 17	18 – 19
Průměrná teplota v dubnu [°C]	4 – 6	6 – 7	6 – 7	6 – 7	8 – 9
Průměrná teplota v říjnu [°C]	6 – 7	6 – 7	6 – 7	7 – 8	7 – 9
Průměrný počet dnů se srážkami nad 1 mm a více	120 – 130	110 – 120	100 – 120	100 – 120	90 – 100
Srážkový úhrn ve vegetačním období [mm]	500 – 600	350 – 450	350 – 450	400 - 450	350 – 400
Srážkový úhrn v zimním období [mm]	350 – 400	250 – 300	250 – 300	250 – 300	200 – 300
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	100 – 120	60 – 100	60 – 100	60 – 80	40 – 50
Počet dnů zamračených	150 – 160	120 – 150	120 – 150	120 – 150	120 – 140
Počet dnů jasných	40 – 50	40 – 50	50 – 60	40 – 50	40 – 50

Příloha 2: Kras v povodí Volyňky (zdroj: Hromas et al., 2009)

Název:	Délka:	Popis lokality:
Mladíkovská	2 m	zbytky odlámané dutiny se sintrovými náteky
Posilniční	12 m	nízké chodby s bohatou korozní modelací, občas protékána srážkovými vodami
Drabí díra	3 m	pozůstatek odstřelené jeskyně
Silniční	5 m	uměle prokopaná, těsná dutina

Jiříčkova	125 m	rozvětvený systém většinou úzkých chodeb na kontaktu vápenců s nekrasovými horninami
Betaň	25 m	podzemní komora vylámaná na místě původní krasové jeskyně, zachované jen z části. Občas zatápěna podzemními vodami
Na římse	2 m	puklinové dutiny, neprůlezně navazující na Jiříčkovu jeskyni
Komín v Jiříčkově skále	8 m	částečně odlámaná vertikální puklina
Suslavická (sluj)	20 m	torzo odlámané jeskyně, důležitá paleontologická lokalita s bohatými nálezy kvartérní fauny
Nad lomem	2 m	drobná dutina
Onšovická	3 m	drobná puklinovitá dutina
Zechovická I	8 m	puklinová chodba, dnes již odlámaná.
Zechovická II	2 m	drobná dutina
U Vícemil	2 m	uměle vyklizené drobné korozní dutiny

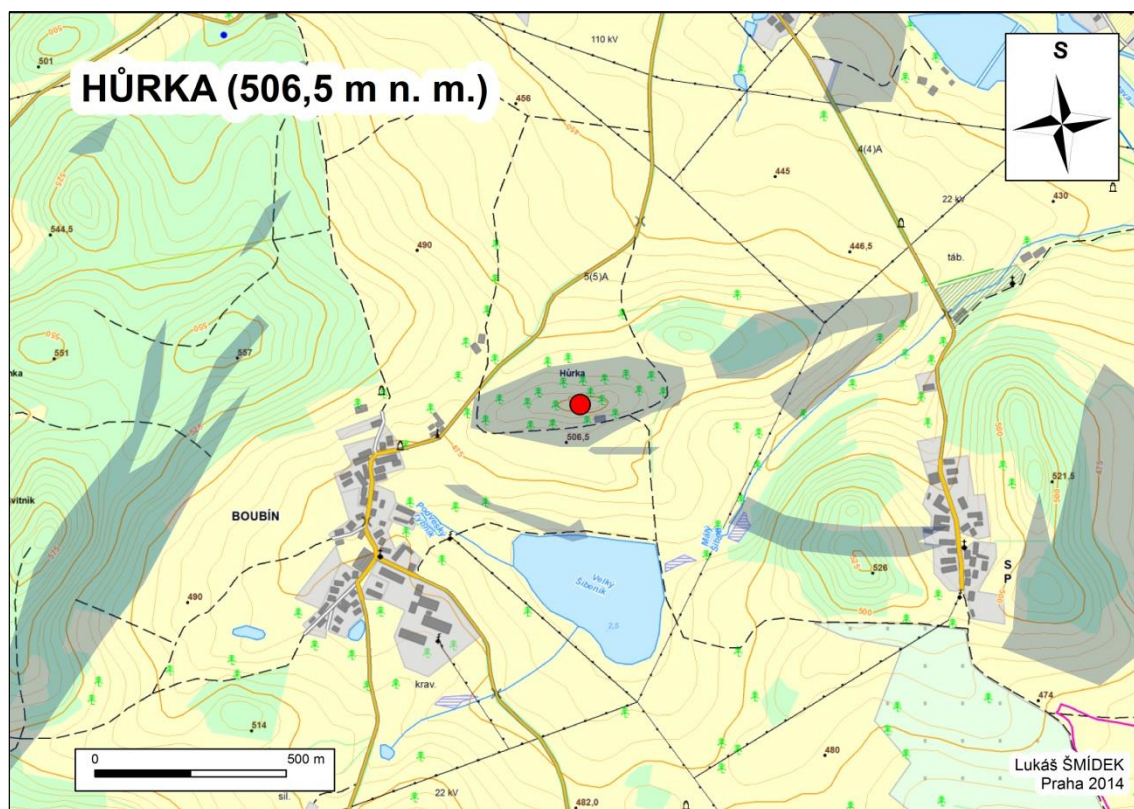
Příloha 3: Kras v okolí Strašína a Nezdického potoka (zdroj: Hromas et al., 2009)

Název:	Délka:	Popis lokality:
Strašínská	200 m	nejrozsáhlejší jeskyně v oblasti pošumavského krasu
Fík	21 m	ukloněná chodba s rozsáhlejší prostorou na konci

