

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**  
**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

Katedra fyzická geografie a geoekologie



**Bc. Jakub Stemberk**

Morfostrukturní analýza Hřibovské hornatiny  
Morphostructural analysis of the Hřibovská hornatina

(Diplomová práce)

Vedoucí závěrečné práce: RNDr. Petra Štěpančíková, PhD.

Praha 2011



**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze 22.8.2011

Podpis:

*Děkuji své školitelce diplomové práce RNDr. Petře Štěpančíkové, PhD. za odborné vedení, RNDr. Filipu Hartvichovi, PhD. a RNDr. Josefu Stemberkovi, CSc. za cenné rady, připomínky a doprovod v terénu. V neposlední řadě patří velké poděkování také mé rodině za morální podporu a všestrannou pomoc.*

## **Zadání diplomové práce**

### **Název práce:**

Morfostrukturní analýza Hřibovské hornatiny

### **Cíle práce:**

Zhodnocení morfostrukturních poměrů vybraného území Rychlebských hor se zaměřením na tvary reliéfu a procesy geneticky podmíněné kvartérními tektonickými pohyby, zejména okrajového sudetského zlomu a paralelních zlomů.

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje:**

Vybrané území zahrnuje geomorfologický okrsek Hřibovská hornatina. Hlavní metody práce budou zahrnovat geomorfologické mapování se zaměřením na tvary reliéfu mající potenciální původ v geologicko-strukturních poměrech a neotektonických pohybech v oblasti a bude doplněno strukturními měřeními v přirozených i umělých skalních výchozích. Výsledky terénního výzkumu budou dále analyzovány (analýza mapovaných tvarů, puklinová a zlomová analýza), doplněny a srovnávány morfometrickými metodami hodnotícími tektonickou aktivitu území, analýzou podélných profilů vodních toků (anomálie, křivky gradientů, SL indexy) a analýzou morfolineamentů.

Datum zadání: 9.12.2009

Bc. Jakub Stemberk  
Podpis studenta

RNDr. Petra Štěpančíková, Ph.D.  
Podpis vedoucího práce

Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.  
Podpis vedoucího katedry

## **Abstrakt**

### **Morfostrukturní analýza Hřibovské hornatiny**

Diplomová práce se zabývá morfostrukturní analýzou Hřibovské hornatiny (podcelek Rychlebských hor). Severovýchodní okraj studovaného území tvoří svah na okrajovém sudetském zlomu, který představuje jednu z nejvýznamnějších tektonických zón ve střední Evropě. Proto byly práce zaměřeny na prostorové rozmístění vybraných geomorfologických tvarů a analýzu parametrů říční sítě, které mohou potenciálně indikovat recentní tektonickou aktivitu v rámci studovaného území. Výsledkem je navržený průběh zlomů výrazných v morfologii. Aktivita zlomů byla posouzena na základě změn intenzity eroze vodních toků projevující se v příčných a podélných profilech. Podle hodnot SL indexu byly vymezeny části studovaného území, které vykazují recentní tektonickou aktivitu. Výstupem diplomové práce je morfostrukturní mapa Hřibovské hornatiny a okolí v měřítku 1 : 25 000.

#### **Klíčová slova:**

Morfostrukturní analýza, aktivní tektonika, říční síť, okrajový sudetský zlom, Hřibovská hornatina.

## **Abstract**

### **Morphostructural analysis of the Hřibovská hornatina Mts.**

This work deals with morphostructure analyses of the Hřibovská hornatina Mts., part of the Rychlebské hory Mts. Northeastern border of the studied area is created by the mountain front slope controlled by the Sudetic Marginal fault, which is one of the most conspicuous tectonic structures in central Europe. This is the main reason why works were focused on the analyses of stream network parameters and spatial distribution of those selected landforms which could potentially indicate recent tectonic activity in the studied area. As a result, supposed courses of faults marked in morphology were suggested. Fault activity assessment was considered on changes in erosion intensity indicated in longitudinal and crosswise profiles of stream valleys. Based on the values of Stream-Length index the areas with recent tectonic activity were delimited. The final output of this work is the morphostructure map of the Hřibovská hornatina Mts. and the adjacent area.

#### **Key words:**

Morphostructural analysis, active tectonics, Sudetic Marginal fault, Hřibovská hornatina Mts.

## Obsah

1.	Úvodní kapitola .....	8
1.1	Téma a cíle práce .....	8
1.2	Vymezení území .....	9
2.	Metody a postup zpracování .....	10
3.	Vybrané fyzickogeografické charakteristiky území .....	13
3.1	Geologické poměry .....	13
3.1.1	Charakteristika nejrozšířenějších hornin .....	16
3.1.2	Kvartér .....	18
3.1.3	Tektonika .....	19
3.2	Geomorfologické poměry .....	22
3.3	Hydrografické poměry .....	25
4.	Vývoj a současný stav geomorfologických výzkumů ve zkoumaném území .....	28
5.	Geomorfologická analýza zkoumaného území .....	31
5.1	Analýza vybraných tvarů reliéfu .....	31
5.1.1	Fluviální tvary akumulární .....	31
5.1.2	Fluviální tvary erozní .....	32
5.1.3	Polygenetické tvary .....	38
5.2	Morfostrukturní analýza .....	40
5.2.1	Analýza morfolineamentů .....	40
5.2.2	Zlomová analýza .....	43
5.2.3	Analýza údolní soustavy .....	50
6.	Diskuse .....	63
7.	Závěr .....	73
8.	Seznam použité literatury .....	75
9.	Seznam tabulek, fotografií, grafů, map, obrázků a příloh .....	80
10.	Přílohy .....	83
10.1	Příčné profily údolními vodními toků Hřibovské hornatiny .....	83
10.2	Podélné profily údolními vodními toků Hřibovské hornatiny a SL indexy .....	91
10.3	Mapa geomorfologických tvarů (volná příloha)	

# 1. Úvodní kapitola

## 1.1 Téma a cíle práce

Předkládaná diplomová práce se zabývá morfostrukturní analýzou Hřibovské hornatiny. Tematicky navazuje na mou bakalářskou práci (Stemberk jr. 2008), která se zabývala analýzou údolní sítě Hoštického stupně z hlediska jejího předpokládaného tektonického ovlivnění. Studované území se nalézá v zóně okrajového sudetského zlomu, který představuje jednu z nejvýznamnějších tektonických zón ve střední Evropě (Badura et al. 2007).

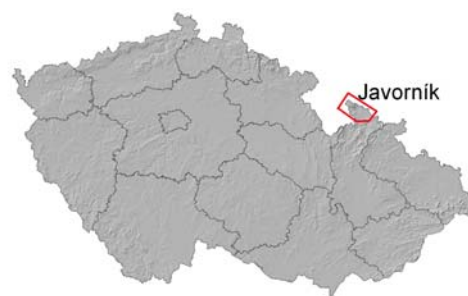
Cílem mé práce bylo analyzovat prostorové rozmístění vybraných geomorfologických tvarů a parametrů říční sítě, které mohou potenciálně indikovat tektonickou aktivitu v oblasti (Keller, Pinter 2002), především kvartérní pohyby. Dále jsem se také pokusil interpretovat výsledky analýz s ohledem na dosud publikované geomorfologické či geologické práce zabývající se oblastmi při okrajovém sudetském zlomu. Práce také navazuje na geomorfologický výzkum prováděný zde v 70. letech A. Ivanem. Výstupem je podrobná tematická geomorfologická mapa v měřítku 1 : 25 000.

Kapitola 1.2 – „Vymezení území“ se zabývá vymezením studované oblasti Hřibovské hornatiny. Kapitola 2 – „Metodika“ se věnuje použité metodice a podkladovým zdrojům, které byly při analýzách použity. Kapitola 3 – „Vybrané fyzickogeografické a geologické charakteristiky území“ zahrnuje ve svých podkapitolách základní publikované informace o geologii, geomorfologii a hydrografii studovaného území. Podává také přehled výzkumů zaměřených na okrajový sudetský zlom. Kapitola 4 – „Vývoj a současný stav geomorfologických výzkumů ve zkoumaném území“ shrnuje historický vývoj teorií o genezi a vývoji Hřibovské hornatiny a přilehlého okolí. Obsáhlá kapitola 5 – „Geomorfologická analýza zkoumaného území“ obsahuje v podkapitolách analýzu rozmístění vybraných geomorfologických tvarů na základě terénních prací. Dále se věnuje analýze zlomů, podélných a příčných profilů údolními vodními toků. V kapitole 6 – „Diskuse“ uvádím interpretaci zjištěných výsledků a srovnání se závěry jiných autorů. Kapitola 7 – „Závěr“ heslovitě shrnuje všechny důležité výsledky vyplývající z analýz.



## 1.2 Vymezení území

Území Hřibovské hornatiny, jako geomorfologický okrsek celku Rychlebských hor, podcelku Travenské hornatiny, se nachází v severozápadní části Javornického výběžku asi 15 km sz. od Jeseníku. Na jižním a jihozápadním okraji je hranice vedena společně se státní hranicí s Polskou republikou. Na severním okraji je oddělena od Hoštického stupně (mezi obcemi Bílá



Obr. 1.1 Pozice Hřibovské hornatiny v rámci České republiky.

Voda a Javorník ve Slezsku) a Vidnavské nížiny (mezi obcemi Javorník ve Slezsku a Bergovem) příkrým přímočarým svahem. Jihovýchodní hranice je vedena po Vojtovickém potoce až do pramenné oblasti poblíž bývalé osady Hraničky. Území má přibližně rozměry 16 x 5 km s podélnou osou ve směru SZ – JV. Pro potřeby analýz vybraných morfostrukturních charakteristik bylo nutné se zabývat také některými přilehlými oblastmi, zejména územím části Vidnavské nížiny a v Polsku navazující Przedgórze Paczkowskie, Hoštického stupně a malou částí Nýznerovské hornatiny, kde se nacházejí pravostranné přítoky Vojtovického potoka.

## 2. Metody a postup zpracování

Práce probíhaly ve třech fázích – přípravné práce, terénní práce a kamerální práce.

Přípravné práce spočívaly ve sběru a studiu literatury zaměřené regionálně a tématicky.

Hlavní částí byly terénní práce, které byly zaměřeny na podrobné mapování tvarů reliéfu, které mohou odrážet tektonickou aktivitu ve zkoumaném území. Sledovány byly především výskyty pramenů, podmáčených území, charakter koryt vodních toků (erozní zářez, stupně, dosah eroze, ...), dále také strže, úpady a dejekční kužely. Blíže se jednotlivým tvarům věnuje kapitola 5.1. Poznatky byly zanášeny do Základních map České republiky v měřítku 1 : 10 000 listy (11-18, 12-17, 12-18, 13-17 a 13-18) a pro určení přesné polohy byl využit přístroj GPS Garmin GPSMAP 60C. Současně byla prováděna fotodokumentace.

Kamerální práce předcházely i následovaly pracím terénním. Kromě topografických map byly využity geologické mapy digitální i tištěné. V měřítku 1: 50 000 se jednalo o mapové listy Geologických map ČR 04-43 Bílý potok (Skácelová red. 1992a), 04-44 Javorník (Skácelová red. 1997), 14-21 Travná (Skácelová red. 1992b) a 14-22 Jeseník (Žáček red. 1995). V měřítku 1 : 75 000 Geologische Karte des Reichensteiner Gebirges (Finckh, Götzinger 1931). V oblasti Javornického výběžku byl proveden v 60. a 70. letech průzkum uranových zásob prováděný Československým uranovým průmyslem – Geologický průzkum o.z., jehož výstupem byly geologické mapy v měřítku 1: 10 000 okolí Travné a Zálesí (Bobula 1968), 1 : 25 000 geologická mapa Javornického výběžku (Ondra et al. 1965) a 2 listy v měřítku 1 : 50 000 M-33-58-D (Brezňan et al. 1957a) a M-33-59-C (Brezňan et al. 1957b). Důležitým podkladem byla také geomorfologická mapa vzniklá při vlastních terénních průzkumech (příloha 10.3). Vybraná data ze všech mapových podkladů byla částečně zvektorizována v ArcGISu 9.3 a využita při analýzách zkoumaného území.

Analýza údolní sítě sestává z dílčích analýz podélných profilů, příčných profilů, prostorového rozložení SL-indexů a sklonitosti svahů.

Příčné profily údolí byly klasifikovány na základě výsledků mého vlastního geomorfologického mapování. Šířky a výšky údolí byly odečítány ze Základních map České republiky v měřítku 1 : 10 000 nebo v terénu měřeny laserovým dálkoměrem. Pro vytvoření grafů příčných profilů byl použit software GlobalMapper v11. Data, odečítaná s krokem 500 m, byla následně importována do Microsoft Excelu. Grafický výstup byl dokončen v programu ArcSoft PhotoStudio 5.0. Analýzou příčných profilů se detailně zabývá kapitola 5.2.3.

Podélné profily vodních toků byly pro větší přesnost manuálně odečteny z topografické mapy v měřítku 1 : 10 000 se základním intervalem vrstevnic 2 m na území ČR, na polském území byly využity mapy VTOPÚ Dobruška v měřítku 1 : 25 000 se základním intervalem vrstevnic 5 m. Data byla vizualizována pomocí XY grafu v Microsoft Excelu. Profily byly doplněny o geologickou situaci levého a pravého údolního svahu z geologických map (Skácelová red. 1992a, 1992b, 1997 a Žáček red. 1995). Grafický výstup byl dokončen v programu ArcSoft PhotoStudio 5.0. Analýzou podélných a příčných profilů se podrobně zabývá kapitola 5.2.3.

Jelikož v rámci Hřibovské hornatiny pramení vodní toky různých řádovostí, byl do analýz zařazen jeden z morfometrických ukazatelů – SL index (Stream-Length gradient dle Hack 1973), jako vhodný doplněk podélných profilů vodních toků (Štěpančíková 2005, 2007b). Byl počítán dle vzorce

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} L,$$

kde  $\Delta H$  je převýšení v rámci jednoho úseku,  $\Delta L$  je délka úseku a  $L$  je vzdálenost středu úseku od pramene. SL index koreluje se schopností vodního toku erodovat podloží a transportovat či ukládat nesený materiál. Změny v hodnotách mohou indikovat přechod vodního toku do jinak odolných hornin či tektonickou aktivitu, které se tok přizpůsobuje. V prvním případě se přechod přes pásmo odolných hornin projevuje zvýšením hodnot SL indexu. V případě tektoniky mohou extrémně nízké hodnoty SL indexu poukazovat na zlomové pásmo, kde tok teče v tektonicky rozdrcených horninách. Naopak náhlé zvýšení hodnot SL indexu v krátkém úseku může poukazovat na aktivitu zlomu. Obecně větší toky mají větší schopnost vyrovnávat se s tektonickými pohyby, proto nejcitlivěji reagují toky 1. řádu (Keller, Pinter 2002). Pokud dochází k náhlým nárůstům či poklesům hodnot SL indexu a nelze je korelovat s litologickými přechody, je pravděpodobnou příčinou tektonika (Burbank, Anderson 2001).

Na základě dat ze Základních map České republiky v měřítku 1 : 10 000 byly u všech toků delších než 2 km vypočteny hodnoty SL indexu. Délka úseku (veličina  $\Delta L$ ) byla zvolena 100 m. Pomocí interpolační metody kriging v ArcGis 9.3 byl pro celé území Hřibovské hornatiny a přilehlého území vytvořen raster. Výsledek ukazuje mapa na obr. 5.20. Hodnoty SL indexu byly zaneseny také do podélných profilů vodních toků včetně geologické stavby a zlomových linií. Zlom byl označen za aktivní, pokud se v jednom místě lokální maximum shodovalo s výskytem zlomu a maximum nemohlo být způsobeno jinou příčinou (litologický přechod, zpětná eroze). U vodních toků 2. typu a v horních úsecích toků 1. typu (typům vodních toků se věnuje kapitola 5.2.3) postačovala SL hodnota 150, na dolních tocích hodnota 200. Zlomy označené za aktivní byly pro lepší orientaci označeny symboly Z1, Z2, atd. Pojmem „aktivní zlom“ je myšlen zlom, který má odezvu v morfologii (např. údolního dna) v kvartéru (srov. Machette 2000).

Všechny grafy podélných profilů se zaznačenou geologickou stavbou, zlomy (dle Skácelová red. 1992a, 1992b, 1997, Žáček red. 1997) a SL indexy jsou uvedeny v příloze 10.2.

Při analýze morfolineamentů, která spočívá v identifikaci výrazných lineárních tvarů reliéfu, byl využit digitální model reliéfu obsahující také zlomové linie ze všech dostupných geologických map uvedených výše a vymapované geomorfologické tvary (úpady, pramenné mísy, podmáčená území). Dále byly zaznamenány polohy pramenů ze Základních hydrologických map v měřítku 1 : 50 000. Pro detekci zamokřených a podmáčených území byla použita data z mapového serveru ÚHUL (<http://geoportal2.uhul.cz>) s oblastními plány rozvoje lesů. Při analýze byly brány v úvahu pouze lineární tvary reliéfu delší než 1 km, přičemž byl brán ohled na jejich délku v daném směru. Byl zkonstruován růžicový diagram v intervalu po 10°. K automatickému výpočtu směrů morfolineamentů byl použit soubor volně stažitelných skriptů Easy Calculate 5.0 (<http://ian-ko.com>), konkrétně funkce GetAzimuth. Analýza probíhala v prostředí ArcGIS 9.3.

Výstupem geomorfologického mapování je morfostrukturní mapa v měřítku 1 : 25 000 uvedená jako volná příloha 10.3, která používá jako podklad ZABAGED (<http://geoportal.gov.cz>) v měřítku 1 : 10 000. Byla vytvořena v prostředí ArcGIS 9.3.

### 3. Vybrané fyzickogeografické a geologické charakteristiky území

#### 3.1 Geologické poměry

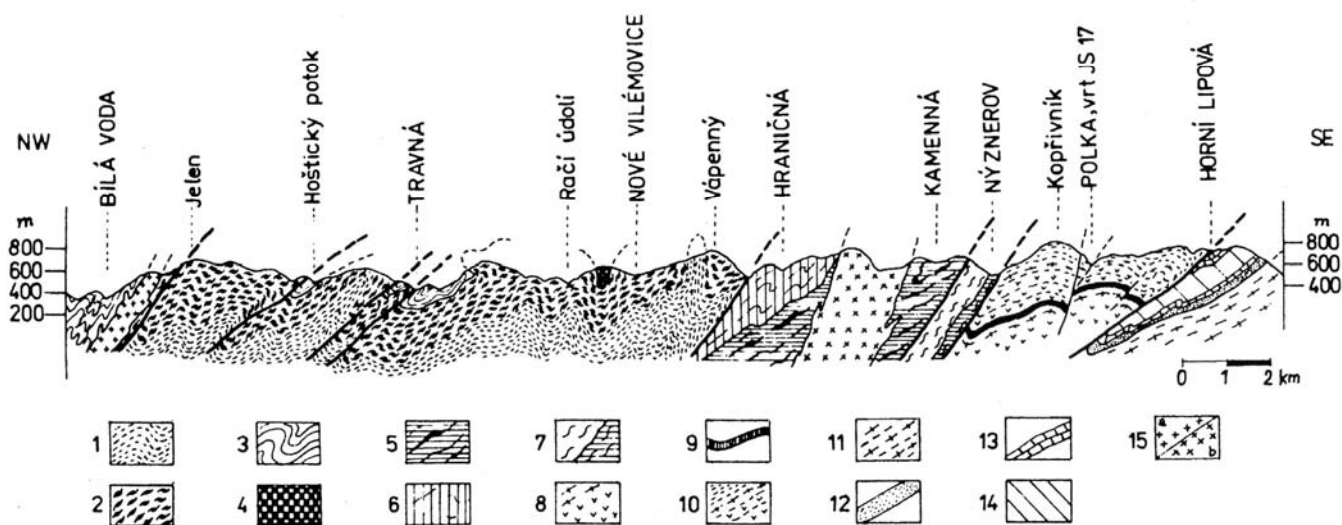
Geologická stavba studovaného území je poměrně složitá a pestrá. Je budováno krystalinikem lugika, které je tvořeno mesozonálně metamorfovanými krystalickými břidlicemi sedimentárního a magmatického původu. Zastoupeny jsou zde různé typy rul, svory, amfibolity, metamorfovaná kyselá efuzíva, mramory a v malém rozsahu grafitické břidlice a grafitické kvarcity (Skácel 1995).

Na většině území nalezneme krystalinikum orlicko-sněžnické klenby, které se skládá z jádra a obalu (geologická stavba území je uvedena na obr. 3.2). Jádro se nachází ve střední a severozápadní části Rychlebských hor a tvoří jej hoštický a novovilémovický sektor s podložní monotónní skupinou mlynovskou a s nadložní pestrá skupinou strážskou. Jihovýchodní část náleží ke staroměstskému krystaliniku, které tvoří obal klenby a od jádra je odděleno tzv. autonomním pásmem Hraničné. Bělovodské pásmo na severozápadním okraji bývá přes větší podobnost s obalovou skupinou řazeno k jádrové skupině strážské (Müller ed. 2003, Don et al. 2003).

Geologické stáří hornin orlicko-sněžnické klenby není dodnes přesně známo. Datování bylo provedeno na základě analogie s okolními jednotkami a také pomocí izotopových metod (K-Ar, Rb-Sr, Nd-Sr) a radiometrických měření indexových minerálů. Byly rozlišeny čtyři generace deformací (Skácel 1995).

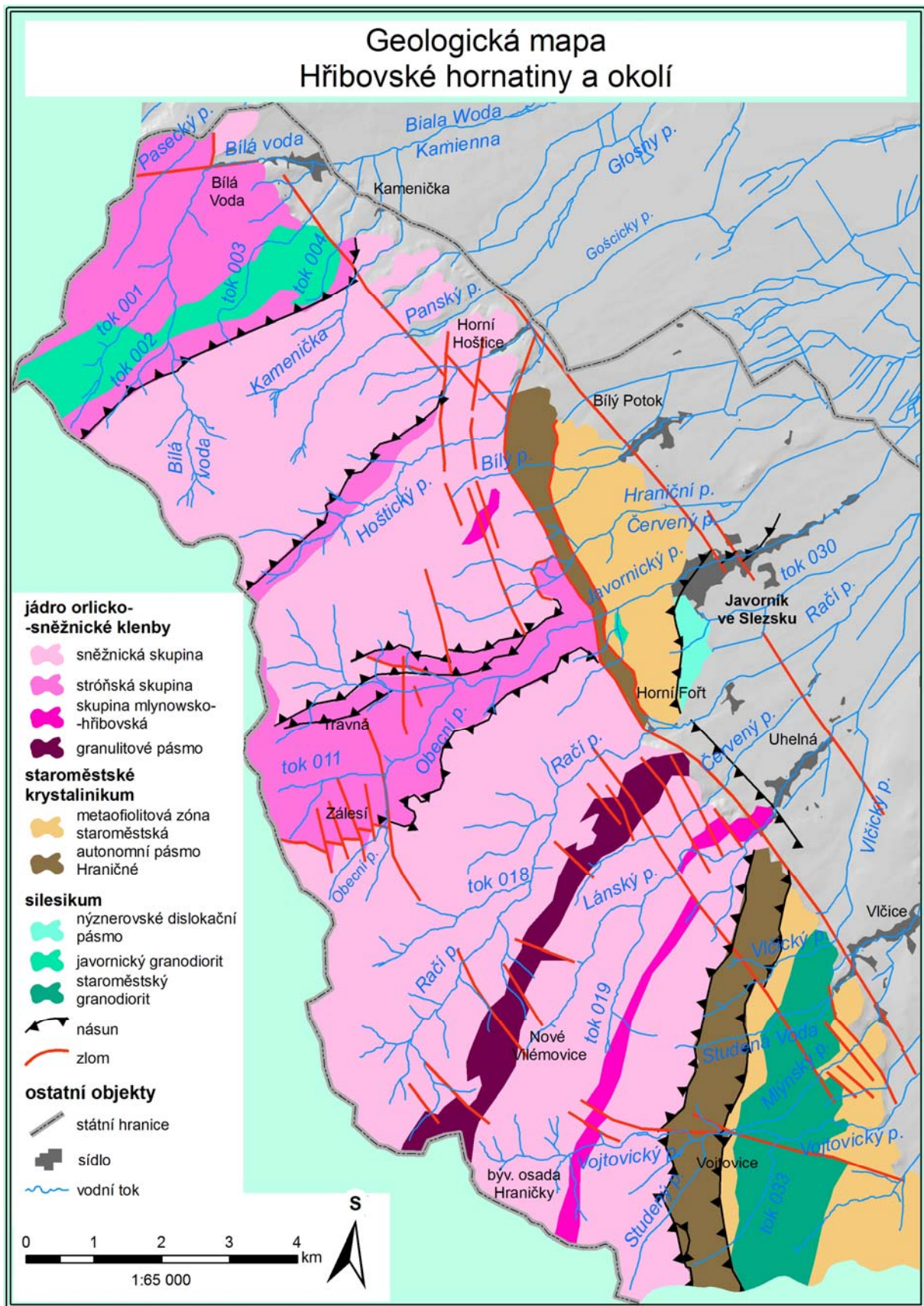
- 570 mil. let	sedimentace strážské skupiny
- 382 mil. let	3 deformační fáze mladokaledonského vrásnění, metamorfóza
- 335 mil. let	konsolidace javornického granodioritového masivu
- 298 mil. let	začátek konsolidace granitoidů kłodzko-złotostockého masivu
- 262 mil. let	konec konsolidace kłodzko-złotostockého masivu

Od konce variské orogeneze se vnitřní stavba pohoří změnila již jen nepatrně. Kolísavé vertikální pohyby podél okrajového sudetského zlomu podmínili různě hlubokou denudaci po obou stranách zlomu. Kra na severozápadě byla již před neogénem hluboce zdenudována a deprese byla během miocénu zalita mělkým mořem s jílovito-detritickou sedimentací. Mocnosti sedimentů dosahují mezi Javorníkem a Vidnavou přes 300 m (Skácel 1995). Více o vývoji na okrajovém sudetském zlomu podává kapitola 3.1.3.



Obr. 3.1 Schématický příčný geologický řez Rychlebskými horami ve směru SZ – JV (Skácel 1995).

1 – mlynsko-hřibovská skupina, 2 – sněžnické ruly, 3 – stróňská skupina, 4 – granulitové pásmo, 5 – staroměstské metaofiolity, 6 – autonomní pásmo Hraničné, 7 – nýznerovské dislokační pásmo, 8 – velkovrbenská klenba (spodní oddíl), 9 – velkovrbenská klenba (střední oddíl – grafitové souvrství), 10 – velkovrbenská klenba (svrchní oddíl), 11 – keprnická klenba – jaderné krystalinikum, 12 – skupina Branné – kvarcity, 13 – mramory, 14 – fylity, 15a – variské granitoidy – javornický granodiorit, 15b – variské granitoidy – staroměstské granitoidy



Obr. 3.2 Geologická mapa Hřibovské hornatiny a okolí (Skácel 1995, upraveno autorem).

### 3.1.1 Charakteristika nejrozšířenějších hornin

(dle Müller ed. 2003, Skácel 1995, Don et al. 2003)

Zásadní vliv na morfostrukturní charakteristiky má zejména odolnost různých hornin vůči zvětrávání a erozi, proto dále uvádím stručnou charakteristiku zastoupených tektonických jednotek.

V rámci jádra orlicko-sněžnické klenby jsou nejrozšířenějším souborem hornin biotické a dvojslídne sněžnické ruly. Dle texturních znaků lze rozlišit dvě hlavní facie. Starší a hrubší žuloruly Sněžníku, které se vyskytují východně a jižně od Zálesí, severně od Travné a také v údolí Hoštického potoka. Častěji se vyskytuje drobnozrná narůžovělá facie rul gieraltowských. Ty často kromě živce, křemene a granátů obsahují reliktů původní parasérie v podobě amfibolitů a kvarcitů. Nacházejí se poblíž Horních Hoštic (hoštický sektor) a Nových Vilémovic (novovilémovický sektor).

Granulity jsou ve zkoumaném území zastoupeny světlými granulity, pyroxenickými granulity a granulitickou rulou. Geneze těchto hornin není dodnes přesvědčivě vysvětlena. Asi 0,5 km široký pruh granulitů se táhne od bývalé osady Hraničky přes Nové Vilémovice po zříceninu hradu Rychleby v údolí Račího potoka.

Pestrou sérii stróňskou tvoří pestrý soubor metasedimentů ve svrchním oddílu orlicko-sněžnické klenby. K povrchu vychází v synklinálních strukturách v nadloží sněžnických rul nebo jako vložky tektonicky zavlečené do rulových komplexů. Stróňská skupina vystupuje v Hřibovské hornatině v synklinále mezi Zálesím a Travnou, v údolí Hoštického potoka a v synklinoriu u Bílé Vody. Základní horninou série jsou ruly a horniny rulového složení, které jsou v menší míře doprovázeny dalšími horninami popsanými dále. Dvojslídne svory lze nalézt v údolí Hoštického potoka, jihozápadně od obce Kamenička a jako výplň synklinoriální struktury mezi Zálesím, Travnou a Javorníkem. Muskovitická až dvojslídne rula tvoří levý břeh Hoštického a Javornického potoka. Amfibolity se vyskytují na kontaktu metabazaltů a krystalických vápenců v údolí Hoštického potoka a na Zálesí, kde bylo předmětem bývalé těžby magnetitové zrudnění amfibolitových vrstev. Polohy krystalických vápenců jsou přítomny ve formě čočkovitých těles, které byly často v minulosti těženy k pálení vápna. Nacházejí se západně od Bílé Vody (lom Kukačka), v údolí Hoštického potoka, a v okolí obce Zálesí, kde se v mramorech vyskytují v malém rozsahu podzemní krasové jevy. Polohy muskovitických kvarcitů se v mocnostech v řádu metrů nacházejí jižně od Bílé Vody. Grafitické břidlice a kvarcity byly těženy jihozápadně od obce Kamenička a poblíž Předměstí u Javorníka.



Obalová skupina staroměstská je v oblasti Hřibovské hornatiny reprezentována autonomním pásmem Hraničné a metaofiolitovou zónou staroměstskou.

Autonomní pásmo Hraničné reprezentuje stratigraficky nejvyšší souvrství staroměstského krystalinika. Je tvořeno biotitickými a svorovými pararulami s vložkami krystalických vápenců, grafitických břidlic, kvarcitů, erlánů a gaber. Jako asi 1 km široký pruh se táhne od Nové Vésky k Uhelné.

V malém rozsahu zasahuje do zkoumaného území metaofiolitová zóna staroměstská. Je tvořena souborem amfibolitových hornin, které zahrnují polohy serpentinizovaných ultrabazik, laminárních amfibolitů a biotitických rul. Chemismus a petrografické složení naznačují, že se jedná o část staré oceánské kůry, která se dostala k povrchu při kolizi kontinentálních desek. Během variské orogeneze intrudovaly do metaofiolitů staroměstské granitoidy (dříve zvané tonality).



Obr. 3.3 Lom na vápenec, lokalita Kukačka z. od Bílé Vody.

### 3.1.2 Kvartér

Kvartérní zvětralinový plášť se v Hříbovské hornatině vyskytuje na velkých plochách, vyznačuje se však malými mocnostmi a malou pestrostí. Pochází převážně z pleistocénu, v menší míře z holocénu.

Předpolí Rychlebských hor pokrývají souvrství glacifluviálních štěrkopísků pocházejících z elsterského pevninského zalednění (Sikorová et al. 2006). Sestávají ze zahliněných štěrků s eratiky, místy i bludnými balvany, často zatlačených do kaňonovitých údolí nebo tvořících mělké kapsy v depresích na hřebenech. Většinou jsou ale promíseny s lokálními sutěmi a překryty suťovými kužely.

Holocenní eluvia jsou vyvinuty v plochých částech rozvodních hřebenů a na Hoštickém úpatní stupni. Jsou tvořeny zahliněnými sutěmi a dosahují mocnosti okolo 1 m. Nejrozšířenějším typem kvarterních sedimentů jsou svahové sedimenty tvořené svahovými hlínami a zahliněnými sutěmi, dále výplně proluví a štěrkové výplně úzkých niv podél vodních toků. Větších mocností nabývají v pramenných oblastech toků. V kaňonovitých údolích při okrajovém sudetském zlomu se vůbec nevyskytují. Svahy exponované k severovýchodu pokrývají periglaciální kamenité sutě (Müller ed. 2003, Pouba 1962).

V Hříbovské hornatině se vyskytují také vulkanity na Čedičovém vrchu (738 m) u Zálesí. Odkryv, ve kterém se střídají dva lávové proudy s polohami tufů, sopečných pum a lapilli, se nalézá v bývalém kamenolomu. Severně od Travné se na plošině nachází malé popelové pole v hloubce 20 – 30 cm pod povrchem. Autoři L. Finckh (1925 in Ivan 1966), J. Skácel (1963) uvádějí kvartérní stáří lávových výlevů. Birkenmajer et al. (2002) datoval nejmladší vulkanismus na 5,46 Ma až 3,83 Ma (svrchní miocén až spodní pliocén). V. Cajz (ústní sdělení) považuje Čedičový vrch považuje za lávový proud patřící k vulkánu u polských lázní Łądek Zdrój. V předpolí Rychlebských hor byly nalezeny různě velké zaoblené bloky čediče, které pravděpodobně pocházejí z Polska a byly dopraveny ledovcem. (Skácel 1995).

### 3.1.3 Tektonika

Tektonický vývoj celého území je stejně jako geologická stavba nesmírně složitý. Překrývají se zde stopy všech orogenezí, které postihly silezikum a lugikum od konce proterozoika. Na deformaci a metamorfózu měly zásadní vliv starokaledonská, mladokaledonská, variská a saxonská orogeneze. Dnešní stav vyplývá z klenbovitě megastruktury svrchnoproterozoického a svrchnopaleozoického jádra deformovaného mladokaledonskou orogenezí o třech až čtyřech fázích (Müller ed. 2003).

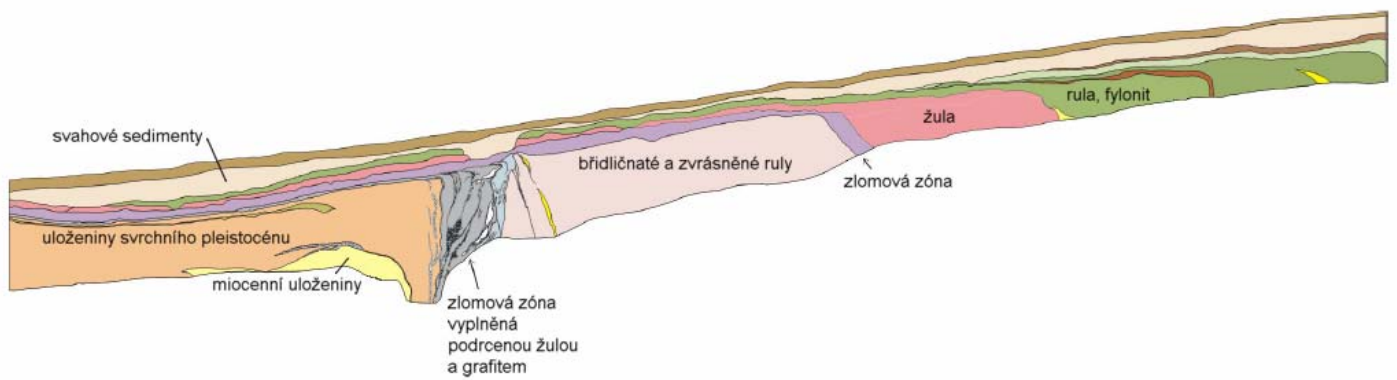
Během variské orogeneze představovaly Rychlebské hory východní křídlo horstva. Tehdejší tlaky působící ve směru Z-V až SZ-JV dokončily uspořádání horninových pruhů do poledníkových směrů podél přesmyků a drcených zón (Skácel 1995). Docházelo také ke zpětným násunům v rámci jádra, kdy se sněžnické ruly nasunuly na stróňskou skupinu v údolí Hoštického potoka a u Travné. V labilních tektonických zónách reprezentovaných staroměstským a bělovodským pásmem pronikly intruze mladovariských granitoidů a mnohé ze starých zlomů orlicko-sněžnické klenby byly vyhojeny. Pozdější fáze variské tectogeneze se projevila vznikem mohutných radiálních zlomů (Müller ed. 2003).

Geologii a geomorfologii severního okraje Českého masívu výrazně ovlivňuje po dobu téměř 400 milionů let porucha zvaná *okrajový sudetský zlom*. Jeho průběh lze ve směru SZ-JV sledovat v úseku dlouhém téměř 250 km. V reliéfu se pak projeví omezením okrajového svahu sudetských pohoří v délce téměř 140 km, přičemž přes 100 km z toho se nachází na polském území (Badura et al. 2007, Skácel 2004).

V německé literatuře byl zlom označován jako „Sudetenrandbruch“ nebo Sudetenrandflexure“ (Bederke 1934 in Skácel 1989) a v jihovýchodní části Hauptquerbruch (Wilschowitz 1939 in Skácel 1989). Polská odborná literatura severozápadní úsek nazývá „uskok sudecki brzeżny“, vzniku jihovýchodního úseku pak podle nich předcházela „fleksura brzeżna Sudetów“, která měla opačný smysl pohybu (Oberc, Dyjor 1969). V české literatuře se používal název „okrajní“ nebo „okrajový sudetský zlom“ (Zapletal 1950). Z. Mísař (1983) použil názvu „okrajový zlom lugika“, neboť odděluje lugikum od silezika. Dnes se však nejčastěji používá názvu *okrajový sudetský zlom* v české, polské (*uskok sudecki brzeżny*) i anglicky (*sudetic marginal fault*) psané literatuře. Dalšími autory, kteří se detailně zabývali okrajovým sudetským zlomem, byli J. Skácel a S. Vosyka. Zmiňují, že se zlom výrazně projevuje v morfologii již od neogénu. Díky opakovaným rychlým pohybům nebyly destrukční činnosti exogenních procesů projevy těchto pohybů setřeny v současné morfologii (Skácel, Vosyka 1959). Dle Z. Pouby a Z. Mísaře (1961) docházelo na zlomu ke střídavým

vertikálním pohybům. Dnešní nejvyšší partie jsou tvořeny formacemi původně pokleslých ker a naopak soudobé pokleslé kry odrážejí rysy dříve vyzvednutého patra. Detailně se okrajovým sudetským zlomem zabývá také A. Ivan. Rychlebské hory podle něj představují složitou hrást se stupňovitě uspořádanými zlomovými svahy, která byla neotektonicky vyzdvižena v terciéru a kvartéru minimálně ve dvou epizodách. Vrcholové partie Rychlebských hor jsou výsledkem starších tektonických pohybů nebo pohybů jiné povahy. Hoštický stupeň je na svém severním okraji oddělen od Vidnavské nížiny vedlejší větví okrajového sudetského zlomu (pracovně označený jako zlom Kameničky). Okrajový sudetský zlom dle A. Ivana nelze chápat jako radiální linii, ale spíše jako systém paralelních vzájemně se zastupujících a stupňovitě na sebe navazujících zlomů směru SZ-JV. Na polské straně se projevy aktivity zlomu v reliéfu zabývali v dosud nejrozsáhlejší práci o okrajovém sudetském zlomu J. Oberc a S. Dyjor (Oberc, Dyjor 1969). Článek se věnuje také analýze sedimentů v sudetském předpolí. Od 90. let se na polském území věnuje okrajovému sudetskému zlomu celá řada autorů, kteří hodnotili tektonickou aktivitu na základě morfometrických parametrů, anomálií v podélných a příčných profilech vodních toků a říčních teras, sekvencí v aluviálních kuželech v různých úsecích zlomu (Badura et al. 2004, 2007, Cacoń, Dyjor 1993, 1995, Krzyszkowski et al. 1995, 1996, Krzyszkowski 1998, Migoń 1999, 2003). Na základě analýzy triangulárních facet J. Badura et al. (2007) učinili závěr, že se jedná o poklesový zlom (normal fault) (viz obr. 6.3).

Od r. 2000 jsou v jeskyních založených na poruchách v zóně tohoto zlomu nainstalovány deformometry TM-71, které sledují velikost a smysl mikropohybů na těchto poruchách (Stemberk, Štěpančíková 2003, Štěpančíková et al. 2008, Stemberk et al. 2010). Výsledky ukazují na kompresní tlaky ve směru JJZ-SSV a JJV-SSZ, což by vyžadovalo dextrální pohyb podél okrajového sudetského zlomu. Dále byly přes zlom vykopány průzkumné paleoseismické rýhy u Bílé Vody (obr. 3.5), Vlčic u Javorníka, Kameničky a datovány záznamy paleozemětřesení. Výzkumy potvrdily, že okrajový sudetský zlom byl aktivní i v holocénu, pravděpodobně s převládajícím horizontálním posunem (Štěpančíková et al. 2009, 2010). Na lokalitách byly dokumentovány nejméně čtyři až pět fází tektonických pohybů od miocénu. Schéma zlomu ukazuje obr. 3.4. Aktivita zlomu, komprese ve směru SV-JZ a dextrální smysl pohybu, vyplývá také z opakovaných GPS měření na polské straně (Kontny 2004). GPS měření na české straně naznačují kromě komprese spíše sinistrální smysl pohybu (Nováková, Schenk 2008).



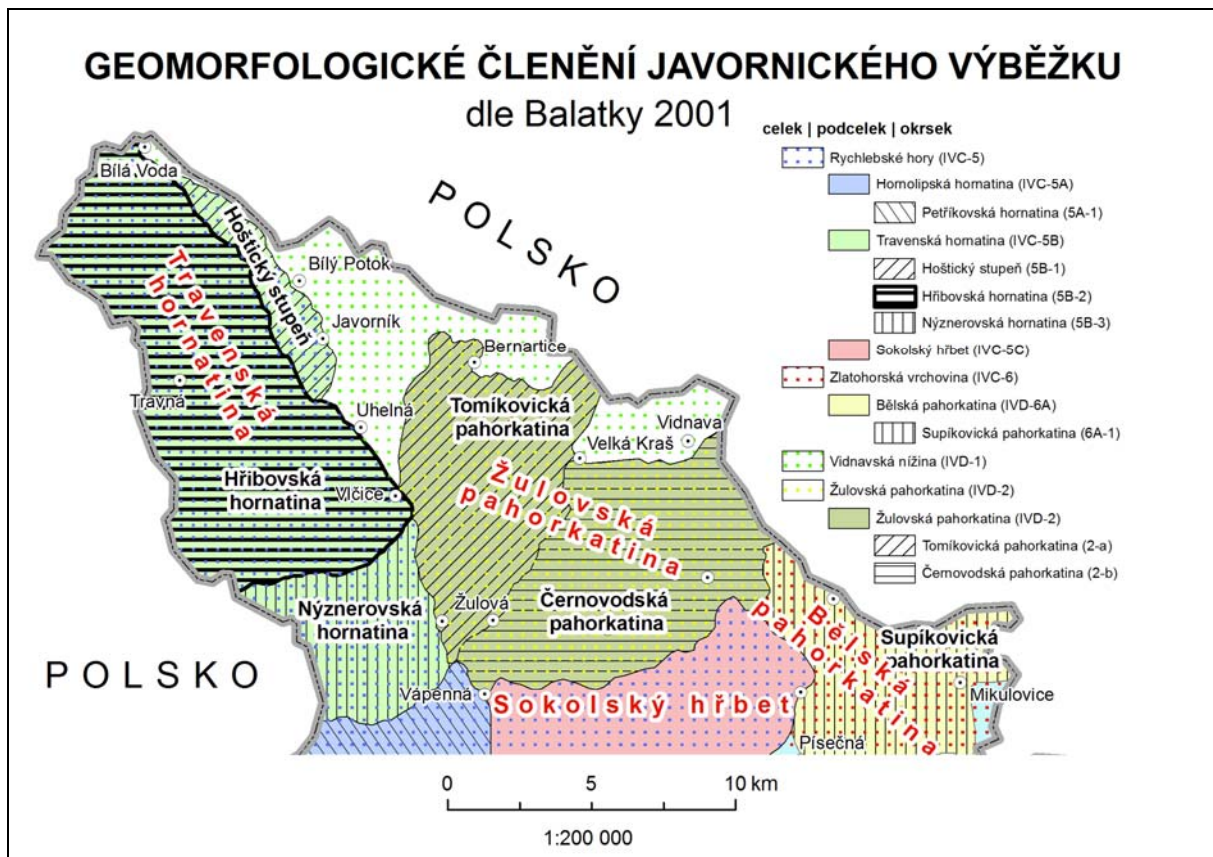
Obr. 3.4 Schéma okrajového sudetské zlomu v průzkumné paleoseismické rýze u Bílé Vody (Štěpančíková et al. 2009, upraveno autorem).



Obr. 3.5 Průzkumná paleoseismická rýha přes okrajový sudetský zlom poblíž Bílé Vody.