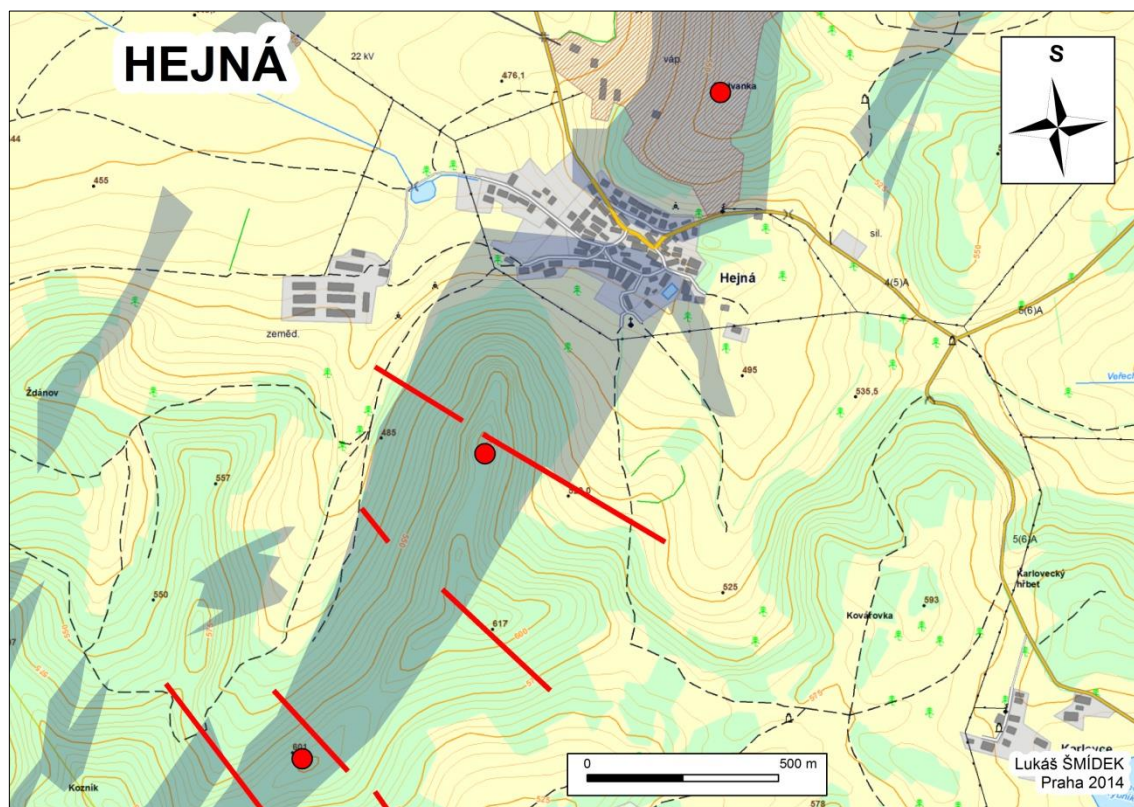
Příloha 4: Kras okolí Sušice a Horažďovic (zdroj: Hromas et al., 2009)

Název:	Délka:	Popis lokality:
Na Svatu	6 m	puklinová dutina
Pod Radvánkou	8 m	ukloněná prostora postižená řícením
V Nělici	2,7 m	drobná puklinová dutina
Pod Pumperkem	15 m	z části odtěžená a lámáním na 3 části rozdělená jeskyně s výraznou korozní modelací
Žichovická	8 m	prostornější, na puklině vytvořený převis
Ve studni	30 m	nízká, členitá prostora, občas částečně zatápěna podzemními vodami
Hydčická	7 m	ukloněná puklinová chodba, dnes již odtěžena

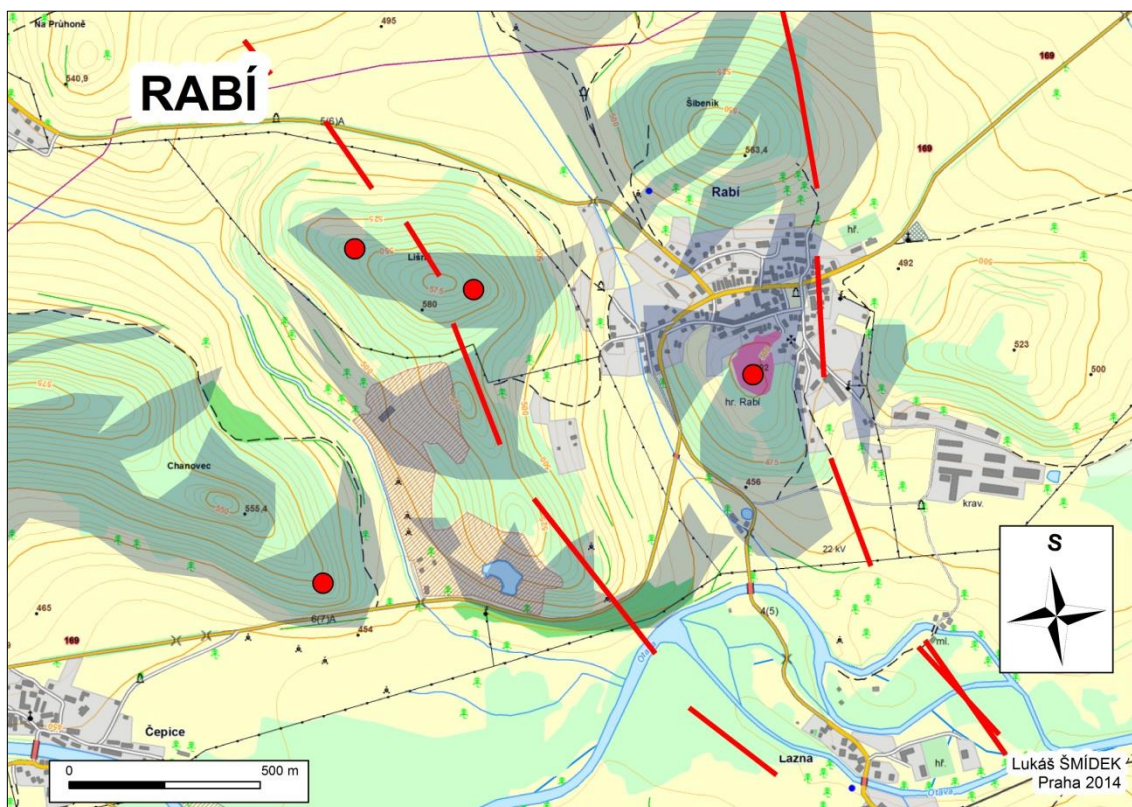
Příloha 5: Vliv geomorfologie – Hůrka (zdroj: Cenia, ČGS)