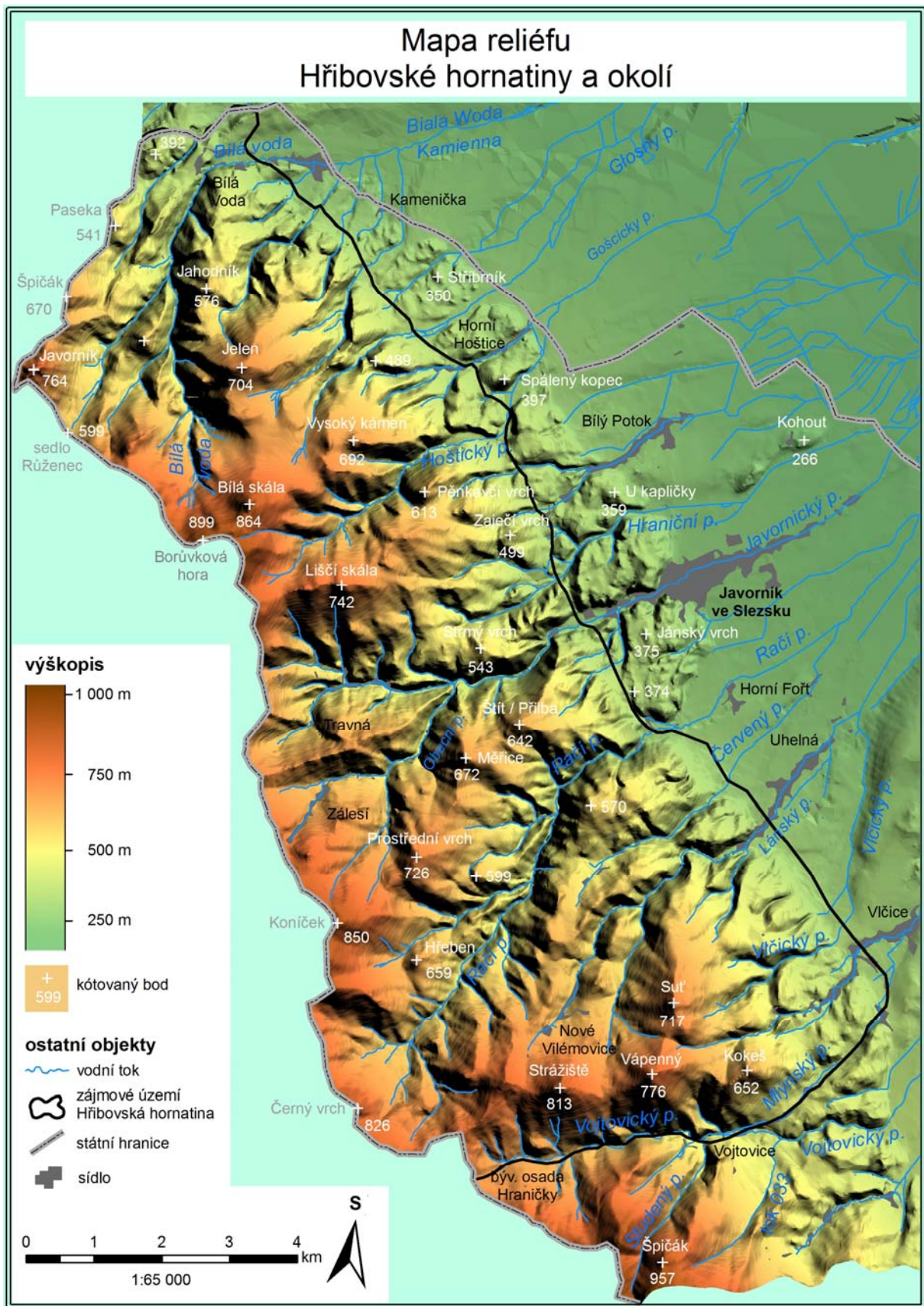
### 3.2 Geomorfologické poměry

Hřibovská hornatina se nachází v severozápadní části Travenské hornatiny, která je podcelkem Rychlebských hor (viz mapa na obr. 3.6). Byla vyzdvižena jako stupňovitá hrást' s vnitřní kernou diferenciací podél okrajového sudetského zlomu (Demek ed. 1987). Hlavní hřeben sleduje sudetský směr od severozápadu k jihovýchodu. Nadmořské výšky se pohybují mezi 599 m (sedlo Růženec) a 899 m (Borůvková hora). Do prostoru Hřibovské hornatiny přichází hlavní hřeben od severozápadu ze sedla Przelecz Kłodzka, na jihovýchodě pokračuje do Nýznerovské hornatiny masivem Špičáku (957 m). V rámci studovaného území lze hlavní hřeben rozdělit na tři vyvýšené části a tři sedla. Na severozápadě vrch Javorník (764 m), dále k jihovýchodu masiv Borůvkové hory (899 m) a Bílé skály (864 m) a na jihovýchodě skupina vrcholů Koníček (850 m) a Černý vrch (826 m). Mezi vrcholem Javorník (764 m) a Borůvkovou horou (899 m) se nachází sedlo Růženec / Przelecz Rózaniec (599 m), poblíž obce Travná se rozkládá sedlo Nad Travnou / Przelecz Łądecka (660 m). Na jihovýchodě je skupina vrcholů Koníček a Černý vrch oddělena od masivu Špičáku (957 m) (mimo studované území) sedlem Hraničky / Przelecz Gierałowska (680 m). Vymezení ukazuje reliéfová mapa na obr. 3.7.



Obr. 3.6 Geomorfologické členění Javornického výběžku dle B. Balatky (2001)  
V Polsku na j. straně sousedí Hřibovská hornatina s geomorfologickou jednotkou (mezoregionem) Góry Żłote, na s. s Przedgórze Packowskie (Kondracki 2002).

Žebrovitý charakter hornatiny utvářejí rozsochy, které se napojují na hlavní hřeben v kolmém či mírně šikmém směru. Jejich výška je až o 150 m nižší než nadmořská výška hlavního hřebene. Jsou dlouhé okolo 4 km a mírně se svažují směrem k okrajovému severovýchodnímu svahu. Ve vrcholových částech jsou ploché, jen málo sklonité s četnými periglaciálními tvary, kryoplanačními terasami a izolovanými skalami. Odlišná je část přilehlá k okrajovému svahu, kde jsou rozsochy rozčleněny krátkými údolími vodních toků.



Obr. 3.7 Mapa reliéfu Hřibovské hornatiny a okolí.  
Vytvořeno z dat ZABAGED, 3x převýšeno.



### 3.3 Hydrografické poměry

Studované území je celé odvodňováno jako pravostranné přítoky do Nysy Kłodzke, která se poblíž Opole vlévá do Odry.

název vodního toku	průměrný průtok <sup>Δ</sup>	délka toku v ČR	nadmořská výška prameniště	levostranné přítoky (počet) <sup>□</sup>		Pravostranné přítoky (počet) <sup>□</sup>	
				malé	velké	malé	velké
Pasecký p.		2,4 km	627 m	0	0	0	0
Bílá voda		7,2 km	758 m	2	2	3	0
Kamenička		4,1 km	590 m	2	0	0	0
Panský p.		4,4 km	695 m	0	0	0	0
Hoštický p.		6,2 km	868 m	3	1	3	0
Bílý p.		5,2 km	526 m	0	0	0	0
Hraniční p.		7,7 km	518 m	1	1	2	0
Javornický p.	0,22 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	10,9 km	590 m	2	2	2	0
Račí p.	0,30 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	14,3 km	752 m	4	2	2	2
Červený p.		6,2 km	566 m	0	0	0	0
Lánský p.	0,26 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	12,3 km	743 m	0	0	0	0
Vlčický p.		6,0 km	703 m	1	0	1	0
Studená voda		4,3 km	693 m	0	0	1	0
Mlýnský p.		7,8 km	478 m*	0	0	0	0
Vojtovický p.	0,45 m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	18,3 km	686 m	4	1	2	2

Tab. 3.1 Hydrografické charakteristiky vybraných větších vodních toků.

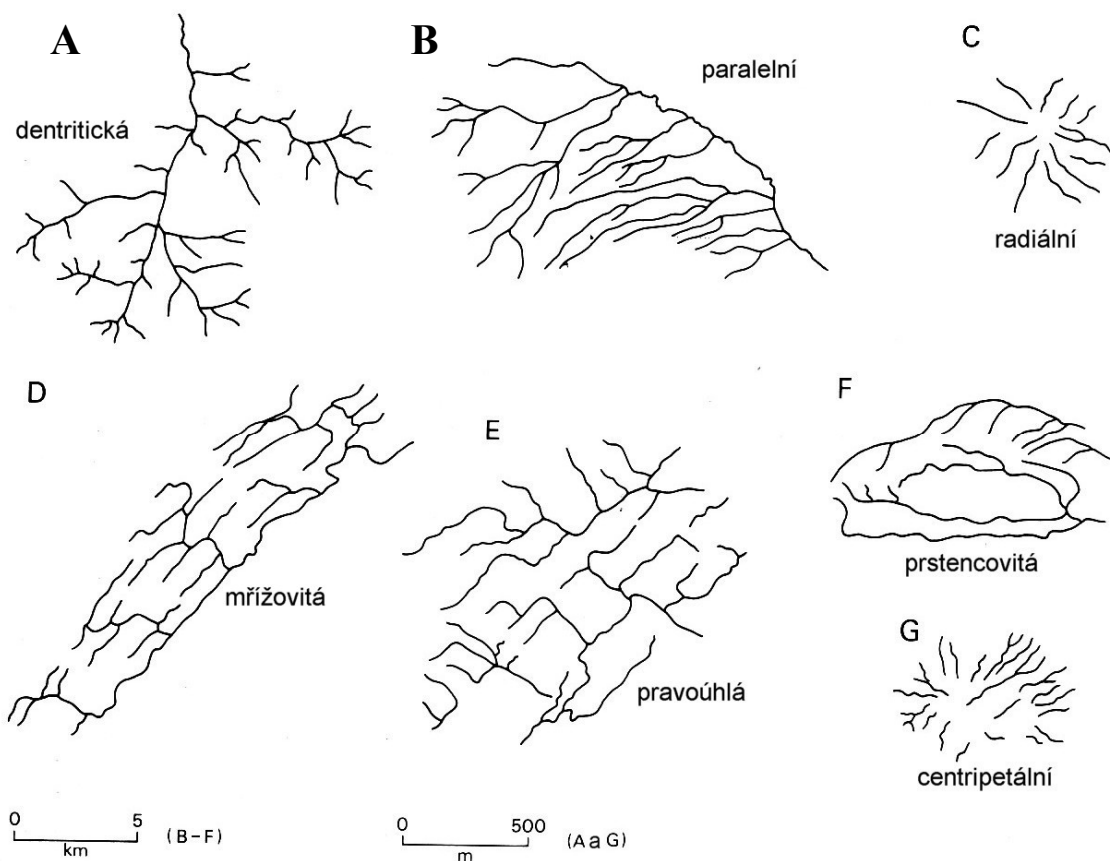
\*) Mlýnský potok vzniká bifurkací Vojtovického potoka

□) Za malé vodní přítoky jsou považovány toky do 1 km délky

Δ) průměrné průtoky dle Čurda in Müller ed. 2003

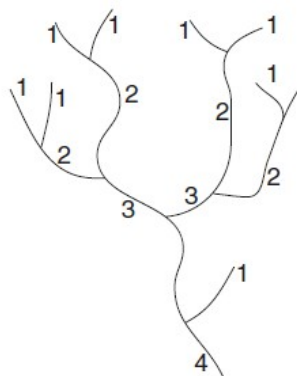
Vývoj říční sítě v Hřibovské hornatině je úzce spjat s vývojem vodních toků v předpolí, zejména Nysy Kłodzke a Biale Łądecke (Kladské Bělé). Údolní síť prodělala složitý vývoj díky mladým tektonickým pohybům a pleistocennímu kontinentálnímu zalednění. Ještě v pliocénu protékala Biala Łądecka napříč Hřibovskou hornatinou přes sedlo Růženec a mezi Bílou Vodou a Zlým Stokem ústila do Vidnavské nížiny. Dokládají to akumulace pliocenních sedimentů poblíž Zloteho Stoku, které vytvářejí rozsáhlý aluviální kužel (Walczak 1954) a obsahují úlomky grafiticko-kvarcitových břidlic pocházející z povodí Biale Łądecke (Finckh, Götzinger 1931).

Údolní síť vodních toků Hřibovské hornatiny vykazuje ve větším měřítku paralelní uspořádání. Výjimkou je v detailním pohledu povodí Javornického potoka, jehož uspořádání na horním toku je spíše dendritické. Hustota říční sítě ve zkoumaném území je vysoká. Některé vodní toky mají v různých zdrojích rozdílné názvy, proto je u některých toků v mapě uvedeno více názvů. Bezejmenné vodní toky byly pro potřeby analýz označeny čísly, jak uvádí morfostrukturní mapa v příloze 10.3.



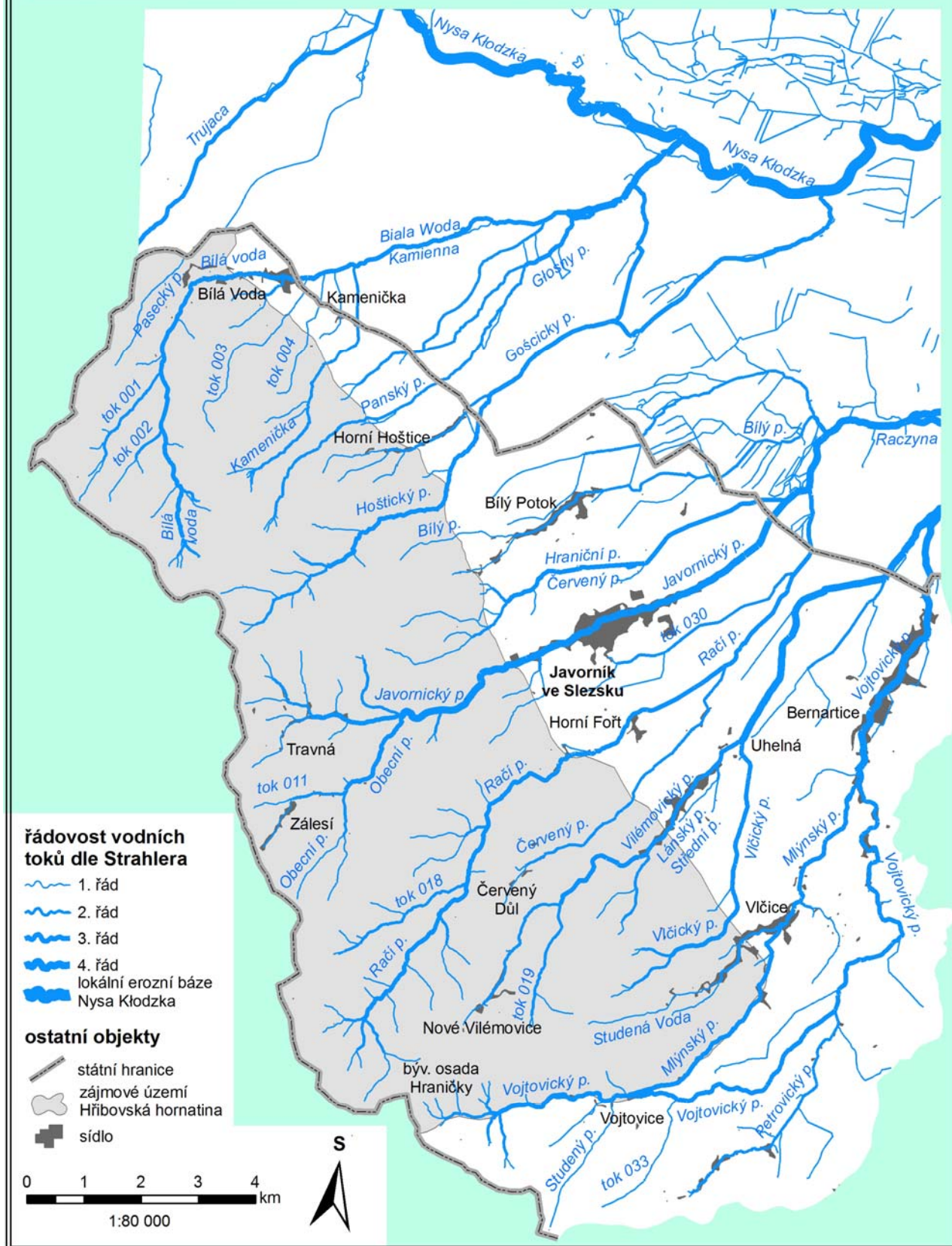
Obr. 3.8 Typy říční sítě dle Summerfield (1991).

Níže uvedená mapa říční sítě užívá pro klasifikaci relativní řádovost toku dle Strahlera. Je založeno na předpokladu, že řád toků se začne počítat od pramene jako řád 1 a bude se zvyšovat vždy při soutoku s tokem stejného řádu (Goudie ed. 2004). Řádovost toků dle Strahlera dosahuje v Hříbovské hornatině nejčastěji 3. řádu, nejvýše 4. řádu v případě Javornického potoka.



Obr. 3.9 Princip přiřazování řádů vodním tokům dle Strahlera (Goudie ed. 2004).

## Mapa řádovosti říční sítě dle Strahlera Hřibovské hornatiny a okolí



Obr. 3.10 Mapa řádovosti říční sítě dle Strahlera Hřibovské hornatiny a okolí.

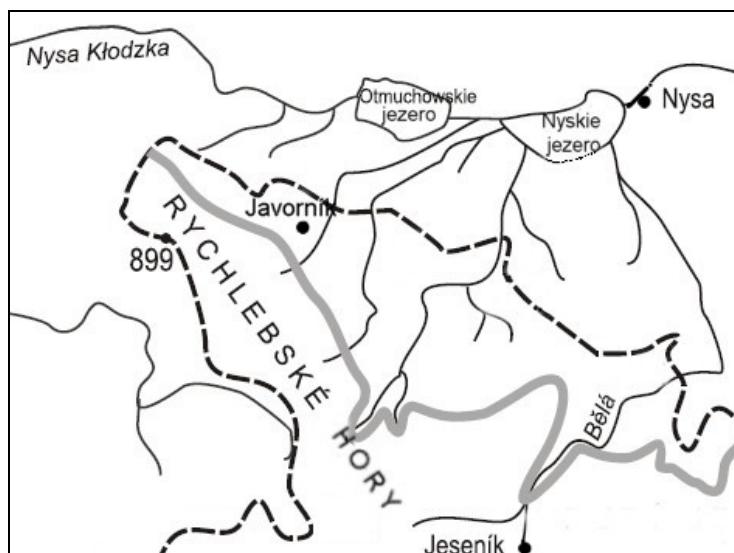
#### 4. Vývoj a současný stav geomorfologických výzkumů ve zkoumaném území

O Hříbovské hornatině samostatně existuje jen málo literatury. Většina prací je zaměřena na širší území Rychlebských hor, sudetských pohoří či Hrubého Jeseníku. Nejstaršími díly, která se věnují studovanému území z geologického či geomorfologického hlediska, jsou práce z počátku 20. století od G. Götzingera, L. Finckha a G. Anderse. Ve 2. polovině 20. století zde začaly probíhat výzkumy vedené českými badateli. Podrobné geologické výzkumy zde prováděli od 60. let S. Vosyka a zejména pak dále Skácel (Skácel, Vosyka 1959, Skácel 1989). Zlomové tektonice širšího okolí se věnovali také Z. Pouba a Z. Mísař (1961). Stěžejní díla zabývající se Rychlebskými horami pocházejí od A. Ivana (1966, 1972). J. Demek se územím zabývá z pohledu pleistocenního zalednění, stejně jako M. Prosová (1981), periglaciální tvary rozebírá V. Panoš (1961). A. Ivanem (1990) odmítnuté závěry neotektonického vývoje podal A. Kopecký (1986). V 21. století se severnímu předpolí Hrubého Jeseníku a Rychlebských hor věnují jak na české, tak i na polské straně, práce o tektonické aktivitě okrajového sudetského zlomu (Stemberk, Štěpančíková 2003 a 2005, Štěpančíková 2007a, Badura et al. 2007). Kvartérně geologické výzkumy zde nejnověji prováděli také J. Sikorová, A. Vídeňský a D. Nývlt (Nývlt in Pecina et al. 2005, Sikorová et al. 2006, Vídeňský et al. 2007).

Zarovnanými povrchy se povrchy v zabývali G. Anders (1939) a Klement (1928 in Ivan 1966), kteří předpokládají paleogenní reliéf s velkými výškovými rozdíly, kdy dnešní pozice zarovnaných povrchů je původní výškou. Pozdější badatelé B. Dumanowski (1961 in Ivan 1966) a A. Jahn (1980) považují výše ležící úrovně za starší než níže položené. Opačného názoru je M. Klimaszewski (1958 in Ivan 1966), který předpokládá původní zarovnaný povrch v paleogénu, jež byl od oligocénu tektonicky vertikálně rozčleněn. J. Demek et al. (1965) považuje zarovnané povrchy v různých výškových úrovních za zbytky původně jednotného paleogenního povrchu zbaveného zvětralinového pláště, tzv. „etchplén“. Za tektonicky vyzdvižené ukloněné reliktů penneplénu považuje zarovnané povrchy A. Kopecký (1986). Jeho tvrzení o slabém porušení povrchů denudací a mocném fosilním zvětralinovém plášti, jež zarovnané povrchy pokrývá, však A. Ivan (1990) vyvrací. A. Ivan ve svých pracích podává vysvětlení pro různé výškové úrovně zarovnaných povrchů v působení tektonických pohybů. Relikty původního paleogenního povrchu nacházíme v sudetském předpolí pohřbený pod miocenními sedimenty. Ve výše položené Žulovské

pahorkatině a na Hoštickém stupni byl zčásti zachován. V Rychlebských horách zarovnané povrchy nacházíme v několika výškových úrovních (Ivan 1966, 1972, 1990, 1997). Moderní práce od P. Migoň (1999, 2003) podávají vysvětlení zarovnaných povrchů tzv. „dynamickou etchplanací“. Tato teorie předpokládá v sudetském předpolí během paleogénu velmi členitý reliéf, který byl jednak silně diferencován hlubokou selektivní erozí a také rozlámán na menší kry. Zarovnané povrchy se vyskytovaly pouze v omezeném množství v malém rozsahu na relativně homogenním podloží. Během neogénu a kvartéru byl ještě reliéf modifikován rostoucí tektonickou nestabilitou. Takto mohlo dle autora teorie dojít k vytvoření nesrovnatelných forem reliéfu na různých typech horninového podloží a v různých výškových úrovních (Migoň 1999, 2003).

Nejstarší výzkumy ledovcových tvarů provedl na počátku 20. století G. Götzinger (1915 in Ivan 1966) a G. Anders (1939), kteří považovali zvlněný reliéf Hoštického stupně a Žulovské pahorkatiny za oblíkovou krajinu. Tento názor se objevuje poměrně dlouhou dobu i u dalších badatelů M. Prosová (1981), J. Demek (1965, 1976). Proti těmto názorům argumentuje A. Ivan (1972) tím, že vyvýšeniny Hoštického stupně ani Žulovské pahorkatiny nemají typicky asymetrický tvar a nejsou protaženy ve směru pohybu ledovce. Proto tyto elevace považuje za predisponované strukturně geologickými vlastnostmi podloží. Toto potvrdil také detailní výzkum „oblíkových“ forem v Žulovské pahorkatině (Videňský et al. 2007). Nejnovější práce, které se týkají rozborů glaciálních a glaci-fluviálních sedimentů v předpolí Rychlebských hor, odpovídají na otázku původu eratického materiálu, který byl přinesen z baltského a skandinávského prostoru (Sikorová et al. 2006). V prostoru Hřibovské hornatiny se dle výše zmíněných prací kontinentální ledovec zastavil o okrajový svah na severní straně pouze během elsterského zalednění, během sálského zalednění dosahovalo čelo ledovce pouze k Nyse Kłodzke. Dolní část svahu má oproti vrchní části vyšší sklon, což M. Prosová (1981) zdůvodňuje erozní činností kontinentálního ledovce. A. Ivan (1966) diskutuje taktéž možnost vzniku této asymetrie činností ledovce, spíše se však kloní k názoru etapovitého výzdvihu Hřibovské hornatiny podél okrajového sudetského zlomu. Dovnitř pohoří se ledovec dostal jen v povodí Bílé vody, kde překročil sedlo Růženec a byl odvodňován do povodí Kladské Bělé (Walczak 1954). Pravděpodobný je i krátký zásah ledovce do širších údolí vodních toků, kde se však díky postglaciální erozi nezachovaly žádné glaciogenní sedimenty.



Obr. 4.1 Mapa dosahu zalednění Javornického výběžku ve středním pleistocénu – ledopec pokrýval vrchní část mapy po šedou čáru (Sikorová et al. 2006, upraveno).