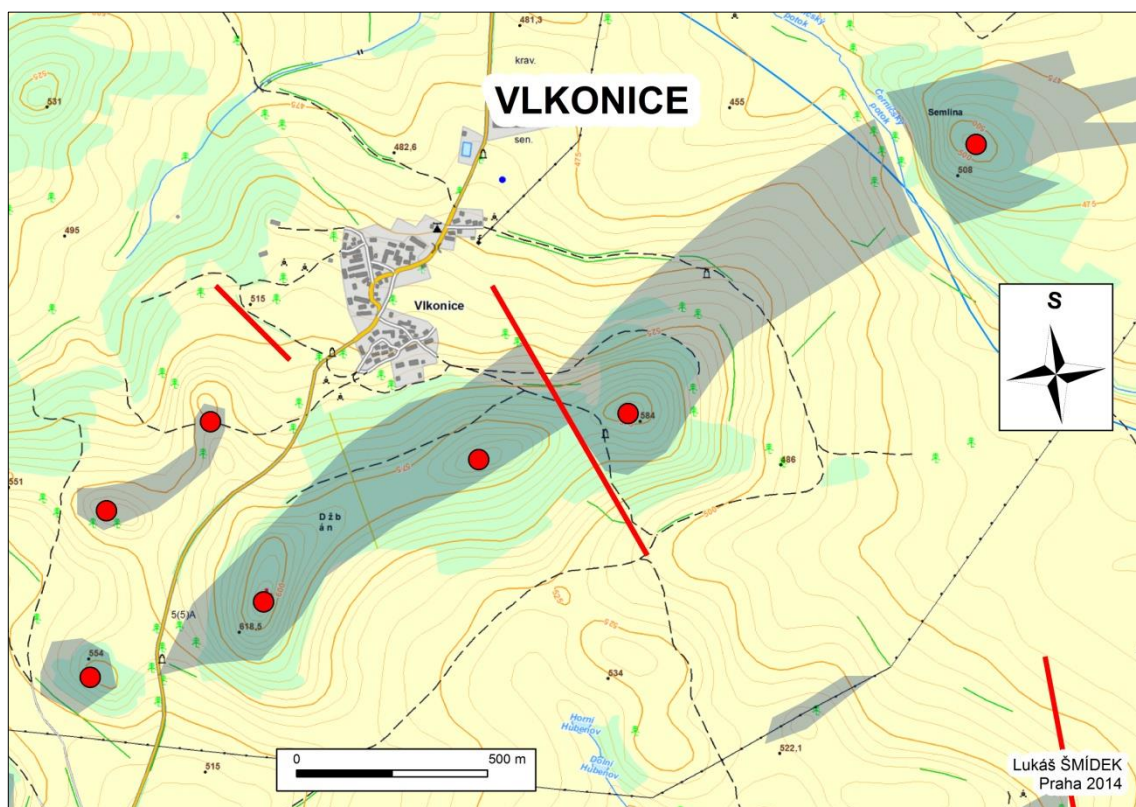
Příloha 6: Vliv geomorfologie – Hejná (zdroj: Cenia, ČGS)



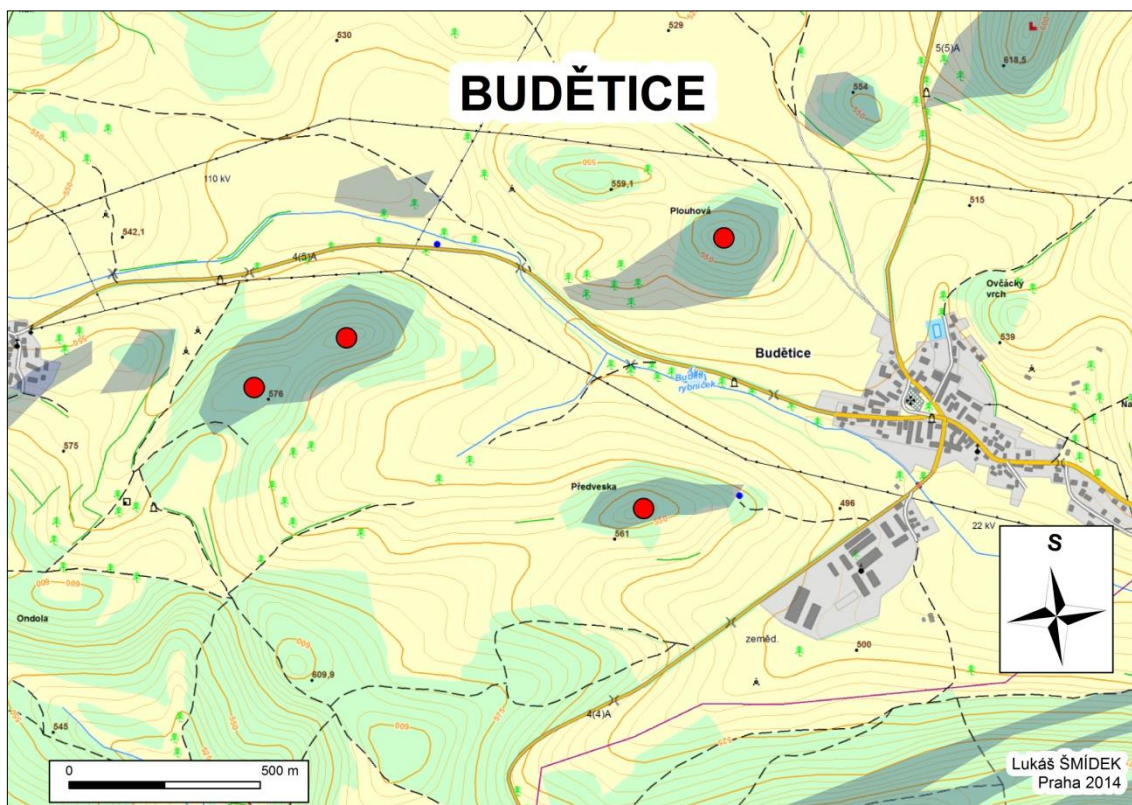
Příloha 7: Vliv geomorfologie – Rabí (zdroj: Cenia, ČGS)



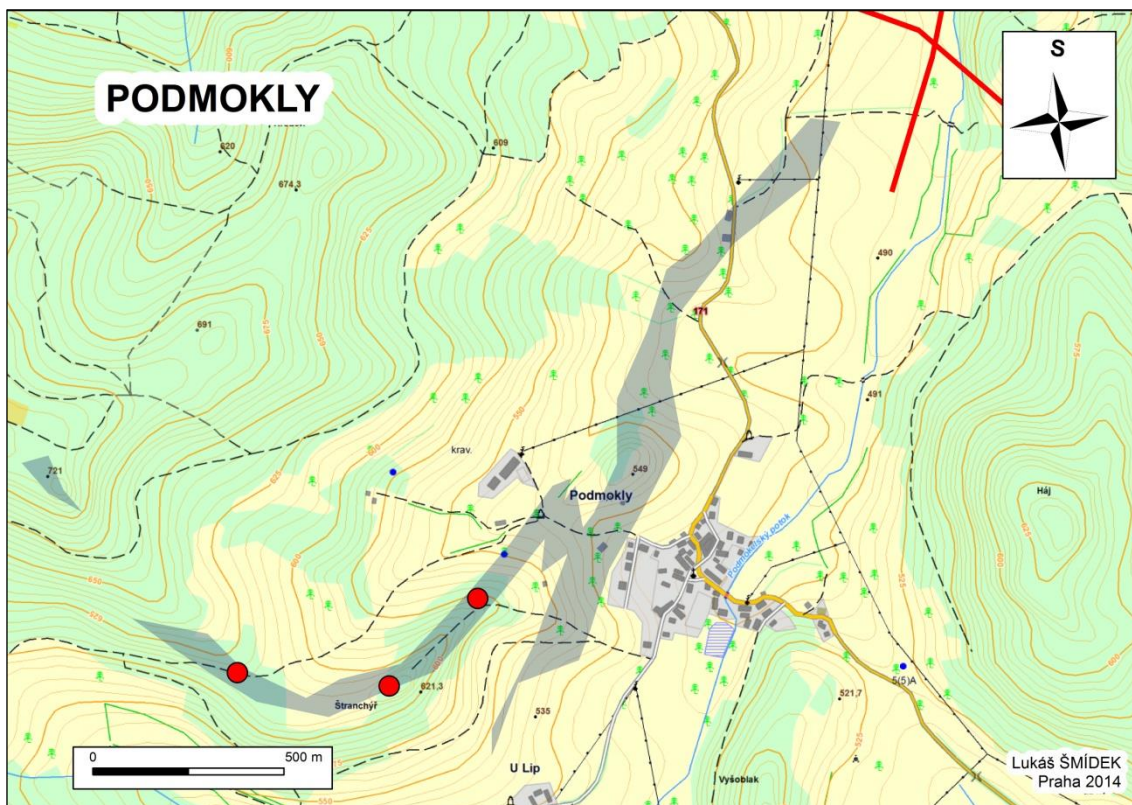
Příloha 8: Vliv geomorfologie – Vlkonice (zdroj: Cenia, ČGS)