Studiem periglaciálních procesů, které probíhaly během sálského a elsterského zalednění ve vyšších polohách celých Rychlebských hor a během würmského zalednění i v nižších polohách, se zabývají práce M. Prosové (1963), A. Ivana (1966) a T. Czudek (1964). Dle autorů se v Hřibovské hornatině, narozdíl od vysokých pohoří Sudet, nenachází typické periglaciální tvary jako nivační deprese či polygonální půdy. Nejčastějšími periglaciálními tvary jsou kryoplanační terasy, mrazové sruby, izolované skály nebo kamenná moře, na svazích soliflukční hlíny. Intenzita periglaciálních procesů mrazového zvětrávání, které přemodelovaly všechny starší úrovně nad 550 m, nepřekračuje řád desítek metrů a dnes se jeví jako fosilní.



Obr. 4.2 Mrazový srub s kamenným mořem – Šafářova skála poblíž Bílé Vody.

## 5. Geomorfologická analýza zkoumaného území

### 5.1 Analýza vybraných tvarů reliéfu

#### 5.1.1 Fluviální tvary akumulární

##### Údolní nivy

Na horních tocích v rámci Hřibovské hornatiny nacházíme nivy úzké, u menších toků zcela nevyvinuté (typ 3, 4, vymezení viz kapitola 5.2.3, obr. 5.16). Širší nivy okolo 100 m mají pouze Lánský a Červený potok a také tok 019 v rámci hřibovské kotlinovité sníženiny (vymezení sníženiny viz obr. 5.17). U ostatních větších toků (typ 1, 2) se širší úseky objevují jen před přechody toků přes skalní prahy odolnějších hornin, před nimiž dochází k sedimentaci neseného materiálu. Před vyústěním z horského reliéfu se nivy větších vodních toků rozšiřují až na několik set metrů (Bílá voda, Panský p., Hoštický p., Javornický p., Račí p., Lánský p., Vlčický p.) a dna údolí jsou vyplněna sedimenty dejekčních kuželů. Tvoří je hrubé, balvanité, slabě oválené šterky, často ve svrchních polohách zahliněné o mocnostech 2-3 m. V těchto místech vznikají četné bažiny, toky meandrují a rozlévají se po nivě. Na dolních tocích v Hřibovské hornatině a Hoštickém stupni byly nivy často zastavěny obcemi (Javorník, Uhelná, ad.), komunikacemi a rybníky.

Říční terasy nebyly na žádném toku v rámci Hřibovské hornatin nalezeny.

##### Dejekční kužely (aluviální vějíře)

V rámci Hřibovské hornatiny lze nalézt malé dejekční kužely o délce do 100 m při vyústění krátkých konsekventních svahových toků, strží nebo úpadů do hlubších údolí. Hlavní vodní tok je často nucen kužel obtékat a tvoří okolo něj meandr. Na krátkém úseku se hlavní tok zařezává do čela kuželu erozní rýhou až 3 m hlubokou. Povrch kuželu bývá obvykle silně zamokřen. Menší kužely se objevují také na soutocích dvou podobně vodních toků. Rozsáhlejší kužely se nalézají při úpatí Hřibovské hornatiny ve Vidnavské nížině, na Hoštickém stupni (kužely Bílého p., Hoštického p., Javornického p., Račího p.), či v Žulovské pahorkatině (kužely Vojtovického a Mlýnského p.). Menší kužely vytvářejí při vyústění z Hřibovské hornatiny i menší toky pramenící u horní hrany okrajového svahu. Při vývoji kuželů při úpatí měly hlavní význam přechodné fáze mezi studeným a teplým obdobím během hlubokého tání permafrostu, rychlého rozpadu kontinentálních ledovců a tektonický pomalý zdvih pohoří (Czudek 2005).

Do morfostrukturní mapy v příloze 10.3 byly zaznamenány pouze kužely od 100 m délky, které jsou jasně zřetelné v reliéfu.

## 5.1.2 Fluviální tvary erozní

### Stupně v řečišti – peřeje, kaskády a vodopády

V rámci Hříbovské hornatiny se na všech vodních tocích setkáme s peřejemi a kaskádami, neboť koryta mají vysoké spády a jsou zasucena. Úseky s kaskádami převažují na horních tocích, v místech zvýšeného sklonu nebo v místech, kde vodní toky překonávají skalní prahy. Vodopády a stupně v korytě jsou méně častým jevem. Vyskytují se ve stržích nebo na větších tocích v místech, kde vodní tok překonává odolnější pruhy hornin. Rozměrem nepřesahují 2 výškové metry. Rozdíly ve vzhledu stupně, kaskády a peřeje ukazuje názorně obr. 5.1.



Obr. 5.1 Schématický nákres stupně, kaskády a peřeje (podle Grant et al. 1990).



Obr. 5.2 Kaskády na Panském potoce.



Obr. 5.3 Peřeje na Obecním potoce.



## Strže

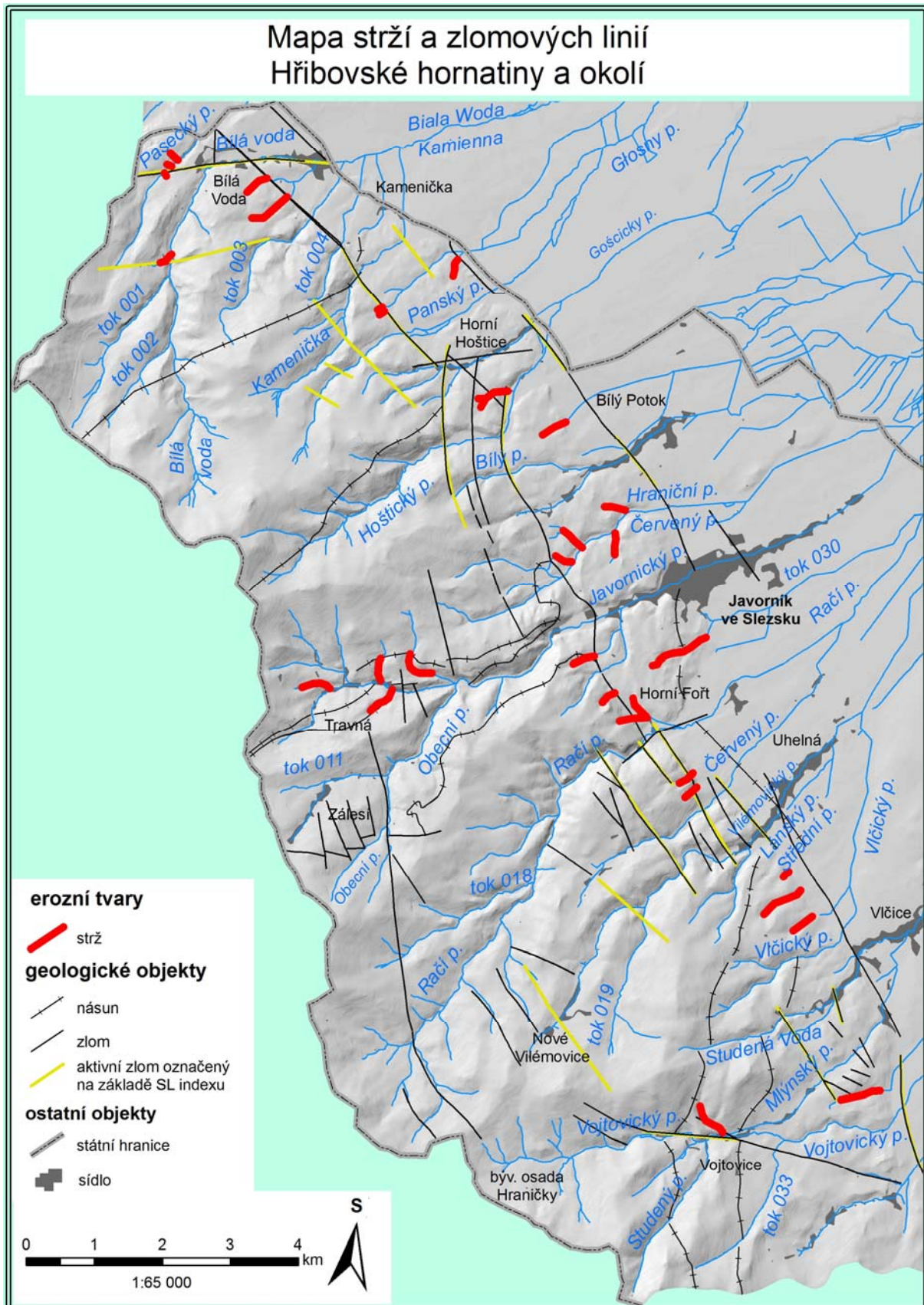
Obecně jsou strže charakterizovány jako erozní rýhy větších rozměrů, které nejsou protékány stálými vodními toky (v období bez dešťových srážek). Vznikají zvětšováním a prohlubováním erozních rýh tzv. stružkovou erozí při intenzivních srážkách. Jejich výskyt je vázán na místa, kde sypké či málo zpevněné zvětralínové sedimenty dosahují větších mocností. Příčný profil strži je ve tvaru písmene V. Ve spodní části se často nalézá dejekční kužel tvořený odneseným materiálem (Rubín, Balatka et al. 1986).

Nejvíce strží je ve zkoumaném území vyvinuto na svahu na okrajovém sudetském zlomu v celé jeho délce. Strže vytvořené vodními toky, které pramení nad horní hranou okrajového svahu, jsou velmi hluboce zaříznuté. Naopak vodní toky, které pramení přímo ve zlomové zóně, vytvořily jen krátké mělké strže. Jejich vývoj pravděpodobně souvisí s pohyby na okrajovém sudetském zlomu. Další hluboké strže nalezneme v okolí Travné na bočních přítocích Javornického potoka. Jejich vývoj souvisí pravděpodobně s pohyby na zlomech omezujících travenskou kotlinovitou sníženinu. Nejhlubší strž se nachází na pravostranném přítoku Javornického potoka a dosahuje hloubky 8 m. Další strže nalezneme v povodí Paseckého potoka, kde jsou vyvinuty poblíž zóny bělovodského zlomu. Jedna strž se také nachází na levostranném přítoku Bílé vody. Tato strž je pravděpodobně založena na zlomu azimutu  $75^\circ$ . Jedna strž je vyvinuta také v povodí Vojtovického potoka na levostranném přítoku. I tato strž je pravděpodobně založena na tektonické poruše, kterou uvádí v geologické mapě J. Skácel (1995). Další strže se nacházejí mimo Hřibovskou hornatinu v rámci Hoštického úpatního stupně.



Obr. 5.4 Strž na okrajovém sudetském zlomu mezi obcemi Uhelná a Vlčice.

## Mapa strží a zlomových linií Hřibovské hornatiny a okolí



Obr. 5.5 Mapa strží a tektonických poruch Hřibovské hornatiny a okolí. Tektonické poruchy podle geologických map ČR (Skácelová red. 1992a, 1992b, 1995, Žáček red. 1995).

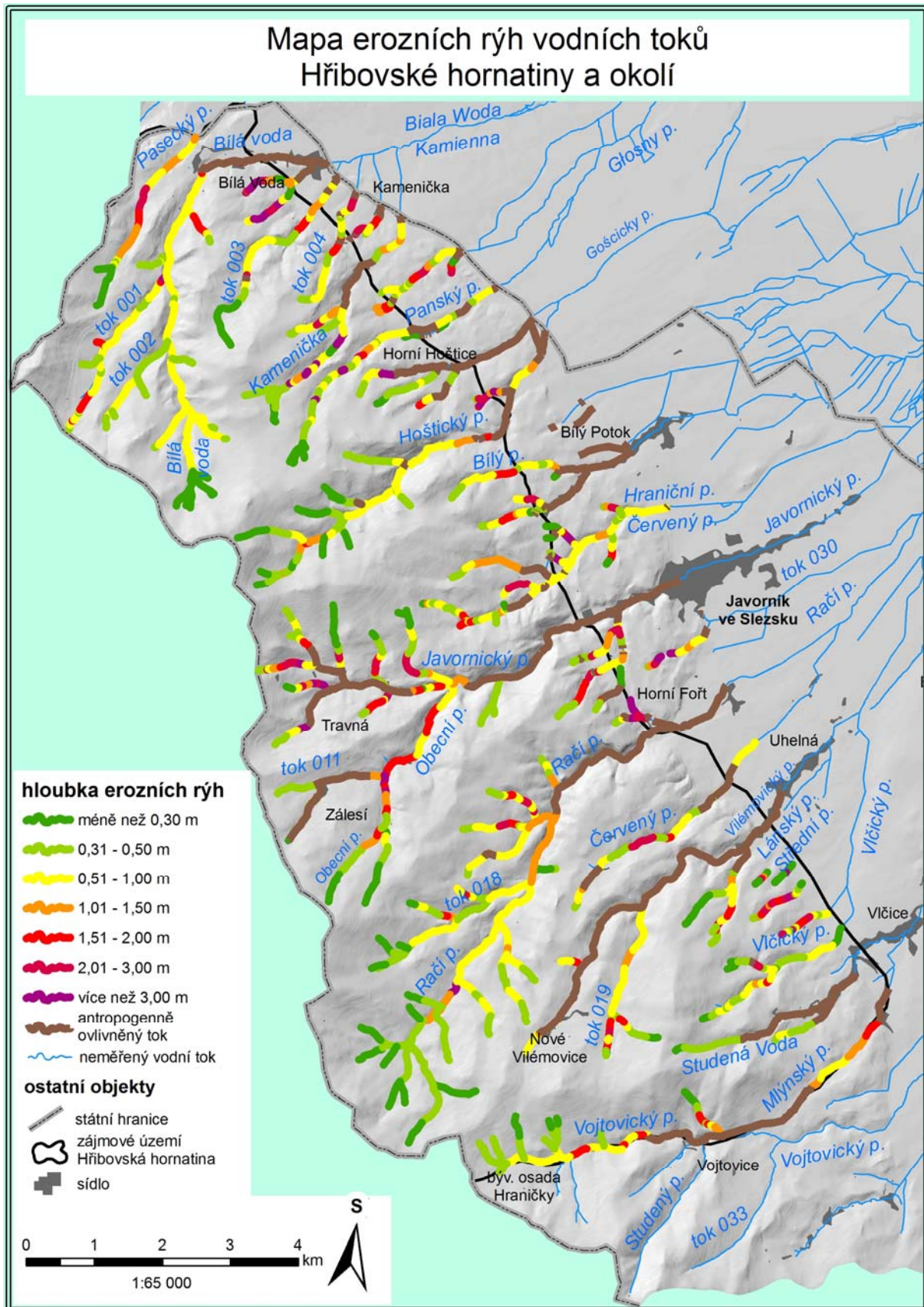
## **Erozní rýhy**

Mladé erozní rýhy vzniklé hloubkovou erozí v údolních dnech jsou protékány stálými nebo občasnými vodními toky. V pevných horninách mají příčný profil ve tvaru písmene V, v měkčích horninách, kde vedle hloubkové eroze intenzivněji působí též boční eroze, se příčný profil blíží tvaru písmene U. Níže uvedená mapa na obr. 5.6 uvádí vymapované erozní zářezy všech hloubek, mapa na obr. 5.7 uvádí erozní rýhy hlubší než 1,5 m, které byly brány jako anomálně prohloubené a byly použity pro další analýzy. Nebyly mapovány úseky toků, které jsou zjevně ovlivněné lidskou činností (např. vyzdívka v korytě, prohloubení vodních toků v rámci antropogenních úprav v obcích, atd.). Příklad prohloubených erozních rýh ukazuje obr. 5.9.

Prohloubené erozní rýhy se vyskytují:

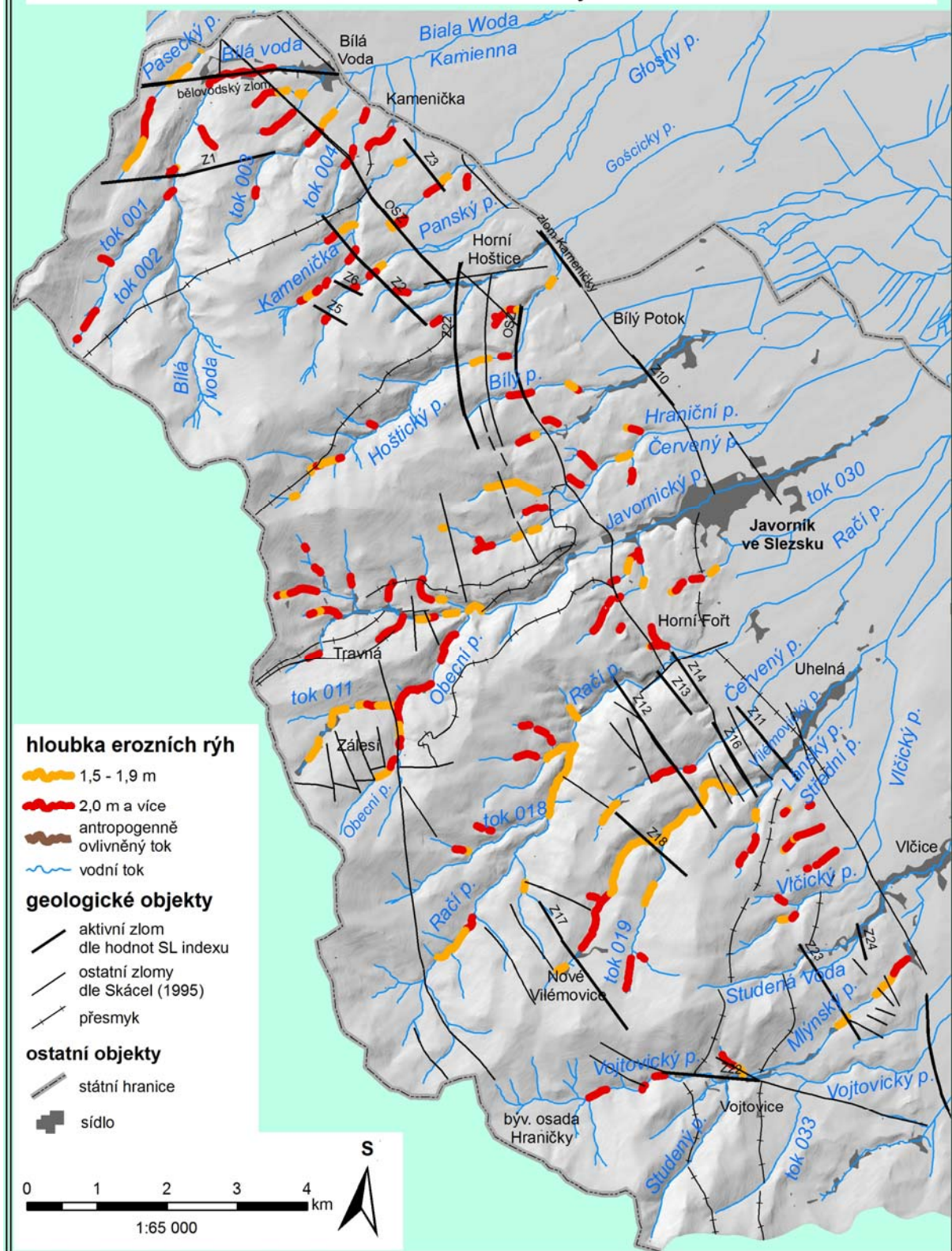
- v místech, kde menší vodní tok musí překonat výškový rozdíl k více erodujícímu silnějšímu toku (dolní tok Obecního potoka).
- v místech, kde vodní toky překonávají skalní práh, který jde napříč údolím, často zde tok teče přímo po skalním podkladu (horní toky Bílé vody, Kameničky, Panského p.).
- v místech, kde toky sledují či překonávají předpokládané nebo ověřené zlomové linie.
- v čelech dejekčních kuželů, které vytvářejí přítoky v nivách hlavních toků.
- v místě dosahu zpětné eroze.

## Mapa erozních rýh vodních toků Hřibovské hornatiny a okolí



Obr. 5.6 Mapa hloubek všech erozních rýh vodních toků Hřibovské hornatiny a okolí.

## Mapa erozních rýh vodních toků a zlomových linií Hřibovské hornatiny a okolí



Obr. 5.7 Mapa erozních rýh vodních toků a zlomových linií (dle Skácel 1995) Hřibovské hornatiny a okolí hlubších než 1,5 m.

### **Pramenné mísy**

Pramenné mísy jsou dalším tvarem, který se ve zkoumaném území často vyskytuje. Vznikají postupným rozšiřováním prameniště zpětnou erozí a svahovou modelací v okolí pramene (Štěpančíková 2007a). V rámci Hřibovské hornatiny se nacházejí v závěrech nejmladší erozní fáze, ne nutně v nejhořejší části údolí u nejvýše položených pramenů. Mnoho pramenných mís se vyskytuje také v zóně okrajového sudetského zlomu. Vymapované pramenné mísy jsou uvedeny v příložené morfostrukturní mapě 10.3.

### **5.1.3 Polygenetické tvary**

#### **Úpady**

Úpady jsou polygenetickými erozně denudačními tvary, na jejichž vývoji se podílely různé geomorfologické procesy (tekoucí voda, geliflukce, svahová modelace) (Czudek 2005). Některé byly založeny již v pleistocénu. Projevují se jako sníženiny oválného tvaru, jejichž atributem je absence stálého vodního toku. Úpady jsou tak naprostou většinu roku suché, krátkodobě protékají jen po větších dešťových srážkách nebo při jarním tání sněhu nesoustředěným tokem. První typ nacházíme v horním pokračování údolí nad pramenem toku, kde se vějířovitě sbíhají. Bývají vyplněny deluvio-fluviálními sedimenty. Druhým typem jsou poněkud strmější úpady, které nalézáme na bočních svazích údolí (Rubín, Balatka et al. 1986, Vitásek 1949).

V Hřibovské hornatině se nachází velké množství úpadů obou typů. Největší úpady jsou situovány do závěrů údolí velkých toků na hlavním hřebeni. Boční údolní úpady ve spodní části často přecházejí v erozní rýhy či strže. Na dnech nacházíme bažiny nebo prameny. Lokalizace úpadů není náhodná. Z příložené morfostrukturní mapy (příloha 10.3) lze vysledovat, že mnoho úpadů je vyvinuto na předpokládaných zlomových liniích. S mělkými úpady se setkáváme také při úpatí svahu oddělujícího Hoštický stupeň od Hřibovské hornatiny. Jejich vznik je pravděpodobně vázán na zlomovou linii okrajového sudetského zlomu, což potvrzují také výzkumy A. Ivana (1966).



Obr. 5.8 Úpad založený na zlomové linii (Z22) směru S-J poblíž Horních Hoštic.



Obr. 5.9 Prohloubené erozní rýhy toku 003 při okrajové sudetském zlomu.