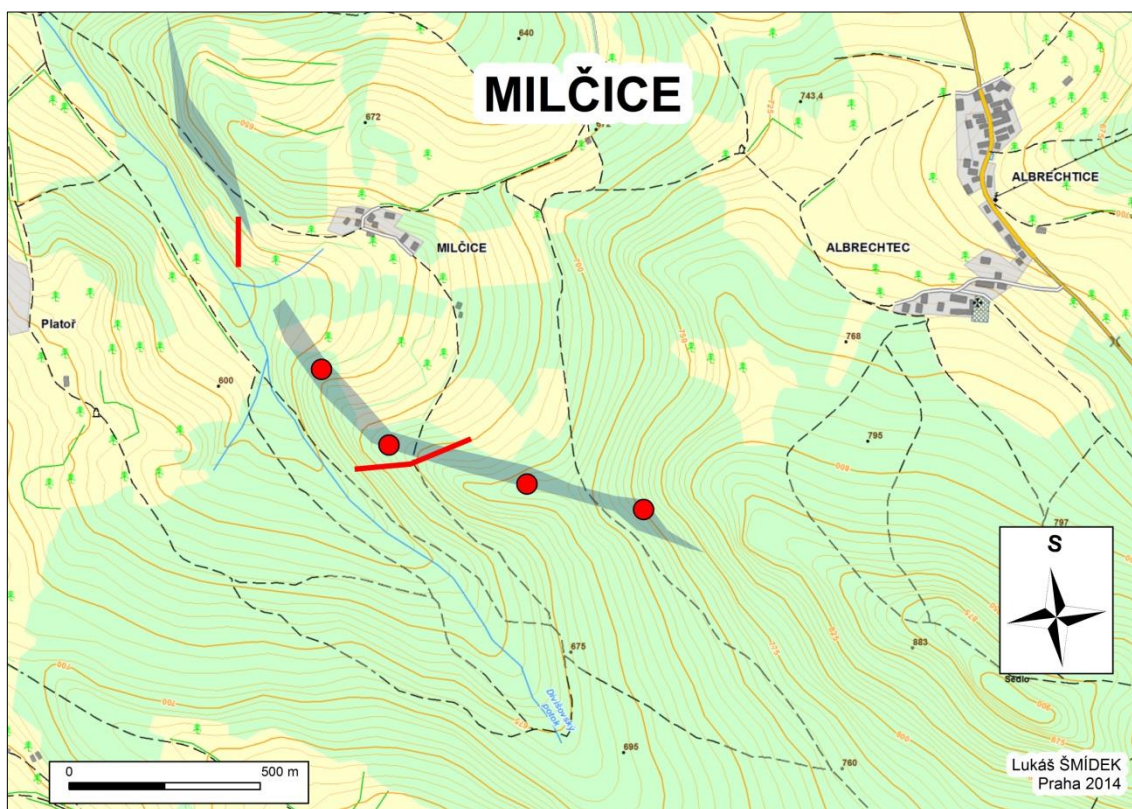
Příloha 9: Vliv geomorfologie – Budějnice (zdroj: Cenia, ČGS)



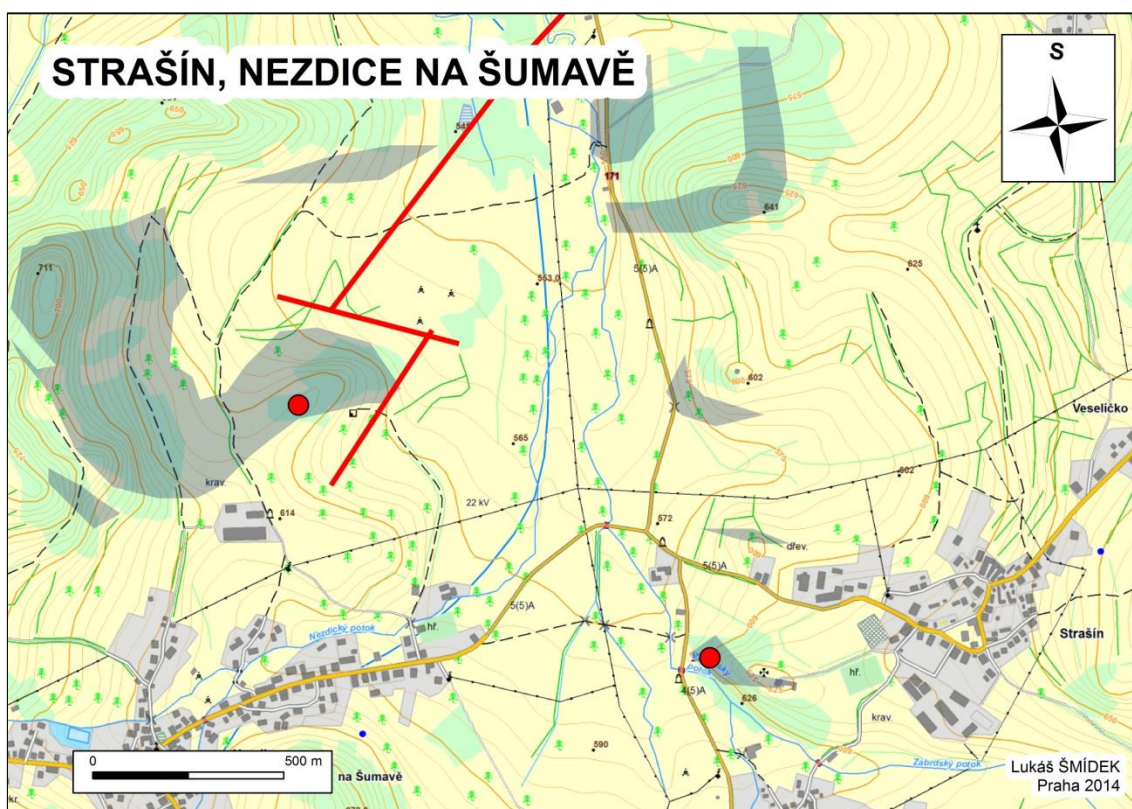
Příloha 10: Vliv geomorfologie – Podmokly (zdroj: Cenia, ČGS)



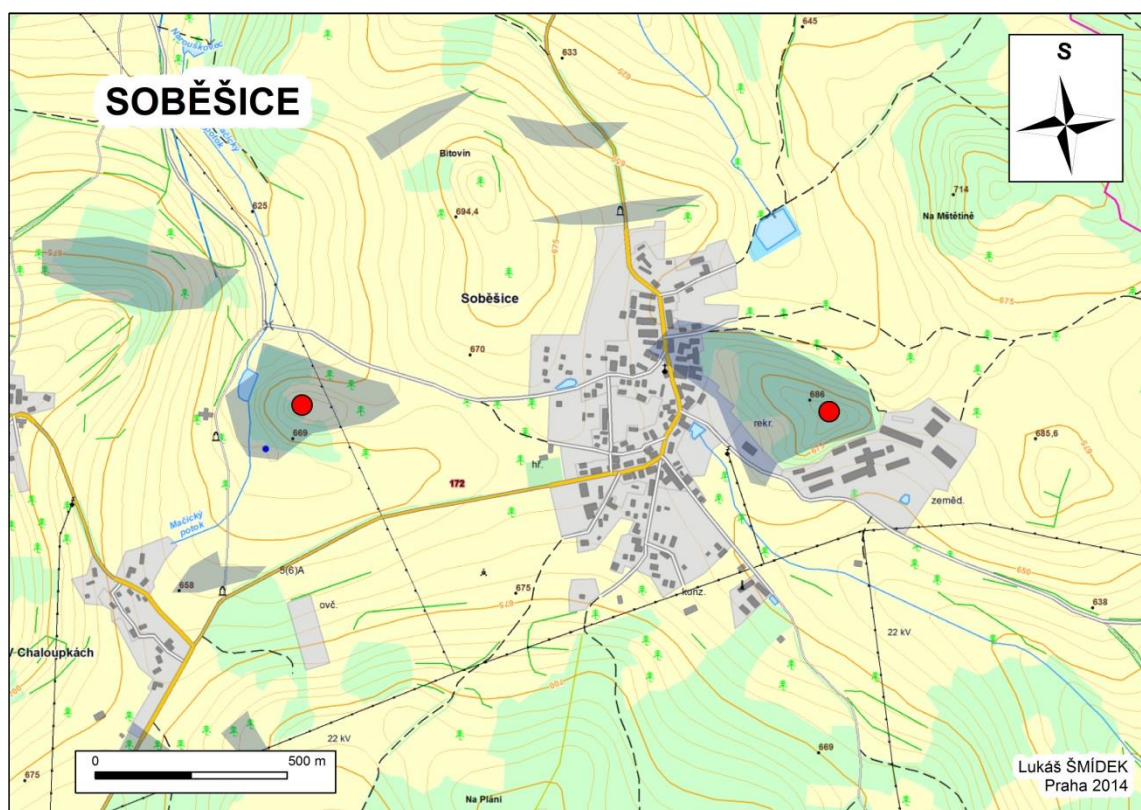
Příloha 11: Vliv geomorfologie – Milčice (zdroj: Cenia, ČGS)



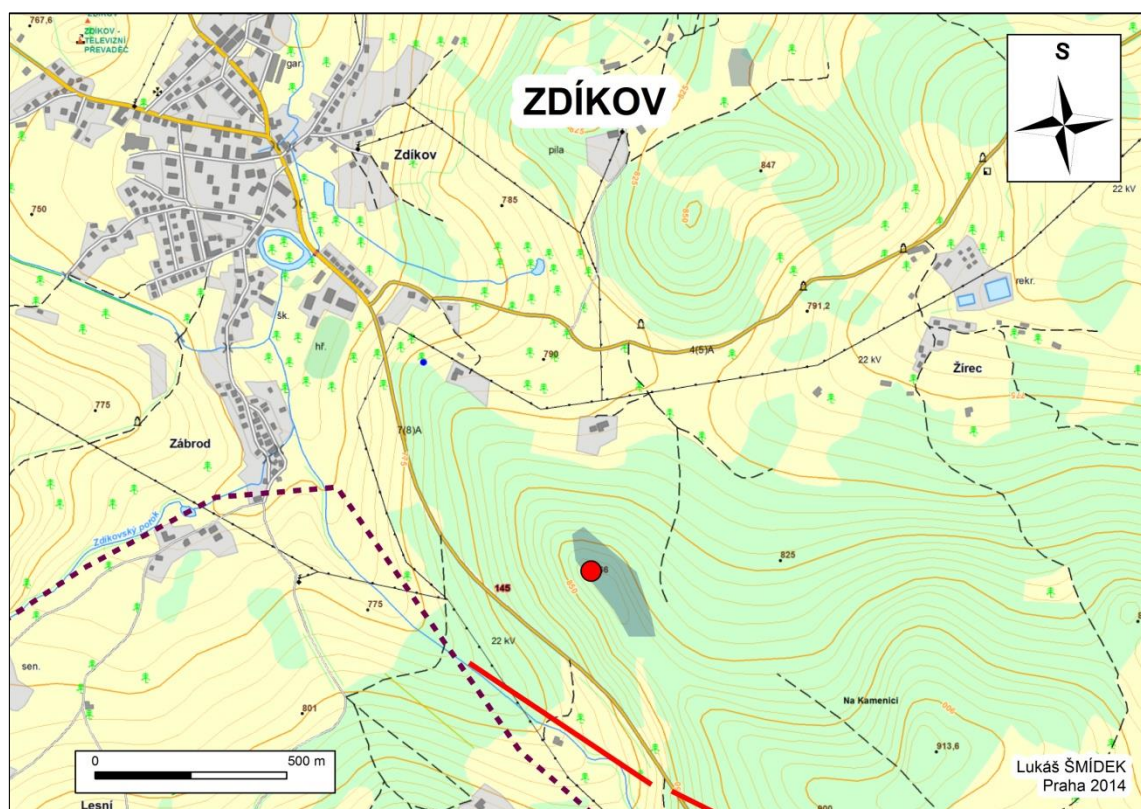
Příloha 12: Vliv geomorfologie – Strašín a Nezdice (zdroj: Cenia, ČGS)