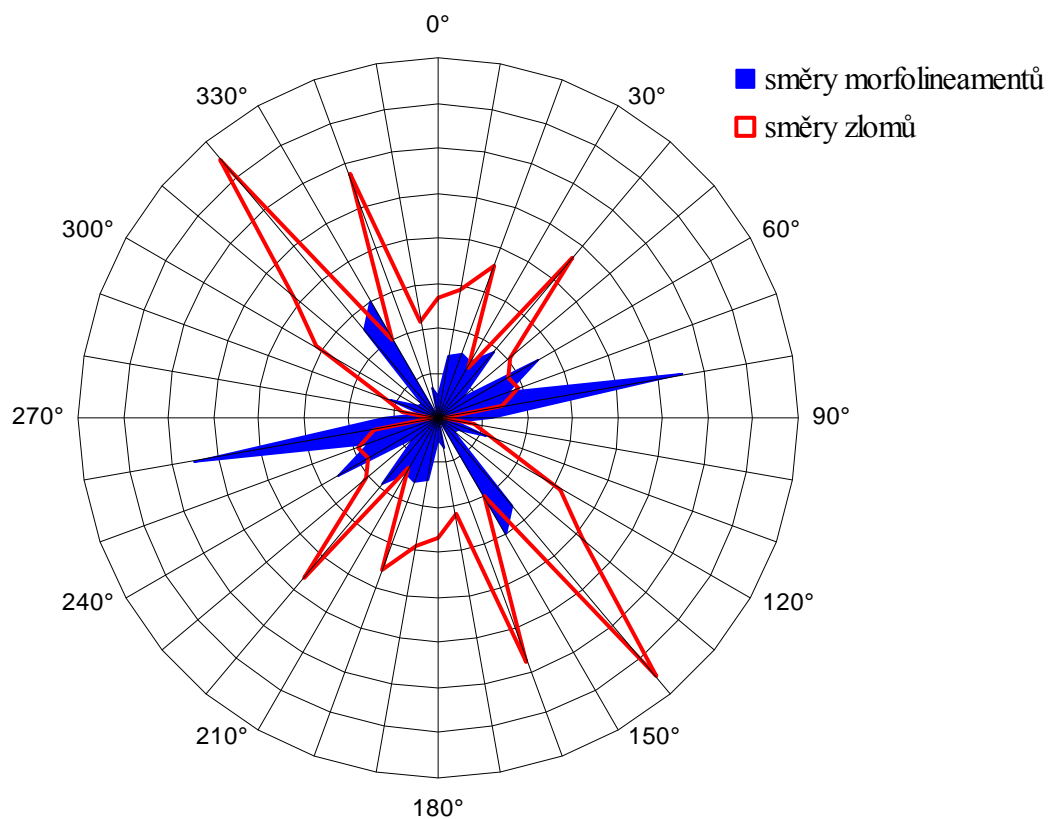
## 5.2 Morfostrukturní analýzy

Morfostrukturní analýza spočívá ve stanovení vztahu mezi morfostrukturním základem oblasti a jejím reliéfem. Morfostrukturou je myšlen strukturně geologický základ charakterizovaný skladbou, typy a vlastnostmi hornin a tektonickými parametry hornin (Demek ed. 1972). Z mnoha analýz, které pod morfostrukturní analýzu spadají, byly vybrány analýza morfolineamentů, zlomové tektoniky a říční sítě, jež jsou rozpracovány v následujících kapitolách.

### 5.2.1 Analýzy morfolineamentů

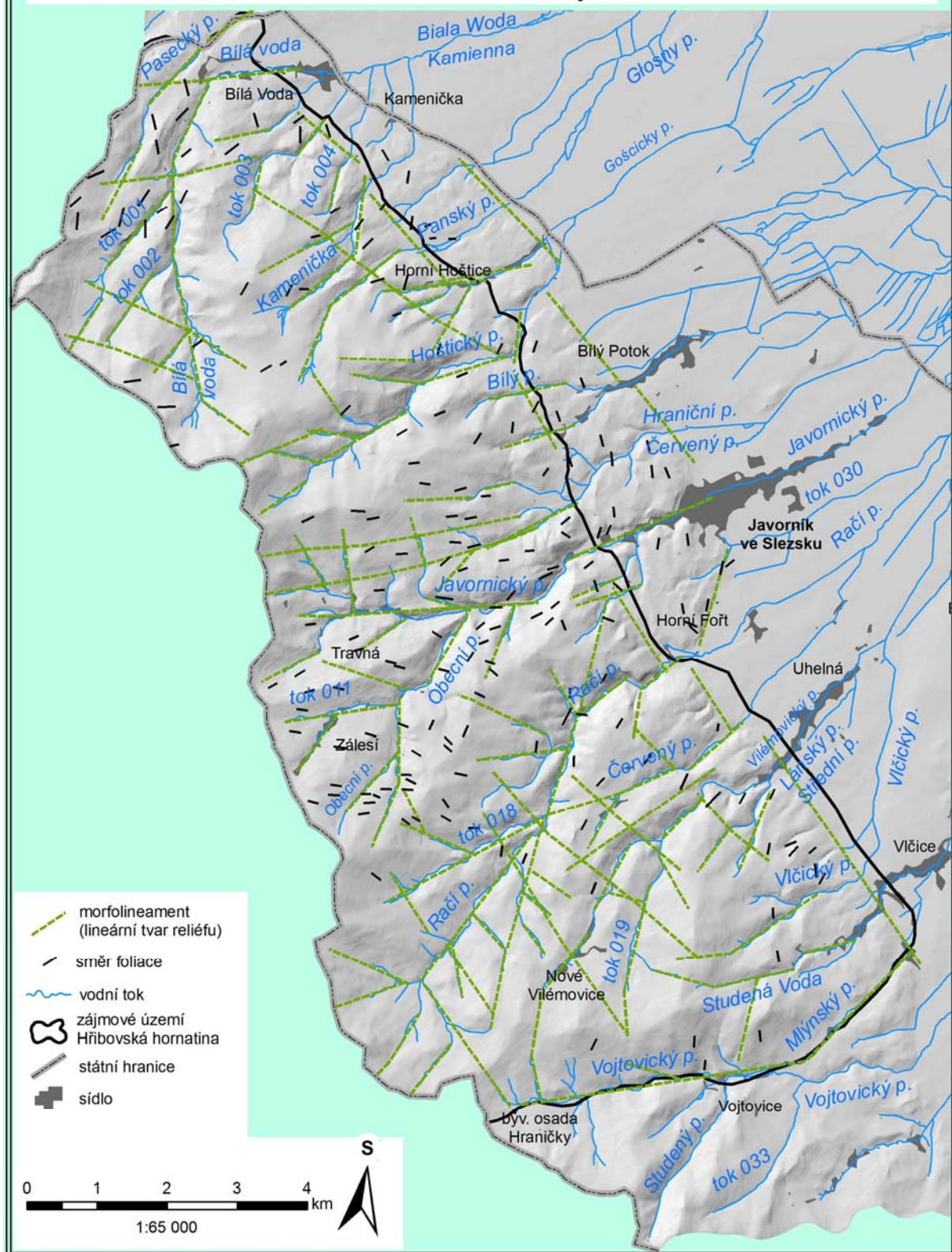
V Hřibovské hornatině jsou morfolineamenty tvořeny převážně přímočarými úseky údolní sítě a úpatím zlomových svahů. Hlavními směry jsou  $140^{\circ}$ - $150^{\circ}$  (sudetský směr) a  $80^{\circ}$  (paralelní se směrem bělovodského zlomu). Menší množství morfolineamentů je ve směrech  $60^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ - $40^{\circ}$  (kolmé k sudetskému směru). Tyto směry odrážejí jednak směry břidličnatosti (mapa na obr. 5.11) (Skácelová red. 1992a, 1992b, 1997 a Žáček red. 1995, Brežňan et al. 1957a, Brežňan et al. 1957b) a také tektonické poruchy (mapa na obr. 5.14). V morfologii výraznými morfolineamenty jsou úpatí okrajového svahu Hřibovské hornatiny vyvinuté na okrajovém sudetském zlomu, a také nižší zlomový svah mezi Hoštickým stupněm a Vidnavskou nížinou (podél pracovně nazvaného zlomu Kameničky). Jak je uvedeno v kapitole zabývající se zlomovou tektonikou, přímé úseky mnohých vodních toků sledují předpokládané zlomové linie (Račí p., Vojtovický p.). Nejdelší morfolineament prochází napříč jižní částí Hřibovské hornatiny ve směru  $10^{\circ}$ . Jsou na něm vyvinuta údolí Račího p. a jeho přítoků, zasahuje i do sousedního povodí toku 014. Dlouhý morfolineament ve směru  $60^{\circ}$  sleduje tok 018 v povodí Račího potoka. Za mělkým sedlem pokračuje do sousedního povodí Červeného potoka, který jej v úseku 1 km sleduje.





Obr. 5.10 Směry morfolineamentů a zlomových linií v rámci Hřibovské hornatiny  
 Směry zlomů byly odečteny z geologických map ČR (Skácelová red. 1992a, 1992b, 1995, Žáček red. 1995), geologické mapy (Skácel 1995) a map uranového průzkumu (Brezňan et al. 1957, Bobula 1968, Ondra et al. 1965).  
 Celková délka měřených úseků morfolineamentů byla 135,9 km.

## Mapa morfolineamentů a foliace Hřibovské hornatiny a okolí



Obr. 5.11 Mapa morfolineamentů a foliací Hřibovské hornatiny a okolí. Foliace byly odečteny z geologických map ČR (Skácelová red. 1992a, 1992b, 1995, Žáček red. 1995) a map uranového průzkumu (Brezňan et al. 1957a, b).

### 5.2.2 Analýza zlomové tektoniky

Při analýze byly použity Geologické mapy ČR v měřítku 1: 50 000, listy 04-43 Bílý potok (Skácelová red. 1992a), 04-44 Javorník (Skácelová red. 1997), 14-21 Travná (Skácelová red. 1992b) a 14-22 Jeseník (Žáček red. 1995). Mapy obsahovaly většinu zlomových linií uvedených také v tektonické mapě od J. Skácela (1995). V 60. a 70. letech byl v okolí obcí Zálesí a Travná a také v údolí Hoštického potoka proveden detailní geologický průzkum uranových zásob, jehož výstupem byly geologické mapy v měřítku 1 : 10 000 (Bobula 1968), 1 : 25 000 (Ondra et al. 1965) a 1: 50 000 (Brezňan et al. 1957), prováděné Československým uranovým průmyslem – Geologický průzkum o.z. Zlomové linie ze všech těchto podkladů byly zaneseny do mapy tektonických poruch na obr. 5.14. Většina zlomů je označena jako předpokládané zlomové linie. Ověřené zlomy byly prokázány na některých výchozech, litologických rozhraních nebo v místech, kde byly provedeny vrty či geofyzikální měření.

U přímočarých úseků vodních toků je nutné pamatovat na to, že přímočarost některých úseků vedla autory map k vedení zlomových linií právě těmito údolními úseky. Směry poruch (viz graf na obr. 5.10) jsou převážně 140° (sudetský směr) a 160° a také směr 40° (kolmý k sudetským zlomům). Menšího maxima je dosaženo ve směru 20°.

#### *Povodí Paseckého potoka*

Horní část údolí Paseckého potoka je založena na předpokládaném zlomu, který je vyznačen v mapách uranového průzkumu směru 25° (Brezňan et al. 1957). Prameniště je v bažinách založených pravděpodobně na křížení tohoto zlomu se zlomovou linií rovnoběžnou s bělovodským zlomem (Z1), na níž je na pravé straně údolí založeno mělké sedlo a na levé straně množství pramenů. Tento zlom není naznačen v žádné mapě, lze jej ale předpokládat z morfologie. Asi o 250 metrů níže tok protéká zamokřeným územím, které by mohlo souviset s přechodem toku přes linii zlomového systému směru 140° zaznačeného opět v mapách uranového průzkumu (Ondra et al. 1965, Brezňan et al. 1957). Níže tok překonává bělovodský zlom směru 80° zaznamenaný ve všech geologických mapách. V místě jeho přechodu je vyvinut dejekční kužel o délce cca 200 m. V morfologii se zlom projevuje na levé straně údolí mělkým sedlem.

### *Povodí Bílé vody*

Směr toku Bílé vody a jejích přítoků je až po soutok s tokem 001 pro Hřibovskou hornatinu netypický. Tato anomálie není způsobena břidličnatostí, která je k údolím většinou kolmá či kosá. V geologických mapách uranového průzkumu (Březňan et al. 1957) jsou značeny předpokládané zlomy směru S – J, které pravděpodobně horní toky všech přítoků i hlavního toku sledují. Soutoky Bílé vody s levostrannými přítoky (tokem 001 a tokem 002) jsou situovány poblíž křížení těchto zlomů s předpokládaným zlomovým systémem směru 140° (Ondra et al. 1965). Před obcí Bílá Voda dochází k prudkému ohybu k východu, kdy údolí sleduje ve všech geologických mapách zakreslený bělovodský zlom. Na levé straně údolí se v ohybu objevuje suchý úpad taktéž založený na zmíněné poruše. Okrajový sudetský zlom podmínil vznik strže na pravém údolním svahu. Z morfologických projevů zanesených v přiložené morfostrukturní mapě (příloha 10.3) je možné usuzovat, že strž, nacházející se níže pod soutokem Bílé vody s tokem 001, je založena na zlomové poruše směru 80°, dále značené jako Z1 (stejněho směru jako bělovodský zlom). Na křížení předpokládané poruchy a ověřeného krátkého zlomu zaneseného v mapách uranového průzkumu (Ondra et al. 1965) se nachází prameniště níže přítékajícího levostranného přítoku. Taktéž z lineárně uspořádaných pramenišť, bažin a sedel usuzují dvě zlomové linie rovnoběžné se zlomovým systémem směru 140° na horním toku Bílé vody a jejích přítoků. Tektonické ovlivnění směru toku nevyklučuje ani A. Ivan (1966).

### *Povodí Kameničky a Panského potoka*

Pramenná oblast Kameničky a Panského potoka se nachází na plošině v nadmořské výšce cca 650 m. Údolí Kameničky není vyvinuto na žádné známé ani předpokládané poruše, přímočaré údolí v úseku cca 1 km před ostrým ohybem však může svědčit o opaku. Na svém středním toku v rámci Hřibovské hornatiny je tok Kameničky rovnoběžný s předpokládanou poruchou směru 5°, kterou v krátkém úseku před vyústěním z Hřibovské hornatiny sleduje a tvoří zde dva ostré záhyby. V místě ohybu přechází tok autorem předpokládanou zlomovou linií Z2. V rámci Hoštického stupně jsou v těžce mapě zakresleny ještě předpokládané zlomy v místě ostrého ohybu toku vlevo (Ondra et al. 1965). Panský potok na horním toku v úseku cca 600 metrů sleduje předpokládané zlomy směru S – J, napříč jej křížují poruchy zlomového systému 140° (Z5, Z6 ad.) uvedené v mapách uranového průzkumu (Březňan et al. 1957). Ostrý ohyb se objevuje v místě, kde tok překonává v úseku cca 200 metrů paralelní předpokládanou poruchu (Ondra et al. 1965).

### *Povodí Hoštického potoka*

Horní tok Hoštického potoka sleduje starou poruchu ověřeného přesmyku směru 60° a je rovnoběžný s břidličnatostí. Na křížení této poruchy s předpokládaným zlomem směru 0° je situován soutok dvou hlavních zdrojnic. Levostranné přítoky mohou být vyvinuty v pokračování systému zlomů směru 140°. Prameniště těchto toků leží v blízkosti ověřené zlomové linie (Bobula 1968). Před vyústěním toku z Hřibovské hornatiny tok přechází v úseku asi 1 km zónu obloukovitých poruch směru 0° (Z22) (Skácel 1995). Tok zde tvoří ohyb nejprve vpravo, poté ostře vlevo. Níže v úseku 600 m sleduje tok okrajový sudetský zlom. Levostranný přítok tvořící hlubokou strž je založen přímo na okrajovém sudetském zlomu. V rámci Hoštického stupně Hoštický potok sleduje ověřenou poruchu směru 10° (Bobula 1968).

### *Povodí Javornického potoka*

Povodí Javornického potoka je tektonicky nejsložitější částí Hřibovské hornatiny. Je založeno společně s Hraničním potokem v tzv. travenské kotlinovité sníženině (vymezení viz mapa na obr. 5.17), kterou A. Ivan (1966) považuje za tektonicky založenou. Severovýchodní část, protékaná Hraničním potokem, je tvořena menšími plošinami ve výškách 475 – 500 m n.m. Větší jihozápadní část tvoří plošiny v nadmořských výškách 500 m a 530 m. Obě části jsou odděleny vrchem Strmý (543 m), který je petrograficky podmíněn sněžnickými rulami. Pro tektonický původ plošin svědčí přítomnost ověřených zlomů při úpatí svahu a také přímočarost svahu Liščí skály (742 m) až do sedla Nad Travnou. Poněvadž byly zlomy dokázány na obou stranách sníženiny přibližně v rovnoběžném směru 80°, lze sníženinu považovat za menší tektonický příkop, který vznikl obnovením pohybů na starých variských tektonických poruchách (Ivan 1966). Většina vodní toků (tok 006, 011, 012, 013, Javornický p., Obecní p.) sleduje ověřené nebo předpokládané zlomy, na nichž často vytvářejí prudké ohyby. Na zlomy pravděpodobně poukazují i lineárně uspořádané prameny a bažiny v údolích levostranných přítoků Javornického p. (tok 007, 008, 009 a 010). Tyto přítoky před soutokem s Javornickým potokem tvoří pravoúhlé ohyby. J. Skácel (1963) předpokládá na dně údolí zlomy, které jsou mírně šikmé ke zlomům omezujícím travenskou kotlinovitou sníženinu, které toky sledují. Na křížení údolí s okrajovým sudetským zlomem je na levé straně údolí vyvinut úpad.



Obr. 5.12 Plošiny travenské kotlinovité sníženiny v 530 m n.m. na levém údolním svahu Javornického potoka, hluboce zaříznuté údolí Javornického potoka se nachází za plošinou.

Povodí Račího, Červeného a Lánského potoka patří z tektonického hlediska k málo prozkoumaným oblastem, neboť zde nebyl proveden detailní uranový průzkum. Proto je zde vymapováno v geologických podkladech jen velmi málo poruch.

#### *Povodí Račího potoka*

Račí potok je nejdelším tokem v Hřibovské hornatině. Jeho údolí je v příčném profilu asymetrické (viz graf na obr. 10.10 v příloze 10.1), neboť levý údolní svah je místy až o 100 m vyšší než pravý. Račí potok také přibírá většinu větších přítoků zleva. Tyto asymetrie dle A. Ivana (1966) souvisejí s tektonickou interpretací Hřibovské kotlinovité sníženiny, kdy Račí potok sleduje levý okraj sníženiny po dosud nezjištěné poruše směru SV – JZ. Přítoky Račího potoka na horním toku (tok 026, 027, pravděpodobně též 025) jsou založeny na předpokládaných tektonických poruchách směru 140° (Skácel 1995). Svědčí o tom také ostré ohyby toků. Nejdelší zdrojnice Račího potoka v úseku 1 km předpokládaný zlom sleduje a také v místě přechodu zlomu vytváří ostrý ohyb. Při vyústění toku z Hřibovské hornatiny je údolí nejspíše založeno na předpokládané poruše směru 40°, postupně až 60°. Před vyústěním protéká Račí potok pásmem zlomů rovnoběžných s okrajovým sudetským zlomem (Z12, Z13, Z14).

### *Povodí Červeného a Lánského potoka*

Červený a Lánský potok pramení ve výše zmíněné Hřibovské kotlinovité sníženině. Její dno je tvořeno plochými částmi širokých meziúdolních hřbetů v nadmořské výšce 550 – 700 m. Stejně jako v případě Travenkové kotlinovité sníženiny lze předpokládat tektonický původ Hřibovské sníženiny. Sníženina je tvořena systémem několika pokleslých a ukloněných ker, které jsou odděleny zlomy směru JZ – SV (Ivan 1966). Tyto zlomy nejsou vyznačeny na žádných geologických mapách, lze ale předpokládat, že je oba toky ve svých horních úsecích sledují. V rámci sníženiny předpokládám z morfologie zlomy paralelní s okrajovým sudetským zlomem (Z17, Z18). Předpokládané zlomy (Z12, Z16, Z11), paralelní s okrajovým sudetským zlomem, jsou zakresleny (Skácel 1995) až před vyústěním toků z Hřibovské hornatiny, kde oba vodní toky tvoří ostré ohyby. V okolí Červeného potoka se při okrajovém sudetském zlomu objevují bažiny. Pravostranný přítok (tok 020) Lánského potoka pravděpodobně sleduje ověřené zlomy směru 15° (Brezňan et al. 1957), v geologické mapě od J. Skácela je porucha vyznačena jako přesmyk (Skácel 1995).



Obr. 5.13 Hřibovská kotlinovitá sníženina jižně od Nových Vilémovic, v pozadí hřbet s vrcholem Koníček (850 m), před ním hluboce zaříznuté údolí Račího potoka.

### *Povodí Vlčického potoka a Studené vody*

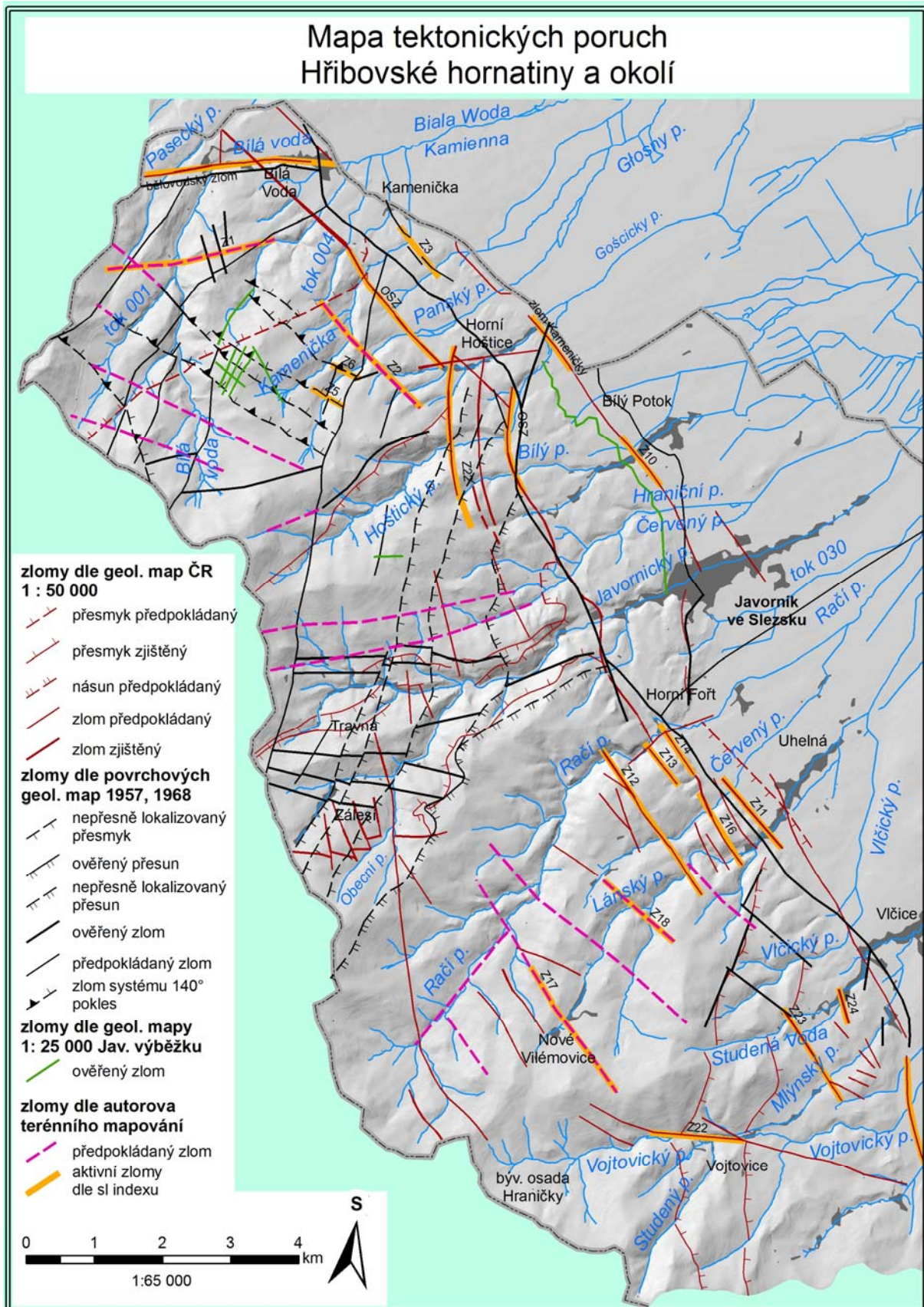
Prameny Vlčického potoka a Studené vody se nalézají poblíž ověřeného přesmyku (Skácel et al. 1992), který odděluje autonomní pásmo Hraničné od sněžnické skupiny. Vodní toky v krátkých úsecích sledují litologické rozhraní a mění směr toku z 65° na 25°. Změna směru obou toků se objevuje také při přechodu přes zónu okrajového sudetského zlomu. Studená voda na středním toku přechází dokázané zlomy Z23, Z24 (Skácel 1995). V úseku cca 400 metrů při vyústění z Hřibovské hornatiny sleduje Studená voda zlom směru 0° (Brezňan et al. 1957).