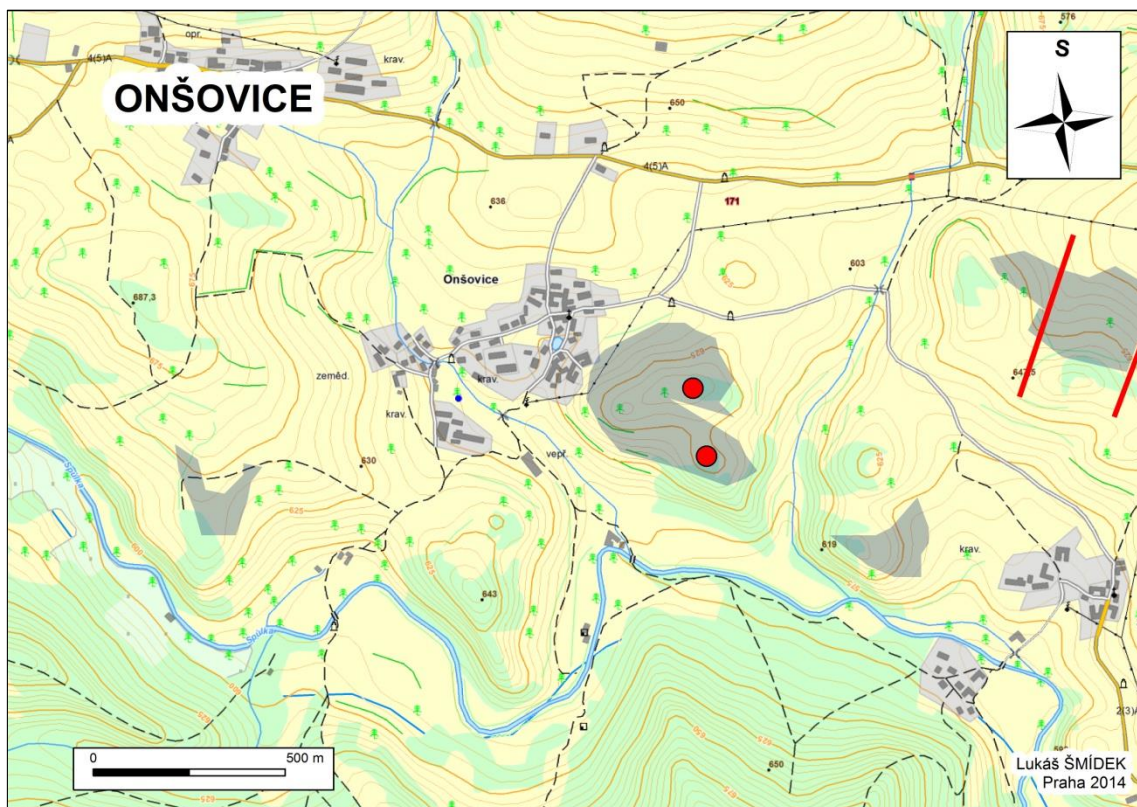
Příloha 13: Vliv geomorfologie – Soběšice (zdroj: Cenia, ČGS)



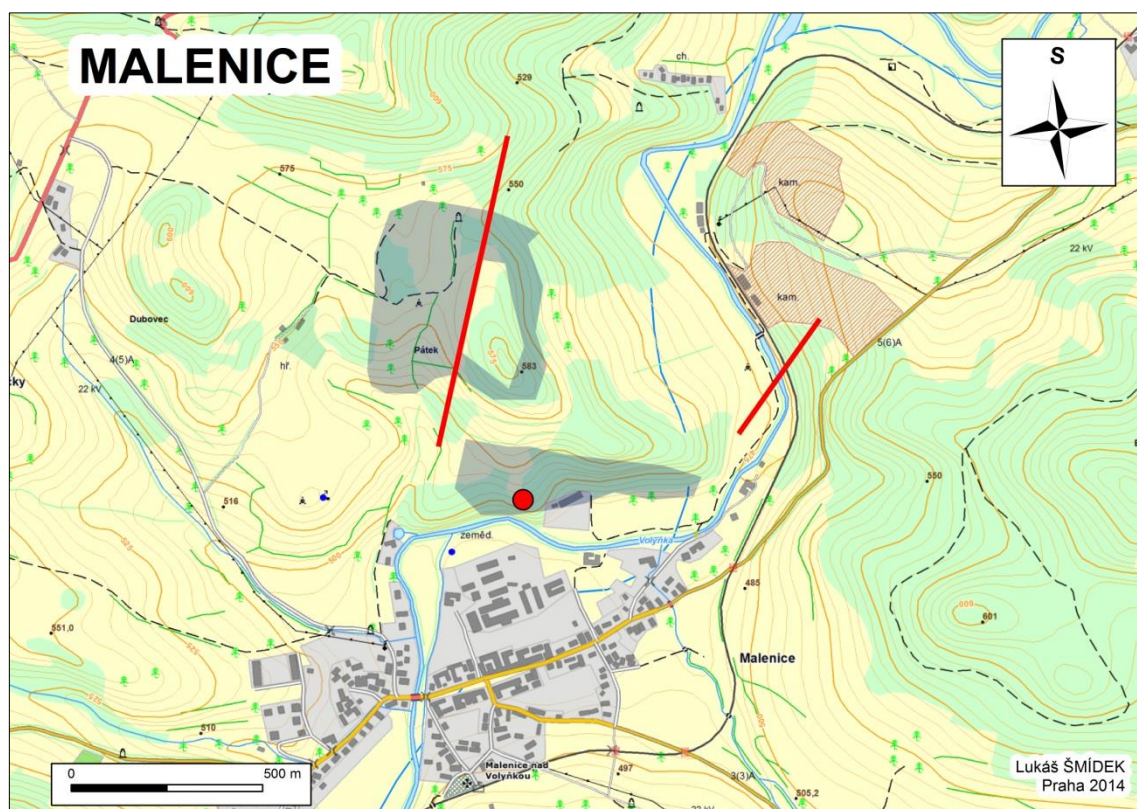
Příloha 14: Vliv geomorfologie – Zdíkov (zdroj: Cenia, ČGS)