### *Povodí Vojtovického a Mlýnského potoka*

Údolí Vojtovického potoka má již od soutoku zdrojnic ve výšce 600 m n.m. značnou hloubku 230 – 250 m. Podle geologické mapy (Skácel 1995) je jeho střední tok založen na ověřeném zlomu, který sleduje až po okraj Hřibovské hornatiny. V místě, kde tok vtéká na Vojtovický úpatní stupeň, došlo k rozdělení na Vojtovický a Mlýnský potok. Dnes je část Mlýnského potoka antropogenně ovlivněna v podobě mlýnského náhonu. Podle A. Ivana lze bifurkaci vysvětlit tak, že Vojtovický potok v důsledku poklesu sklonu při vtoku na Vojtovický úpatní stupeň vytvořil dejekční kužel, na jehož povrchu se tok větvil na několik ramen. Největší ramena se zařezala v důsledku změny erozní báze až do skalního podkladu pravděpodobně také v důsledku pohybů na výše zmíněném zlomu (Ivan 1966). Krátký levostranný přítok tvoří strž založenou na předpokládaném zlomu (Skácel 1995). Mlýnský potok prochází na středním toku zónou několika zlomů (Z23), před opuštěním Hřibovské hornatiny je tektonicky podmíněn náhlý ohyb toku k S, kde v úseku cca 300 m sleduje ověřenou poruchu (Skácel 1995).



## Mapa tektonických poruch Hřibovské hornatiny a okolí

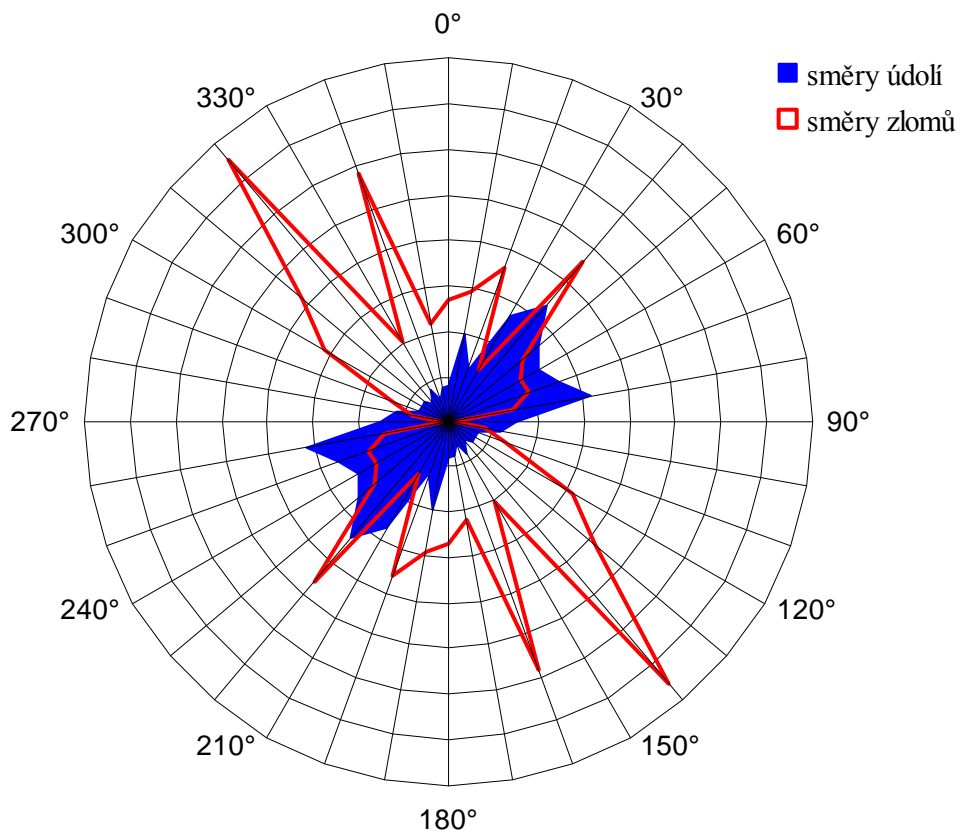


Obr. 5.14 Mapa tektonických poruch Hřibovské hornatiny a okolí.

Zlomy dle geologických map ČR (Skácelová red. 1992a, 1992b, 1995, Žáček red. 1995), povrchové geologické mapy (Bobula 1968, Brežňan et al. 1957) a geol. mapy Javornického výběžku (Ondra et al. 1965).

### 5.2.3 Analýza údolní sítě

Údolní síť Hřibovské hornatiny je tvořena systémem rovnoběžných údolí převážně směru SV – JZ, který je kolmý na směr hlavního hřebene a svahu na okrajovém sudetském zlomu. Orientace směrů údolí je předurčena především faktem, že Hřibovská hornatina je skloněna směrem k Oderské nížině na SV. Analýza směrů údolních úseků ukázala ve směru 40° (směr kolmý na průběh okrajového sudetského zlomu) prostorovou korelaci s průběhem zlomových linií a poruchových pásem. Nejčastějším směrem zlomů (140°) jsou podmíněny jen krátké úseky údolí poblíž okrajového sudetského zlomu vyvinuté na paralelních poruchách.



Obr. 5.15 Orientace údolní sítě a zlomů v rámci Hřibovské hornatiny. Celková délka měřených údolních úseků je 139,7 km.

Účinky aktivní tektoniky na říční systém se projevují v deformacích podélných i příčných profilů údolních den, změnami hloubky a šířky koryta vodních toků, tvorbou říčních teras. Dále také změnami ve stabilitě koryta, které se projevují přítomností úseků s aktivním zahlubováním, přesunem koryt, agradací či tvorbou lomů ve sklonu. Účinek zlomu na fluvialní systém se projevuje v závislosti na velikosti úhlu, který svírá směr toku a průběh zlomu. Pokud vodní tok přechází vodní tok v kolmém směru, objevuje se v podélném profilu lom sklonu (tzv. knick point), jehož velikost je ovlivněna pohyby na zlomu. Důležitou roli hraje v tomto případě také odolnost hornin tvořící podloží. V případě tvrdých skalních hornin migruje lom sklonu proti proudu. Pokud tok teče málo odolných horninách nebo v aluviu, dochází pouze k lokálnímu zvýšení sklonu toku. Postupem času dochází k zarovnání. Je-li průběh zlomu paralelní se směrem toku, vodní tok často sleduje směr zlomu. Na toku se objevuje náhlá změna směru toku (Summerfield 1991).

V některých případech se setkáváme s případy, že se vodní toky zařezávají do skalního podkladu bez ohledu na petrografické a tektonické poměry. Toky si tvoří údolí napříč odolnými vrstvami. Tento jev je vysvětlován tím, že vodní tok nevznikl na dnešním povrchu, ale na dnes již neexistujícím zdenudovaném povrchu. Tehdejší strukturní poměry a generelní sklon reliéfu určovaly směr toku a ten se zachoval i po denudaci původního povrchu. Taková údolí nazýváme epigenetická (Kettner 1948). Mnohé části vodních toků lze za epigenetické označit, neboť nesledují tektonické poruchy ani litologická rozhraní. Jejich údolí musela být založena dříve, v dnes již zdenudovaném povrchu.

Pro potřeby analýzy říční sítě byly vodní toky Hřibovské hornatiny rozděleny na základě vodnosti, délky a především místa pramene do následujících šesti skupin (viz mapa na obr. 5.16).

1) První skupinu tvoří nejdelší a nejvodnější vodní toky, které pramení v širokých pramenných mísách poblíž hlavního hřebene. Mají zpravidla více zdrojnic dlouhých i přes 1 km. Tyto vodní toky se od místa, kde se zdrojnice stékají, zahlubují do často až kaňonovitých údolí. Největšího zahloubení s nejstrmějšími svahy dosahují před přechodem přes okrajový sudetský zlom. Jelikož tyto vodní toky mají nejvyvinutější údolní tvary a největší délku, lze je považovat za nejstarší. Do této kategorie lze zařadit vodní toky jako Bílá voda, Hoštický p., Javornický p., Račí p. a Vojtovický p.

2) Druhým typem lze označit skupinu toků, které pramení mezi hlavním hřebenem a svahem na okrajovém sudetském zlomu. Prameny jsou situovány v mírně zvlněném reliéfu plošin nebo vnitrokotlinových sníženin (travenská, hřibovská). Toky se směrem k okrajovému svahu zahlubují do hlubokých údolí tvaru V. Z větších toků sem patří Kamenička, Panský p., Hoštický p., Lánský p. a Studená voda.

3) Třetí kategorií jsou označeny toky, které rozčleňují zlomový svah na okrajovém sudetském zlomu na facety. Pramení poblíž okrajového svahu a zahlubují se do něj zpětnou erozí v podobě hluboce zaříznutých strží. Jedná se o mladé vodní toky.

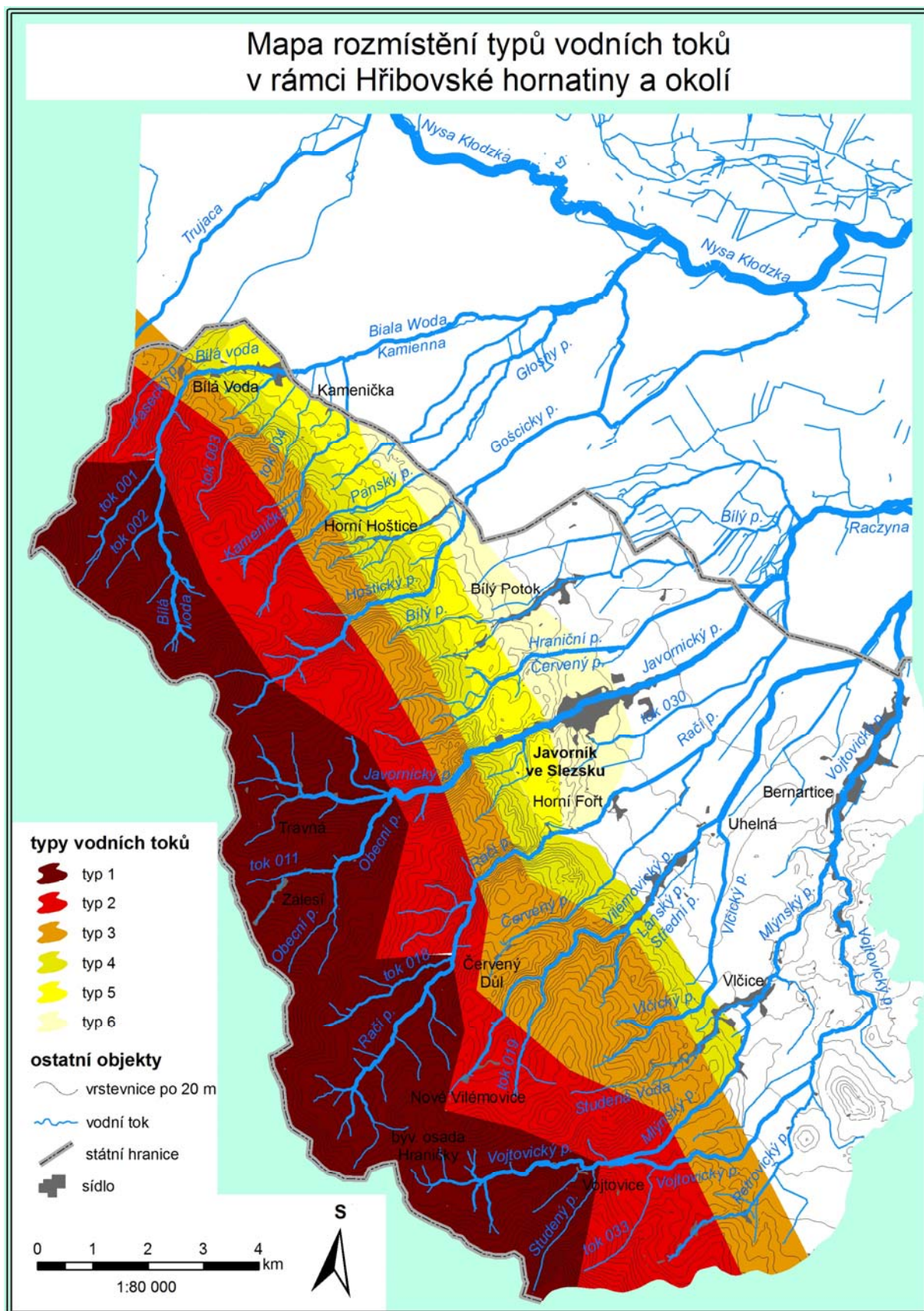
4) Čtvrtým typem jsou vodní toky, které pramení ve zlomové zóně okrajového sudetského zlomu. Vznikají z pramenů, které zde vyvěrají a často vytvářejí bažiny. Okrajový svah rozrušují krátkými málo zahloubenými stržemi.

5) Pátým typem jsou označeny vodní toky, které pramení na Hoštickém úpatním stupni a jsou krátkými intermitentními přítoky vodních toků, které stupněm protékají napříč. Rozčleňují reliéf úpatního stupně hluboce zaříznutými stržemi podobně jako typ tři (viz Stemberk jr. 2008).

6) Do šesté kategorie patří vodní toky, které pramení v zóně severní větve okrajového sudetského zlomu (pracovně nazvaný zlom Kameničky nebo kameničský zlom). Rozčleňují svah mezi Vidnavskou nížinou a Hoštickým úpatním stupněm málo zahloubenými stržemi obdobně jako typ čtyři (viz Stemberk jr. 2008).

Zóny výskytu jednotlivých kategorií ukazuje mapa na obr. 5.16.

## Mapa rozmístění typů vodních toků v rámci Hřibovské hornatiny a okolí



Obr. 5.16 Mapa rozmístění typů vodních toků Hřibovské hornatiny a okolí. Pokud vodní tok pramení v území typu 1, v celé délce toku je označen za typ 1.

## **Analýza příčných profilů**

Častým jevem, se kterým se v Hříbovské hornatině setkáváme, je sklonová asymetrie údolních svahů, kdy příkřejší svahy bývají obráceny k SZ až JZ. T. Czudek (2005) ji vysvětluje různě velkou denudací a boční erozí na obou údolních svazích v důsledku odlišných klimatických faktorů. Hlavní příčinu vývoje klimaticky podmíněné sklonové symetrie připisuje rozdílným geomorfologickým účinkům kryogenních procesů na protilehlých údolních svazích v důsledku rozdílné insolace a vlhkostních poměrů. Dnešní rysy sklonové asymetrie vznikly v periglaciálním prostředí ve svrchním pleistocénu. Některé úseky údolních svahů jsou sklonově asymetrické také v důsledku různě odolných hornin po obou stranách údolí. Příčné profily všech delších vodních toků jsou uvedeny v příloze 10.1, níže uvádím pouze charakteristiku některých vybraných toků.

*Pasecký potok* pramení na místě, kde dochází ke křížení předpokládaných zlomových linií a údolí je zde rozšířeno. Níže se údolí zahlubuje. K otevírání dochází teprve před přechodem bělovodského zlomu. Níže se údolí opět zahlubuje do příčného tvaru V, ze kterého vytéká o cca 1 km níže při přechodu přes okrajový sudetský zlom.

Údolí *Bílé vody* je již od pramene zaříznuto do hlubokého údolí tvaru V s úzkou nivou, která se rozšiřuje pouze v krátkých úsecích před přechodem toku přes příčné skalní prahy. Pravý údolní svah je vyšší. Svahy exponované k SZ až JZ jsou na několika místech příkřejší. Ve shodě s výše uvedenými obecnými zákonitostmi (Czudek 2005) i A. Ivan (1966) předpokládá, že se jedná o asymetrii klimaticky podmíněnou rozdíly v boční erozi a denudaci zapříčiněnou rozdílnou insolací a vlhkostí, nevyklučuje však ani vliv mladé tektoniky. Nejlépe je asymetricky příkřejší svah vyvinut na pravém údolním svahu v úseku asi 1 500 metrů před přechodem údolí přes bělovodský zlom. Údolí se před poruchou rozšiřuje, nabývá neckovitého tvaru s plochou širokou nivou. Po přechodu okrajového sudetského zlomu se zářez údolí úplně ztrácí. Tok teče v úrovni povrchu Vidnavské nížiny.

*Hoštický potok* pramení ve dvou širokých úpadech na úbočí Borůvkové hory (899 m). Po soutoku dvou hlavních zdrojnic se tok zařezává do hlubokého údolí tvaru V, které se směrem k okraji pohoří prohlubuje. Asi 700 metrů před přechodem dvou obloukovitých poruch směru 0° se údolí rozšiřuje. Nejširší niva, široká asi 200 metrů, se nachází při přechodu okrajového sudetského zlomu, který tok v úseku cca 600 metrů sleduje. Příčné profily údolím Hoštického potoka ukazuje graf 10.6 uvedený v příloze.

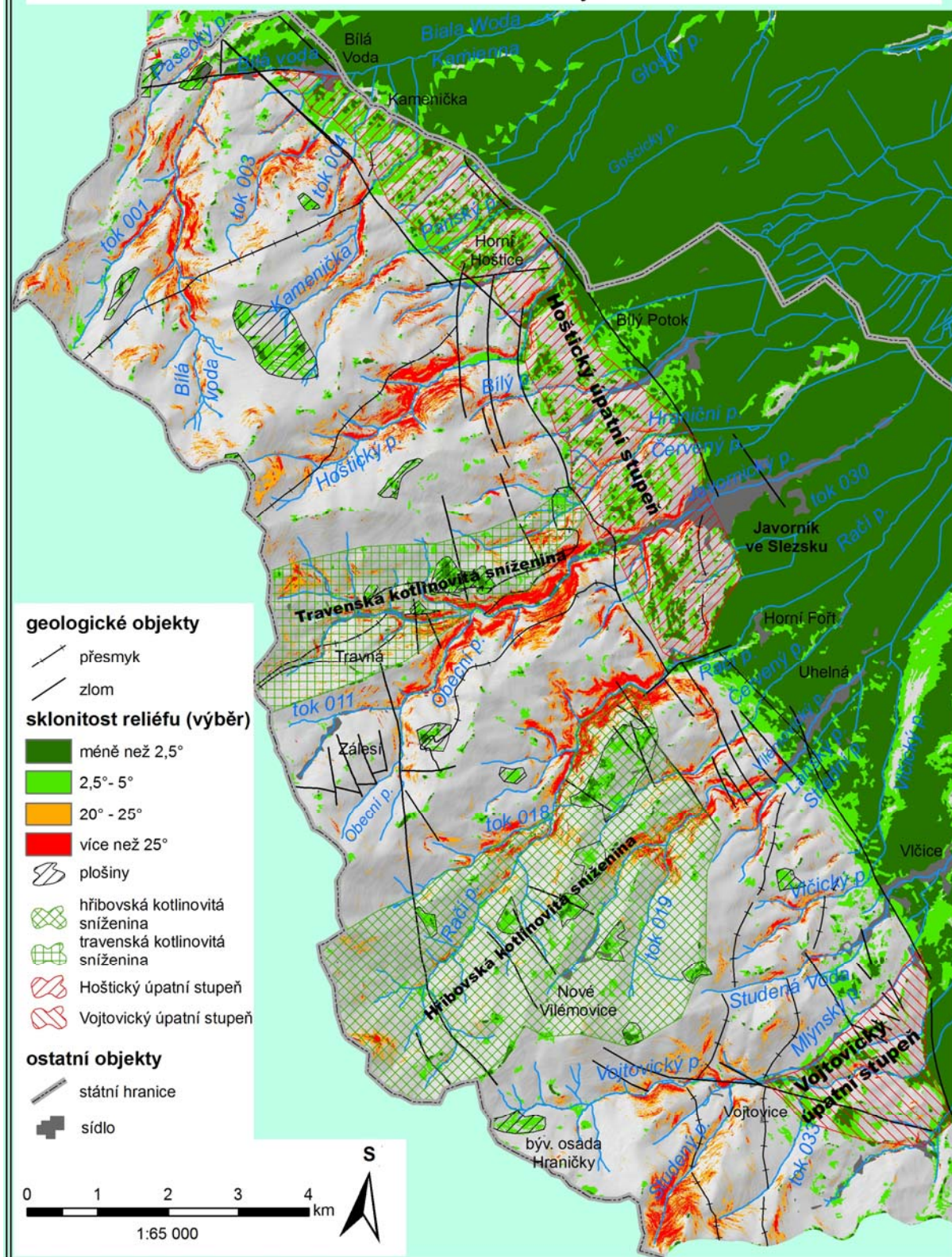
*Javornický potok* podobně jako Bílá voda pramení ve vyvinutém údolí, které se níže stále více zařezává. Na svém horním toku protéká tzv. travenskou kotlinovitou sníženinou (více viz kapitola 5.2.2). Na levé straně údolí začíná po asi 1 km plošina v nadmořské výšce 530 m. Údolí je v rámci celé Hřibovské hornatiny výškově asymetrické s vyšším pravým údolním svahem a velmi hluboce (až 250 m) zaříznuté s příkrými, místy skalnatými svahy. Asi 700 m před přechodem přes okrajový sudetský zlom se údolí rozšiřuje, objevuje se široká niva. V rámci Hoštického stupně jsou údolní svahy jen 60 m vysoké, údolí má neckovitý tvar s plochou nivou až 200 m širokou. Níže tok vytéká z Hoštického úpatního stupně do Vidnavské nížiny, kde teče v úrovni povrchu bez znatelnějšího zářezu.

*Račí potok*, jak bylo uvedeno v kapitole 5.2.2, pravděpodobně sleduje zlom okraje Hřibovské kotlinovité sníženiny. Proto má v rámci Hřibovské hornatiny výškově asymetrický příčný profil s vyšším levým údolním svahem (až o 100 m). Asi 2,5 km od pramene se v údolí objevuje dejekční kužel před přechodem přes skalní práh. Pod ním se tok začíná silně zahlubovat do údolí tvaru V s příkrými svahy se skalními výchozy. Nejhlouběji je tok zaříznut před vyústěním z Hřibovské hornatiny. Niva se rozšiřuje asi 500 m před přechodem přes okrajový sudetský zlom. Ve Vidnavské nížině teče tok v úrovni povrchu bez znatelného zářezu.

*Vlčický potok* pramení v mělkém údolním závěru na svahu Sutě (717 m). Níže se zařezává do údolí tvaru V. Na dolním toku před vyústěním z Hřibovské hornatiny je asymetricky prudší levý údolní svah, pravděpodobně v důsledku různé odolnosti hornin po obou stranách údolí. Asi 500 m před okrajovým sudetským zlomem se snižují údolní svahy, po překročení zlomu teče Vlčický potok v úrovni povrchu Vidnavské nížiny.

Levý údolní svah *Vojtovického potoka* tvoří okraj Hřibovské hornatiny. Pramení v sedle u bývalé osady Hraničky (viz fotografie na titulní straně). Hlavní zdrojnice se stékají v nadmořské výšce 600 m, níže se tok zahlubuje do hlubokého údolí tvaru V s příkrými svahy. Levý svah je asi o 100 metrů vyšší v celé délce po okraji Hřibovské hornatiny. V nadmořské výšce 475 m n.m. vytéká tok na Vojtovický úpatní stupeň. Jak již bylo uvedeno v kapitole 5.2.2, v tomto místě došlo k rozštěpení toku na Mlýnský potok a vlastní Vojtovický potok. Údolí se zde rozšiřuje, zařezává se teprve po cca 1,5 km níže opět do cca 40 m hlubokého údolí tvaru V. Před okrajovým sudetským zlomem se údolí rozšiřuje. V rámci Vidnavské nížiny teče tok v úrovni povrchu bez zjevnějšího zářezu.

## Mapa sklonitosti a zarovnaných povrchů Hřibovské hornatiny a okolí



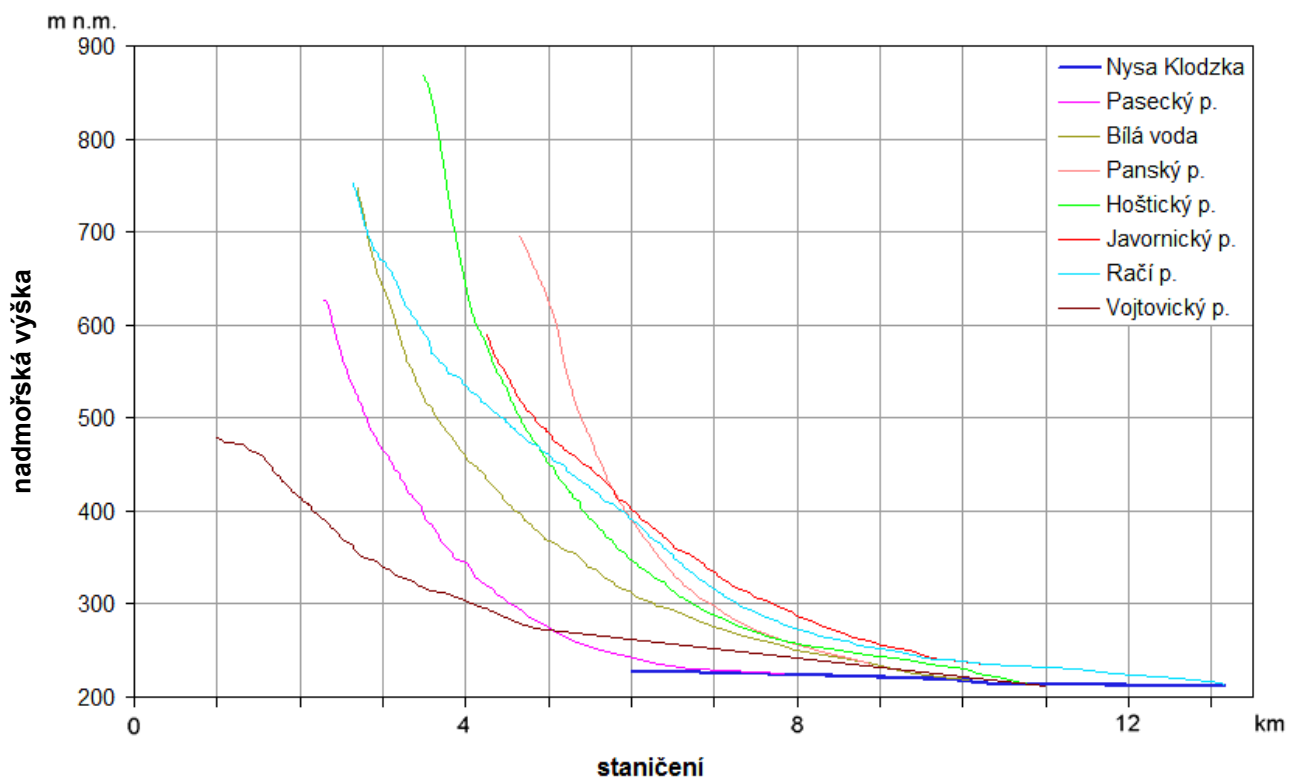
Obr. 5.17 Mapa sklonitosti Hřibovské hornatiny a okolí. Tektonické poruchy podle geologických map ČR (Skácelová red. 1992a, 1992b, 1995, Žáček red. 1995).



## Analýza podélných profilů

Podélný profil řeky představuje graf vztahu nadmořské výšky dna vodního toku a jeho vzdálenosti od pramene. Používá se často při morfostrukturní analýze pro identifikaci ovlivnění toku přítomností zlomových linií. Anomálie v průběhu křivky (tzv. knickpoints či nick points) nebo celkový tvar křivky, zejména konvexními úseky, mohou poukazovat na pohyby na zlomech (Keller, Pinter 2002). Fluviální geosystém sklonem koryta citlivě reaguje na tektonické pohyby a také na změny litologických a strukturních podmínek. Směrem proti proudu toku nabývá křivka konkávního tvaru, avšak vyskytují se na ní nerovnosti i konvexní úseky, které mohou indikovat místa „oživení“ (Novotný et al. 2005).

Všechny grafy podélných profilů se zaznačenou geologickou stavbou, zlomy (dle Skácelová red. 1992a, 1992b, 1997, Žáček red. 1997) a SL indexy jsou uvedeny v příloze 10.2.



Obr. 5.18 Podélné profily největších vodních toků Hřibovské hornatiny s erozní bází všech toků Hřibovské hornatiny – Nysou Klodzka.

Podélný profil *Paseckého potoka* je velmi nevyrovnaný (graf na obr. 10.16). Na horním toku se markantní stupně (lomy ve sklonu) kryjí s průběhem předpokládané zlomové linie Z1, která se projevuje také lokálním maximem hodnoty SL indexu 135. Mezi 450 m n.m. a 370 m n.m. lze rozkolísanost profilu a SL indexu připisat litologii. Bělovodský a okrajový sudetský zlom (přechází na území Polska) se projevují nejprve snížením sklonu asi 500 m před poruchou a v krátkém úseku jeho následným zvýšením.

Spádová křivka *Bilé Vody* je nevyrovnaná (graf na obr. 10.17). Rozkolísanost v podélném profilu i v hodnotách SL indexu se objevuje v místech litologických přechodů, zejména při překonávání javornického granodioritu, kde teče tok desítky metrů po skalním podloží. Bělovodský a okrajový sudetský zlom se v podélném profilu projevují nejprve snížením a následným krátkým zvýšením sklonu. Na křivce SL indexu se objevují dvě lokální maxima 270 a 230. Stejně se projevují i další zlomy na horním toku, zejména autorem předpokládaný zlom Z1, kde SL index dosahuje hodnoty 250. Snížení sklonu v 560 m n.m. a 510 m n.m. je způsobeno dejekčními kužely v nivě. Na podélných profilech *Kameničky* a *Panského potoka* lze taktéž nalézt anomálie způsobené zlomy, které se projevují stupni v místě přechodu. Zlomy, projevující se lokálním zvýšením hodnot SL indexu, byly označeny Z2, Z5 a Z6, v rámci Hoštického stupně Z3. Konvexní úsek na horním toku Panského potoka připisují faktu, že tok pramení na plošině (viz mapa na obr. 5.17).

Zdrojnice *Hoštického potoka* tečou až do 600 m n.m., kde se stékají, bez zahloubení v úrovni povrchu svahu. Na soutoku lze pozorovat náhlý zlom ve sklonu toku, který je podmíněn větší erozní silou toku pod soutokem, litologickým přechodem a přítomností přesmyku (graf na obr. 10.18). V úseku mezi 600 m n.m. a 500 m n.m. se pestrá geologická stavba projevuje častým střídáním částí s malým a velkým sklonem, což podmiňuje rozkolísanost SL indexu. Před vyústěním z Hřibovské hornatiny lze pozorovat dva stupně v podélném profilu, které se kryjí s přechodem okrajového sudetského zlomu a paralelního obloukovitého zlomu (Z22) směru S-J. Hodnoty SL indexu tvoří tři peaky s maximy 300, 265 a 275, z nichž prostřední připisují litologickému přechodu. Také na zlomu oddělovacím Hoštický stupeň od Oderské nížiny (pracovně označovaný jako zlom Kameničky) se objevuje malý stupeň v podélném profilu a hodnota SL indexu dosahuje lokálního maxima 295.

Podélný profil *Bílého potoka* je značně nevyrovnaný (graf na obr. 10.19). Horní tok od pramene do cca 400 m n.m. se vyznačuje velkým sklonem v podélném profilu. Střední tok má podélný profil značně rozkolísaný v důsledku mnoha litologických přechodů, což se projevuje také rozkolísaností křivky SL indexů. Bílý potok přechází dvě zlomové linie, na nichž dochází k nárůstu hodnot SL indexu (Z22 – SL=122, OSZ – SL=140).

Hraniční potok má díky pestré geologické stavbě nevyrovnaný podélný profil. Na horním toku se objevuje výrazný stupeň, který je situován do pravoúhlého ohybu toku k SV ve 470 m n.m. Tok níže sleduje autorem předpokládaný zlom.

Povodí *Javornického* a *Obecního potoka* mají komplikovanou tektonickou a geologickou stavbu, což se v podélném profilu a v hodnotách SL indexu projevuje častou rozkolísaností. Místa s maximy, kterých dosahuje SL index, odpovídají převážně litologickým přechodům či zpětné erozi poblíž soutoku Javornického a Obecního potoka. Na horním toku Javornického potoka se objevují tři krátké úseky zvýšeného sklonu (graf na obr. 10.20). První úsek v 540 m n.m. se kryje s přechodem zlomu, další připisují spíše litologickým poměrům. Ovlivnění profilu okrajovým sudetským zlomem nebylo zaznamenáno, neboť tok teče v aluviu a lokální zvýšení sklonu již pravděpodobně bylo zarovnáno. Horní tok *Obecního potoka* vykazuje konvexní tvar profilu, na který navazuje v 670 m n.m. náhlé zvýšení sklonu. Pravděpodobnou příčinu této anomálie spatřuji v přítomnosti zlomu, který tok sleduje v úseku asi 1 km. Horniny jsou v zóně zlomu podrceny, a tedy snáze erodovatelné, což způsobuje větší zahloubení údolí, které tok musí překonávat stupněm v podélném profilu. V 510 m n.m. se objevuje krátký konvexní úsek, který se kryje s malým dejekčním kuželem.

Podélný profil *Račího* a *Červeného potoka* jsou velmi nevyrovnané (graf na obr. 10.21). Jak bylo uvedeno v kapitole 5.2.2, údolí Račího potoka je založeno na předpokládaném zlomu, který na SZ ohraničuje hřibovskou kotlinovitou sníženinu. Na existenci této poruchy může poukazovat lokální prudké zvýšení sklonu v 580 m n.m. (hodnota SL indexu 255), kde tok teče přes předpokládanou poruchu. Drcené horniny jsou snadněji erodovány, vytváří se v příčném profilu více zahloubené údolí, proto jsou vodní toky nuceny překonávat spád na krátkém úseku zvýšením sklonu. Plošina v 690 m n.m. způsobuje konvexní tvar profilu na horním toku Račího potoka. Při okrajovém svahu Hřibovské hornatiny tok překonává několik paralelních poruch a okrajový sudetský zlom (Z12, Z13, Z14), což se projevuje zvýšením SL indexů v místě přechodu. Červený potok až do 480 m n.m. teče v rámci hřibovské kotlinovité sníženiny. Opouští ji v 480 m n.m., kde náhle narůstá sklon. Podélný profil je až po okrajový sudetský zlom velmi nevyrovnaný díky přítomnosti několika zlomů (Z11, Z12 a Z16), které tok překonává. SL indexy dosahují při přechodu zlomů lokálních maxim Z11 – SL=203, Z12 – SL=315 a Z16 – SL= 250.

*Lánský potok* pramení v hřibovské kotlinovité sníženině. V jeho podélném profilu se objevuje několik lomů ve sklonové křivce, které připisují dosud nedokumentovaným zlomům paralelním s okrajovým sudetským zlomem (Z17 a Z18). Lze tak usuzovat i ze zvýšených hodnot SL indexu v okolí zlomů, Z17 – SL=170, Z18 – SL=355). V místě, kde Lánský potok

opouští sníženinu (510 m n.m.), roste náhle sklon (graf na obr. 10.22). Série zlomů paralelních s okrajovým sudetským zlomem (Z11, Z12 a Z13) cca 1 km před vyústěním z Hříbovské hornatiny se projevuje stupni v podélném profilu.

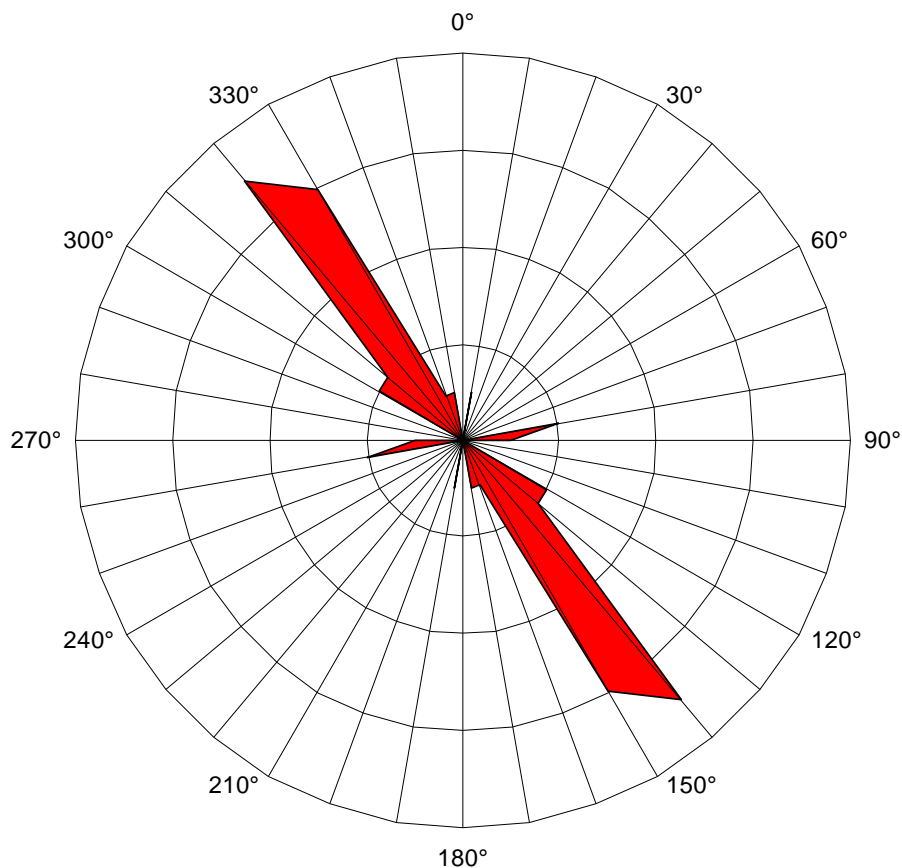
Horní tok *Vojtovického potoka* vykazuje rozkolísanost v podélném profilu. Je pravděpodobně způsobena několika podobně vodnými přítoky, díky čemuž má Vojtovický potok níže větší erozní schopnost a více se zahlubuje. V 550 m n.m. začíná tok sledovat zlomovou linii Z22 (SL=220). Menší stupeň se objevuje v 460 m n.m., kde Vojtovický potok opouští dejekční kužel a jeho údolí se začíná zahlubovat. Stupeň se objevuje také před okrajovým sudetským zlomem (na území Vojtovického úpatního stupně), hodnota SL=520. Sklonová křivka *Studené vody* je ovlivněna především přechody přes různě odolné horniny. Velký stupeň v podélném profilu se objevuje ve 400 m n.m. při přechodu přes zlom Z23 (SL=260), menší stupeň se nachází také o cca 1 km níže poblíž zlomu Z24 (SL=220).

*Mlýnský potok* vzniká, jak již bylo uvedeno v kapitole 5.2.2, bifurkací Vojtovického potoka v místě dejekčního kuželu. V rámci tohoto kuželu má podélný profil konvexní tvar. Rozkolísanost SL indexů lze připsat litologickým přechodům, které jsou šikmé ke směru údolí. Pásmo vyšších hodnot SL indexů (SL>250) se objevuje v okolí zlomu Z23. Zóna se projevuje také častými litologickými přechody. Lokální zvýšení SL indexu (SL=360) a výraznější stupeň v podélném profilu se objevuje poblíž okrajového sudetského zlomu, kde ovšem hodnoty mohou souviset opět s litologickým přechodem.

Prostorové rozložení hodnot SL indexů, které odhaluje spíše větší území s abnormálními hodnotami SL indexu ukazuje mapa na obr. 5.20 níže. Ve zkoumaném území se hodnoty SL-indexů pohybují od 6 do 520. Nízké hodnoty se objevují zejména v pramenných oblastech všech vodních toků, kde hlavní příčinou je malá vzdálenost od pramene. Malé hodnoty jsou koncentrovány také ve Vidnavské nížině, kde vodní toky na 100 metrech klesají jen o jednotky výškových metrů. V rámci tektonicky podmíněné travenské a hříbovské sníženiny se vyskytují anomálně nízké hodnoty SL indexů. Rovněž plošina v pramenné oblasti Panského potoka a Kameničky se projevuje taktéž extrémně nízkými hodnotami SL indexů. Naopak vysoké hodnoty se vyskytují na středním toku Červeného a středním a dolním toku Lánského potoka. Jsou způsobeny náhlým zvýšením sklonu toku na okraji hříbovské kotlinovité sníženiny a přechodem přes pásmo zlomů paralelních s okrajovým sudetským zlomem. Totéž platí také pro dolní tok Račího potoka. Anomálně vysoké hodnoty nalezneme také v rámci Vojtovického úpatního stupně na Mlýnském a Vojtovickém potoce. S tektonikou mohou souviset také vysoké hodnoty

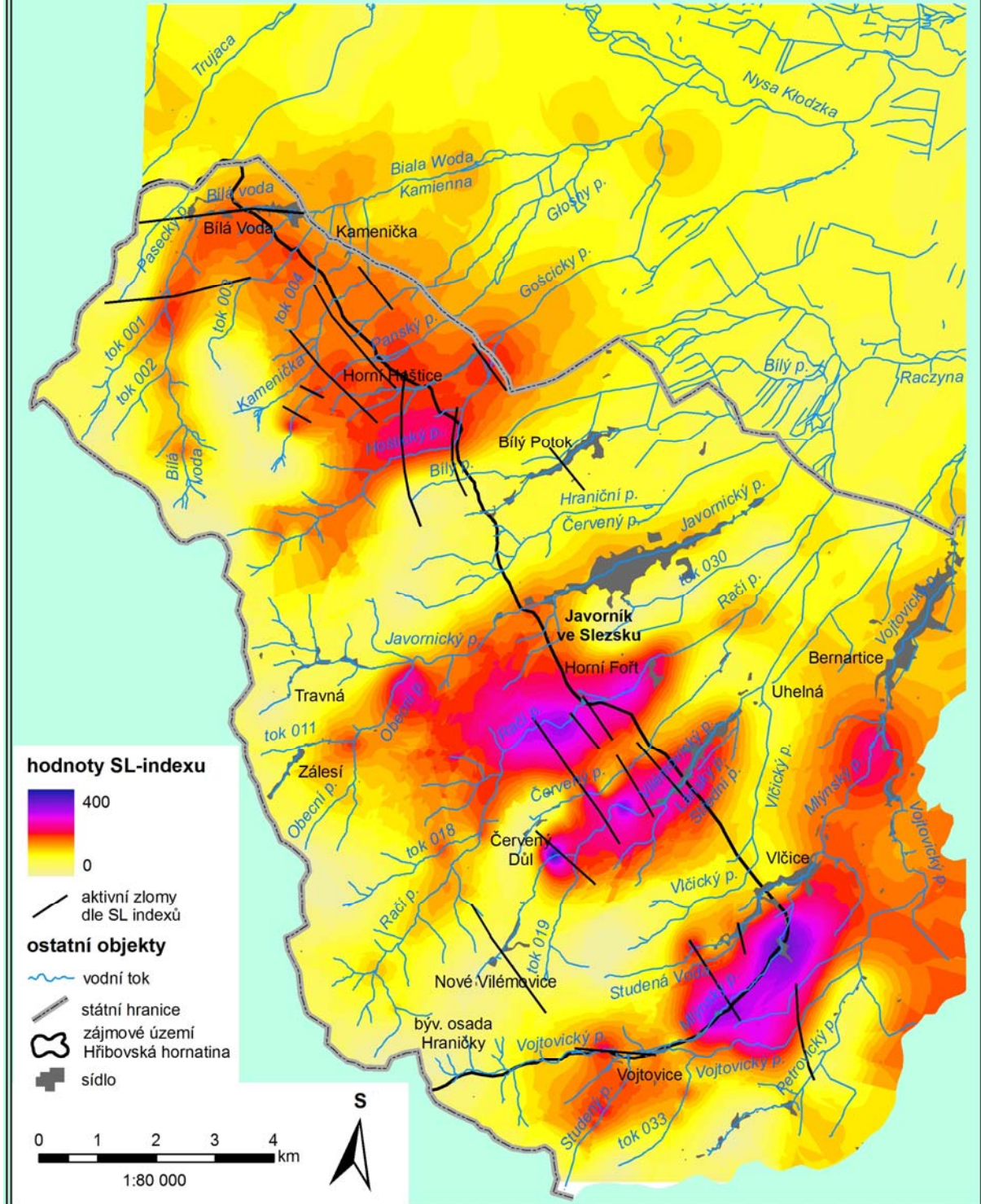
SL indexů dosahované před vyústěním Hoštického potoka do prostoru Hoštického stupně, kde tok překonává pásma paralelních obloukovitých zlomů směru 0°.

Orientaci zlomů, které byly označené na základě SL indexů za aktivní, uvádí graf na obr. 5.18 níže. Dominantně jsou zastoupeny směry 140°-150°, což je směr paralelních poruch s okrajovým sudetským zlomem. V menší míře je zastoupen také směr 80° rovnoběžný s bělovodským zlomem.



Obr. 5.18 Orientace poruch označených na základě SL indexů za aktivní. Celkový počet poruch je 19.

## Mapa rozložení hodnot SL indexu v rámci Hřibovské hornatiny a okolí



Obr. 5.20 Mapa rozložení hodnot SL indexu a aktivních zlomů v rámci Hřibovské hornatiny a okolí.