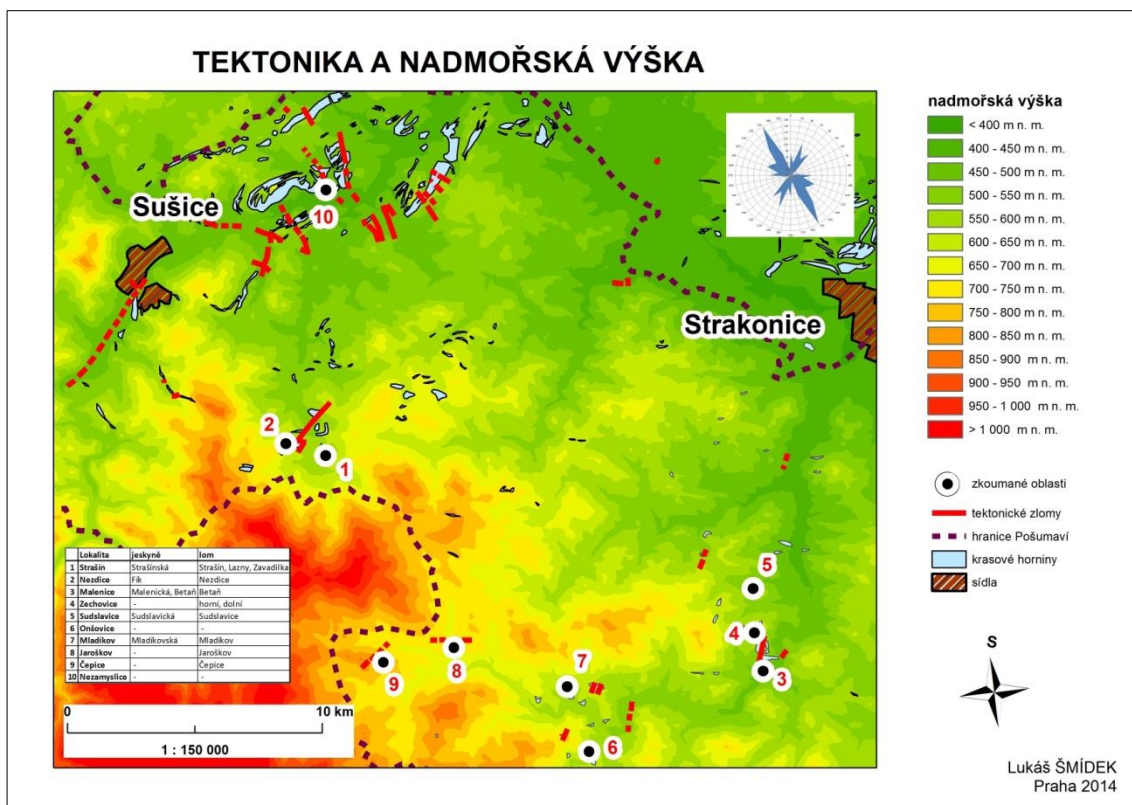
Příloha 15: Vliv geomorfologie – Onšovice (zdroj: Cenia, ČGS)



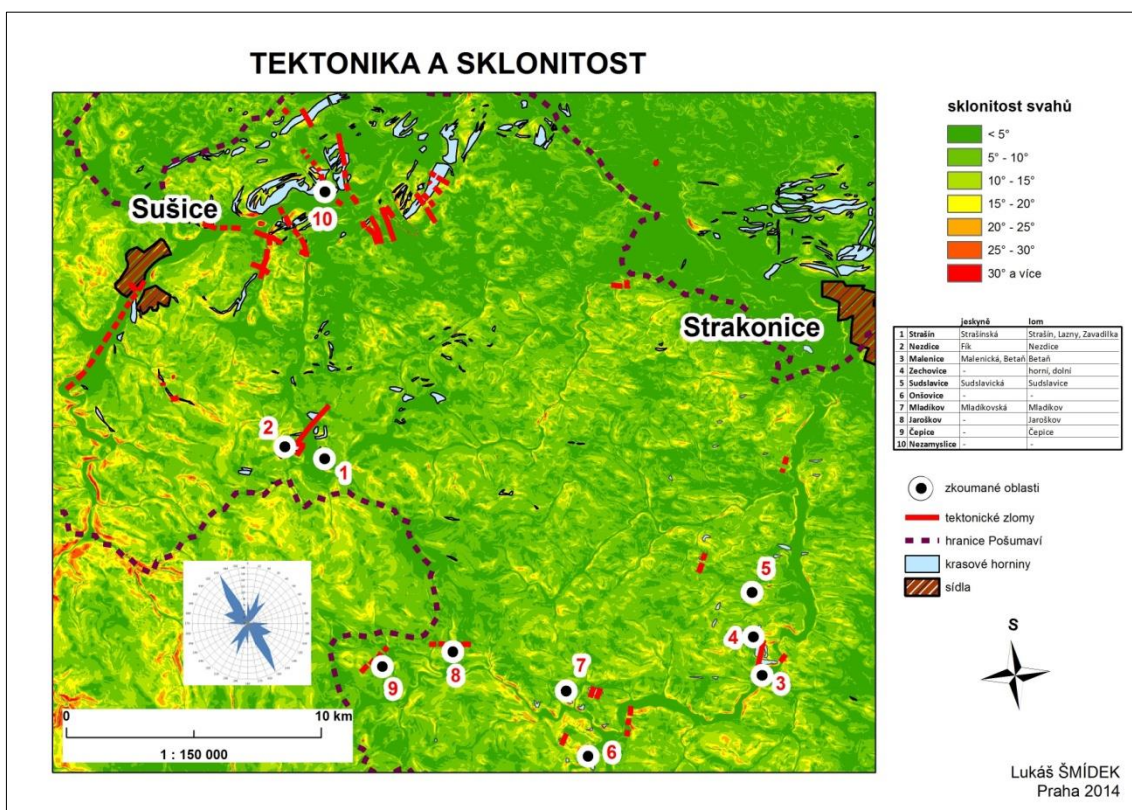
Příloha 16: Vliv geomorfologie – Malenice (zdroj: Cenia, ČGS)



Příloha 17: Tektonika a nadmořská výška (zdroj: DEM, ArcCR, ČGS)



Příloha 18: Tektonika a sklonitost svahů (zdroj: DEM, ArcCR, ČGS)



Příloha 19: Zaznamenaná zemětřesení od června 2008 do dubna 2015 s $M > 1,5$

Datum	LAT.	LONG.	h [km]	Magnit.	lokality
rok 2008					
6. - 18.10	50,20	12,45	10	3,8	Západní Čechy
21. - 22.10	50,22	12,44	9	2,7	Západní Čechy
27. - 28.10.	50,21	12,47	8	1,8	Západní Čechy
31.10.	50,22	12,45	8	2,6	Západní Čechy
17. - 18.11.	50,22	12,45	8	2,5	Západní Čechy
23.11.	50,23	12,51	0	2,9	Západní Čechy
10.12.	50,24	12,45	8	1,8	Západní Čechy
rok 2009					
20.4.	47,56	14,45	2	3,8	Admont (A), citelné otřesy Vyšší Brod
5.5.	48,79	14,3	0	1,8	Lipno
6.5.	48,80	14,3	0	1,8	Lipno
15.7.	47,77	12,82	2	2,1	Inzell (D)
26.7.	47,74	14,68	7	1,7	ALTENMARKT (A)
20.8.	50,21	12,45	9	1,9	Západní Čechy
21.8.	47,69	14,23	6	2,2	Vorderstoder (A)
5.10.	50,21	12,45	9	1,6	Západní Čechy
12.11.	47,79	14,50	6	1,6	GROSSRAMING (A)
15.11.	47,59	14,43	6	1,7	Admont (A)
21.11.	50,21	12,46	8	1,9	Skalná - Západní Čechy
26.11.	47,92	14,49	8	1,6	GROSSRAMING (A)
27.12.	47,59	14,53	10	2,1	Schwaighof (A)
rok 2010					
5.1.	47,55	15,50	12	2	Mürztall (A)
23.3.	47,65	14,72	10	2	Landl (A)
rok 2011					
26.1.	50,23	12,44	8	1,6	Západní Čechy
28.2.	50,23	12,44	8	1,8	Západní Čechy
5.4.	47,53	13,84	2	3,1	BAD AUSSEE (A)
13.6.	47,60	14,34	6	2,2	SPITAL AM PYHRN (A)
16.8.	50,23	12,44	8	1,8	Západní Čechy
23.8. - 10.9.	50,23	12,44	8	3,7	Západní Čechy
11.9.	49,60	14,15	2	2,3	Příbram
25. - 30.10.	50,23	12,46	2	2,4	Západní Čechy
15. - 17.12.	50,26	12,44	8	2,2	Západní Čechy
29.12.	50,26	12,42	9	1,6	Západní Čechy
31.12.	50,24	12,44	8	2,3	Stříbrná - Západní Čechy
rok 2012					
11.1.	48,80	14,31	3	2,8	Český Krumlov
16.6.	44,67	12,73	10	2,5	Západní Čechy
31.8.	43,70	12,95	9	3	Západní Čechy
rok 2013					
1.1.	50,23	12,44	9	2,5	Cheb
12.1.	50,23	12,44	9	2	Západní Čechy

21.1.	47,93	14,34	0	2,7	Herndleck (A)
22.4.	50,27	12,44	8	1,8	Západní Čechy
23.4.	50,26	12,44	8	1,9	Západní Čechy
3.5.	50,26	12,44	8	1,9	Západní Čechy
6.6.	50,24	12,45	7	1,6	Západní Čechy
24.12.	48,81	14,11	1	1,6	Horní Planá (Lipno)
rok 2014					
24.5.	50,23	12,45	9	3,6	Západní Čechy
31.5.	50,18	12,41	10	4,5	Západní Čechy - nejsilnější otřesy
1. - 7.6.	50,23	12,48	10	3,4	Západní Čechy
24.9.	50,26	12,51	10	2,3	Západní Čechy
7.12.	50,27	12,44	2	1,9	Západní Čechy
16.12.	50,26	12,51	2	2,8	Západní Čechy (Rotava)
rok 2015					
25.1.	50,25	12,50	2	1,9	Západní Čechy
25.3.	47,78	15,90	3	1,6	Hengsttal (A)

(zdroj: Geofyzikální ústav AVČR)

Příloha 20

Příloha 20: Vstup do Strašínské jeskyně



Příloha 21: Evorzní tvary ve Strašínské jeskyni

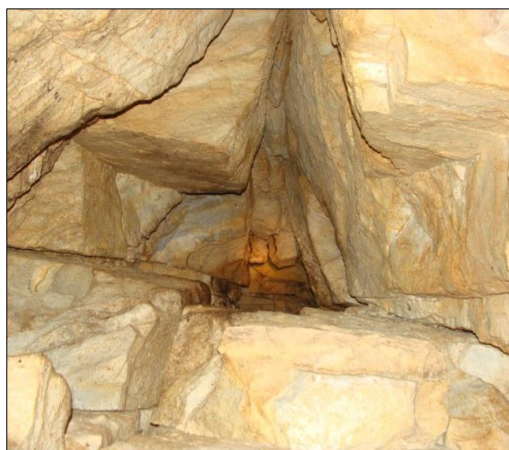
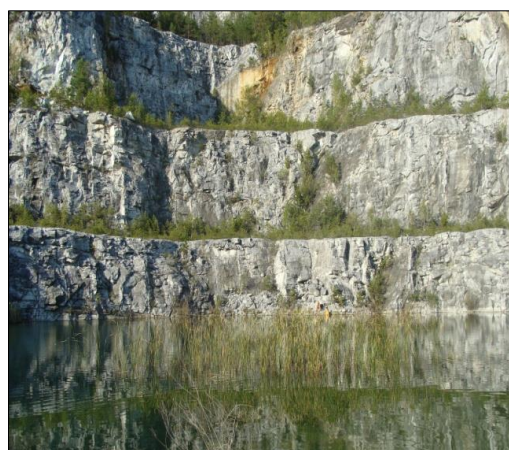
Příloha 22: Zlom ve Strašínské jeskyni

Příloha 21



Příloha 22



Příloha 23**Příloha 24****Příloha 25****Příloha 26****Příloha 27**

Příloha 23: Vstup do jeskyně Fík

Příloha 24: Komín v hlavní prostoře jeskyně Fík

Příloha 25: Jeskyně Fík za plavená po intenzivních deštích

Příloha 26: Lom Lišná nedaleko Rabí

Příloha 27: Vstup do Malenické jeskyně

Příloha 28**Příloha 29****Příloha 30****Příloha 31****Příloha 32**

Příloha 28: TM-71 v Malenické jeskyni

Příloha 29: Dutina ve skalní stěně Jiříčkovy skály nad Malenickou jeskyní

Příloha 30: Lom Radvanka (Hejná)

Příloha 31: Vstup do jeskyně Betaň

Příloha 32: Výklenek v jižní stěně chodby jeskyně Betaň

Příloha 33**Příloha 34****Příloha 35****Příloha 36****Příloha 37**

Příloha 33: Malá chodbička v dolní části jeskyně Betaň

Příloha 34: Jeskyně Pod Pumperkem

Příloha 35: Lom Sudslavice

Příloha 36: Sudslavická sluj

Příloha 37: TM-71 v lomu Sudslavice

Příloha 38**Příloha 39****Příloha 40****Příloha 41**

Příloha 38: Elevace nedaleko Lazen

Příloha 39: Zřícenina hradu Rabí na vápencovém vrcholu

Příloha 40: Vápencové kopečky u Vlkonic

Příloha 41: Vápencové kopečky u Onšovic (PP Háje)