## 6. Diskuse

Hřibovská hornatina je složitou hrástí se stupňovitě uspořádanými zlomovými svahy, které byly vyzdviženy během terciéru a kvartéru podél zlomů sudetského směru (Ivan 1966). V morfologii nejzřetelnější strukturou je asi 300 km dlouhý okrajový sudetský zlom. V úseku dlouhém 133 km mezi obcemi Złatoryja (Polsko) a Jeseník je na zlomu vyvinut zřetelný přímočarý svah. Výsledky zlomové analýzy ukazují, že ve zkoumaném území převážná většina ověřených a předpokládaných zlomů odpovídá sudetskému směru. Aktivita okrajového sudetského zlomu není ve všech částech stejná. Na základě morfometrických charakteristik okrajového svahu, v porovnání s ostatními částmi zlomu v Polsku a v České republice, se části přiléhající k Hřibovské hornatině jeví jako aktivnější (Badura et al. 2007).

Vývoj údolní sítě byl velmi složitý. Tektonické pohyby vyzdvihly hrást', na níž se vytvořila konsekventní údolní síť. O rychlém vyzdvihu Hřibovské hornatiny svědčí změna směru toku Kladské Bělé, která se nestačila zahloubit a vytvořit antecedentní údolí a dnes Hřibovskou hornatinou neprotéká (Walczak 1954). Dnešní údolní síť je pouze nepatrně přizpůsobena petrografickým poměrům a vůči litologickým hranicím je orientována kose. Některé toky (např. Javornický potok) sledují směry starých variských zlomů (Z-V až SZ-JV). Vzhledem k tomu, že tyto konsekventní toky mají dnes pouze krátké, často nestalé subsekventní přítoky, lze hovořit o poměrně mladé údolní síti (Skácel, Vosska 1959). Směr odvodnění Hřibovské hornatiny k SV pochází již z paleogénu, jak dokládají např. W. Walczak (1954), A. Ivan (1966), J. Badura, B. Przybylski (2004). Ačkoliv směr odvodnění k SV byl již určen dříve, na formování současných hlubokých údolí hlavních toků (typ 1, viz kapitola 5.2.3, mapa na obr. 5.15) se podílí až svrchnopliocenní a kvarterní hloubková eroze (Ivan 1966). Údolní síť byla ovlivněna během pleistocénu kontinentálním zaledněním Vidnavské nížiny a žulovské pahorkatiny. Vodní toky byly méně vodné a ústily do jezer v předpolí ledovců, což mělo za následek změnu erozní báze (Ivan 1966, 1972, Walczak 1954).

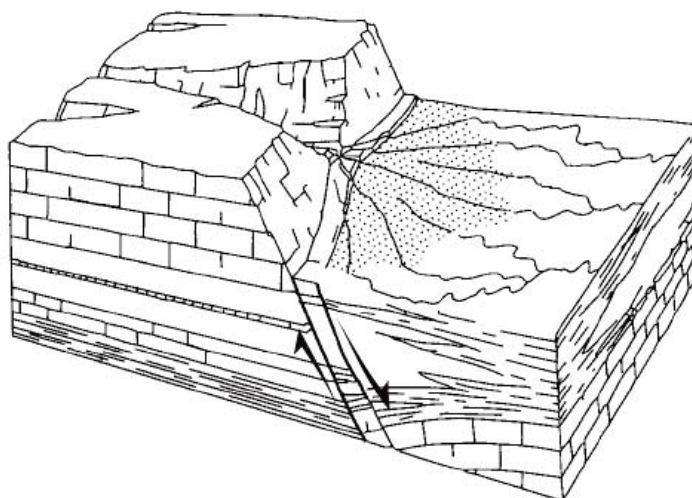
### *Morfostrukturní analýza*

Z analýzy morfolineamentů plyne, že většinu z nich tvoří přímé údolní úseky směru 80°, kterému však odpovídá pouze malé množství zlomů zaznamenaných v geologických mapách (bělovodský zlom a poruchy Z1, Z22). Vysoké hodnoty SL indexů poukazují na aktivitu těchto zlomů. Druhým nejčastějším směrem morfolineamentů je sudetský směr (140° a 160°). V rámci Hřibovské hornatiny se nachází pouze krátké údolní úseky souhlasného směru, což je dáno i generelním směrem odvodnění k SV. Mnohé zlomy sudetského směru byly označeny za aktivní. Malá část morfolineamentů vykazuje směr 10° v souhlase s malým množstvím zlomů a na nich založených údolích. Údolí směru 40° často sledují průběhy zlomů.

Velké vodní toky (typ 1, viz kapitola 5.2.3) pramení v mělkých, širokých údolních uzávěrech. K zahlubování do hlubokého údolí v příčném profilu tvaru V dochází po soutoku menších zdrojnic, kdy má tok větší vodnost, a tedy větší erozní schopnost k zahloubení údolí. Příčné profily reagují změnami pouze u bělovodského a okrajového sudetského zlomu. Údolí vodních toků, v rámci Hřibovské hornatiny zaříznuté do úzkých hlubokých údolí tvaru V, několik set metrů před přechodem přes zlomové linie mění tvar na neckovitý se širokými nivami, které jsou vyplněny dejekčními kužely (viz grafy příčných profilů v příloze 10.1). Tento jev lze nalézt v údolí Bílé vody, Panského p. (typ 2), Hoštického p., Javornického p., Račího p., a Vojtovického p. Toky typu 2 (Pasecký p., Kamenička, Hraniční p., Lánský p.) mají při přechodu přes okrajový sudetský zlom nivu rozšířenou jen několik desítek metrů. Vodní toky typu 3 (kromě Vlčického p. a Červeného p.) znatelné rozšíření údolí poblíž zlomové linie nemají. Po vyústění z Hřibovské hornatiny do Vidnavské nížiny tečou toky v úrovni povrchu rozsáhlých dejekčních kuželů bez znatelného zahloubení. Neckovitý tvar údolí mají vodní toky v rámci Hoštického stupně (Javornický p., Hoštický p., Panský p.).

Vertikální pohyby, dokumentované řadou autorů (Badura et al. 2007, Stemberk et al. 2010, Štěpančíková et al. 2010, ad.) na okrajovém sudetském zlomu způsobují, že jsou vodní toky v blízkosti přechodu přes zlom nuceny se aktivně zařezávat do údolí tvaru V, aby vyrovnaly výškový rozdíl vzniklý při pohybu (obr. 6.1). Tato zaříznutá údolí byla pozorována u menších vodních toků typu 3 a některých toků typu 2. Velké vodní toky (typu 1) mají díky vyšší vodnosti větší schopnost výškový rozdíl vyrovnat. To je zřejmě důvodem, proč nejsou jejich údolí v rámci zlomové zóny zaříznuta jako v případě toků typu 2 a 3, ale mají údolí neckovitého tvaru s plochou nivou širokou až 200 m. Rozšíření údolí vzniklo pravděpodobně také v důsledku pasivní tektoniky. Horniny jsou v rámci zóny okrajového sudetského zlomu podrceny a snáze podléhají erozi. Nacházíme je proto pouze u nejvodnějších toků (typ 1), které mají největší erozní schopnost a zároveň zde eroze působí déle, neboť se jedná o nejstarší údolí.





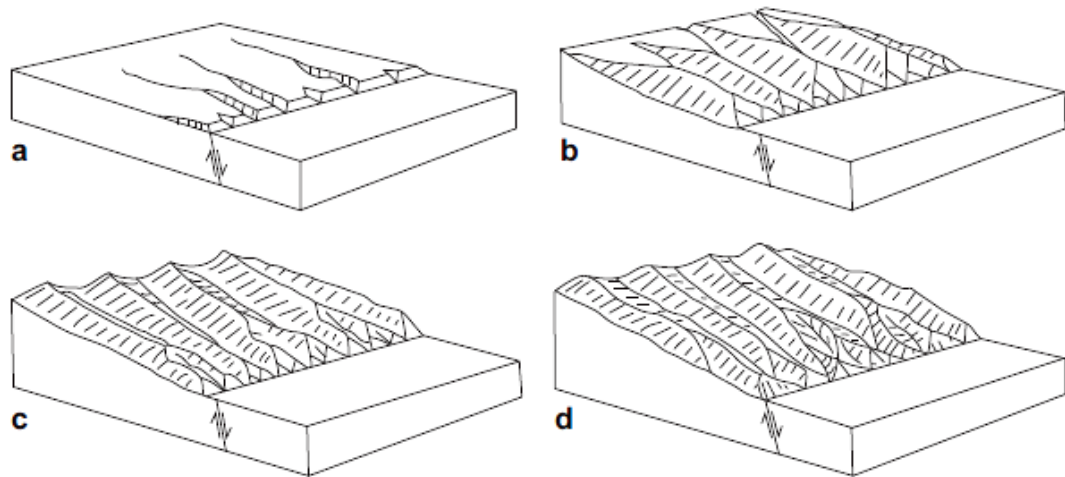
Obr. 6.1 Zařízení údolí vodních toků do tvaru V v důsledku relativního zdvihu na zlomu při úpatí hor (Bull 2007).

Podélné profily všech vodních toků v rámci Hřibovské hornatiny a Hoštického vykazují značnou nevyrovnanost. Protože byly hodnoceny vodní toky různých řádů, byl místo absolutních hodnot výškového gradientu použit morfometrický ukazatel SL index. Díky citlivosti SL indexů na změny sklonu v údolním dně lze jimi hodnotit vztah mezi tektonickou aktivitou, odolností hornin a topografií (Keller, Pinter 2002). Vliv litologických přechodů byl odfiltrován porovnáním lokálních maxim SL indexů s geologickou stavbou. Mnohá maxima jsou totiž situována v místě, kde vodní tok protíná odolnější pruhy hornin. Vyšší hodnoty indexu se objevují také v případě, kdy tok překonává skalní žebra, což lze dokumentovat na příkladu Bílé vody. Některá nezdůvodněná lokální maxima v hodnotách SL lze připsat místům, kam dosáhla zpětná eroze vodního toku. Během mapování byl zaznamenán dosah zpětné eroze především na horních tocích. V nižších částech údolí se taková místa vyskytují taktéž, nejsou však již v morfologii údolí tak výrazná a lze je často těžko odhalit. Ke zvýšení sklonu a k výskytům maxim SL indexu dochází také poblíž soutoků podobně vodních toků, neboť tok níže pod soutokem má díky vyšší vodnosti větší erozní schopnost. Zlomy, při jejichž přechodu toky vykazovaly zvýšené hodnoty SL indexu a u nichž byly vyloučeny další výše uvedené vlivy, byly označeny jako aktivní. Stupně ve sklonových křivkách v místě křížení zlomů mohou totiž poukazovat na přítomnost recentních pohybů, které dosud nejsou zahlazeny říční erozí.

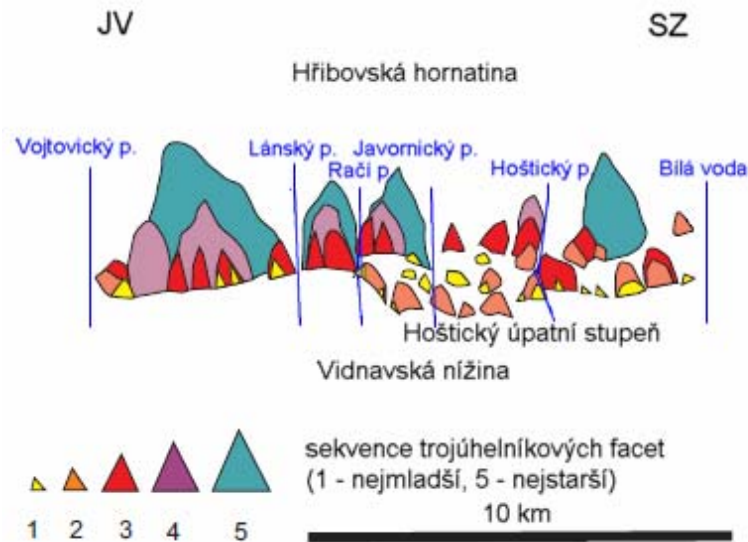
Pro potřeby dalšího hodnocení výsledků analýz a prostorových vztahů geomorfologických tvarů jsem území Hřibovské hornatiny rozdělil na několik částí, které budu hodnotit zvlášť.

#### *Severovýchodní svah založený na okrajovém sudetském zlomu*

Dnešní údolní síť je tvořena údolími různého stáří. Svah je rozčleněn množstvím vodních toků, které vytékají z Hřibovské hornatiny, na různě velké a staré facety. Vodní toky typu 1 mají nejdelší a nejvyvinutější údolní síť. Lze proto předpokládat, že jsou ve studovaném území nejstarší a rozčlenily svah na primární facety. Ty byly dále rozrušovány vodními toky typu 2 a 3. Nejmladší, zároveň nejkratší, vodní toky typu 4, které pramení přímo na okrajovém svahu Hřibovské hornatiny, jej rozčleňují na nejmenší a nejmladší generaci facet. Do svahu se zařezávají ostře zahloubenými krátkými stržemi. Neboť strže ve všech pozorovaných případech končí přímo na předpokládané či dokázané linii zlomu, lze usuzovat, že eroze postupuje zpětně od úpatí vzhůru do svahu. Z uvedeného plyne, že musí docházet k relativnímu zdvihu Hřibovské hornatiny vůči Vidnavské nížině, neboť toky jsou nuceny vzniklý výškový rozdíl dorovnávat erozním zaříznutím. Tato tvrzení podporují výzkumy dalších autorů. J. Skácel (2004) uvádí pokles předsudetského bloku (Vidnavské nížiny) u Javorníka až o 300 m během miocénu a pliocénu. Za posledních 31 milionů let došlo dle J. Badury et al. (2007) pravděpodobně k pěti význačným zdvihům podél okrajového sudetského zlomu v intervalu 5-7 milionů let. Zdvih nebyl ve všech úsecích zlomu stejný, největší je předpokládán v Rychlebských a Sovích horách, kde je vyvinuto 2 až 5 generací facet (obr. 6.3). V průzkumné rýze vedené přes okrajový sudetský zlom poblíž Vlčic u Javorníka byly dokumentovány nejméně 4 tektonické pohyby od miocénu včetně prehistorického zemětřesení o velikosti  $M > 6,3$  (Štěpančíková et al. 2010).



Obr. 6.2 Vývoj facet na okrajovém svahu hor (a→d) (Anderson 1977, upraveno autorem).



Obr. 6.3 Facety na okrajovém severovýchodním svahu Hřibovské hornatiny (Badury et al. 2007, upraveno autorem).

Okrajový sudetský zlom přechází napříč mnoha říčními údolními. V údolních svazích se často projevuje vznikem úpadů, poblíž Horních Hoštic a Bílé Vody také vznikem strží. Vznik je pravděpodobně podmíněn přítomností drcených hornin v zóně zlomu, což má za následek, že materiál snadněji podléhá odnosu než nerozrušené horniny mimo zlomové zóny. Odnos (a zahloubení strže) je také urychlen výskytem množství pramenů, které v zóně zlomu vyvěrají.

Množství zlomů, označené na základě zvýšených hodnot SL indexů za aktivní (Z11-Z14, Z15, Z23 a Z24) se vyskytuje v zóně mezi sv. okrajem hřibovské kotlinovité sníženiny a okrajovým sudetským zlomem (dolní toky Račího, Červeného a Lánského potoka, Studené vody) (viz mapa SL indexů na obr. 5.20). Nabývají směrů 140°-150° a jsou paralelní s průběhem okrajového sudetského zlomu. V souhlase s A. Ivanem (1966, 1972, 1997) lze tyto zlomy považovat za zónu okrajového sudetského zlomu. Vodní toky (Červený a Lánský p.) se v této zóně náhle zahlubují a tvoří skalnaté, hluboce zaříznuté kaňony, které ostře kontrastují s širokými, málo zahlubnými údolními v rámci hřibovské kotlinovité sníženiny výše po toku. Račí potok má údolí kaňonovitého charakteru od 2. km na horním toku po vyústění z Hřibovské hornatiny. Tato hluboce zaříznutá údolí pravděpodobně vznikla v důsledku výzdvihu Hřibovské hornatiny podél okrajového sudetského zlomu a paralelních poruch, který předpokládají další autoři (Ivan 1966, Badura et al. 2007, Ivan 1966, Štěpančíková et al. 2010). Aktivitu zlomů dokládají také prohloubené erozní rýhy. V povodí Vlčického potoka nebyly zlomy klasifikovány jako aktivní, neboť tok přechází přes množství litologických přechodů. Nebylo tedy možné jednoznačně odlišit, kdy jsou maxima v hodnotách SL indexu způsobena aktivitou zlomu a kdy litologickým přechodem. Zvýšená eroze, která se projevuje prohloubením erozních rýh, zde byla zaznamenána v prodloužení poruch Z23 či Z12. Lze tedy předpokládat propojení aktivních poruch Z23 a Z12.

Zóna poruch (Z2, Z5 a Z6) paralelních s okrajovým sudetským zlomem, vymezená na základě morfologických projevů a maxim SL indexů, se nachází také mezi Bílou Vodou a Horními Hošticemi. Zvýšená eroze, která se projevila prohloubenými lineárně uspořádanými erozními rýhami, byla při mapování zaznamenána v údolí Kameničky, Panského potoka a toků 005, 040 a 042).

#### *Travenská kotlinovitá sníženina*

Travenská kotlinovitá sníženina patří k nejsložitějším částem Hřibovské hornatiny (vymezení viz mapa na obr. 5.17). A. Ivan (1966) považuje celou sníženinu, která má v příčném profilu stupňovitý ráz, za menší tektonický příkop, který vznikl oživením pohybů na starých variských strukturách. Zdůvodňuje své závěry tím, že po obou stranách údolí Javornického potoka, který jako sběrnice všech menších potoků protéká v delším prodloužení travenské sníženiny, byly dokázány přibližně rovnoběžné zlomy směru 80°. Na Javornickém ani Obecním potoce nebyly zaznamenány zvýšené hodnoty SL indexů na přechodech přes zlomy. Při analýze tedy nebyly žádné zlomy označeny za aktivní, což připisují faktu, že jsou toky orientovány přibližně paralelně s průběhy těchto zlomů. O tektonické aktivitě v okolí

Travné svědčí množství hlubokých strží a prohloubené erozní rýhy, které byly během geomorfologického mapování zaznamenány. Z lineárního uspořádání geomorfologických tvarů (množství pramenů, bažiny, výskyt sesuvů, sedla, stupně ve svahu) byly na úbočí Liščí skály (742 m) navrženy průběhy morfolineamentů, které považují za predisponované neprokázanými zlomy. Až 2 m hluboké erozní rýhy v místě ostrého ohybu Hraničního potoka, kde začíná sledovat morfolineament, taktéž svědčí pro existenci předpokládané poruchy. Prokázání zlomů může komplikovat monotónní geologická stavba a s předpokládanými poruchami souběžná břidličnatost. Mladé tektonické pohyby dokládá i lávový proud u Zálesí, který podle V. Cajze (ústní sdělení) patří k vulkánu u polských lázní Łądek Zdrój (stáří 5,46 Ma až 3,83 Ma; Birkenmajer 2002) a který se však dnes vůči zdrojovému vulkánu nachází ve vyšší nadmořské výšce (Čedičový vrch, 738 m). Domněnku o reaktivaci starých variských zlomů směru ZSZ-VJV až SV-JZ v oblasti travenské kotlinovité sníženiny podporují také moderní výzkumy. Práce Jelínek (2004) a Pešková et al. (2008, 2010) ukazují, že v rámci sudetského bloku, kam patří také Hřibovská hornatina, došlo vlivem alpské orogeneze k obnově pohybů na variských zlomech a strukturách směrů S-J, SSV-JJZ a především Z-V.

#### *Hřibovská kotlinovitá sníženina*

Tektonické založení je předpokládáno také u hřibovské kotlinovité sníženiny (Ivan 1966), neboť údolí Račího potoka má vyšší levý údolní svah a v reliéfu v okolí Nových Vilémovic a Červeného Dolu se vyskytují plošiny a mělká sedla, jako je tomu v okolí Travné. Na základě SL indexů byly vytipovány zlomy, které se jeví v podélném profilu toků jako aktivní. Tyto zlomy jsou paralelní s okrajovým sudetským zlomem. Údolí vodních toků jsou tvořena dlouhými přímými úseky, které byly označeny za morfolineamenty. Údolí Račího potoka (také označeno za morfolineament) sleduje okraj hřibovské kotlinovité sníženiny pravděpodobně po dosud neobjeveném zlomu směru SSV-JJZ předpokládaném A. Ivanem (1966). O existenci tohoto zlomu může svědčit náhlé zvýšení sklonu (maximum indexu SL=270) v podélném profilu v úseku před ním. Zvýšení sklonu však připisují především zpětné erozi, neboť níže se stéká více zdrojnic Račího potoka. Ovlivnění zlomem nelze nicméně vyloučit, neboť lokalizace soutoků může být předurčena právě přítomností tohoto zlomu. Zvýšená eroze byla zaznamenána na levostranných přítocích Račího potoka a toku 018, který také sleduje morfolineament směru 40°, což by mohlo svědčit o předurčení směru zlomem. Oproti travenské sníženině se hřibovská kotlinovitá sníženina jeví jako méně tektonicky aktivní. Kromě levostranných přítoků Račího potoka nebyla při mapování zaznamenána zvýšená eroze.

### *Okolí Horních Hoštic*

V okolí Horních Hoštic se nachází obloukovité zlomy směru S-J, které zastupují v krátkém úseku okrajový sudetský zlom. Na základě hodnot SL indexu byly tyto poruchy označeny za aktivní. Na svazích v okolí Horních Hoštic jsem zaznamenal zvýšenou erozi podél cest spojenou s jejich častým nuceným překládáním. Dochází ke vzniku hlubokých úvozů, kterých se obvykle na dně údolí nachází značné množství. Drobné vodní toky úvozy využívají namísto svých koryt a značně je prohlubují (obr. 6.4). Při přechodu přes okrajový sudetský zlom se Hoštický a Bílý potok zahlubují do až 2 m hlubokých erozních rýh. Zvýšená eroze, výskyt strží a prohloubených erozních rýh v okolí Horních Hoštic může dokládat recentní tektonickou aktivitu těchto poruch. V. Müller ed. (2003) považuje poruchy za velmi mladé. Stejně jako v rámci travenské kotlinovité sníženiny mohlo dojít v důsledku alpské orogeneze k obnovení pohybů na variských zlomech a strukturách směřů S-J (Jelínek 2004, Pešková et al. 2008, 2010).



Obr. 6.4 Bývalá cesta poblíž Horních Hoštic, která je dnes využívána vodním tokem

### *Okolí Bílé Vody*

V okolí Bílé Vody dochází ke křížení okrajového sudetského zlomu s bělovodským zlomem. Dle J. Badury et al. (2007) je bělovodský zlom mladší než okrajový sudetský zlom a dle J. Skácela a S. Vasyky (1969) byl aktivní během pleistocénu. Bělovodský zlom se v morfologii projevuje mělkými úpady na stranách údolí Paseckého potoka, Bílá voda se podél zlomu stáčí k východu. Na základě analýzy SL indexů byl zlom označen za aktivní.

Asi 1,5 km jižně od Bílé Vody se nachází hluboká strž. V jejím pokračování k ZJZ navazuje za sedlem v sousedním povodí úpad a prameniště Paseckého potoka s četnými bažinami na úbočí Špičáku (670 m). V liniovém prodloužení k VSV se na pravém údolní svahu Bílé vody nalézá úpad a v sousedním povodí vytváří vodní tok 003 ostrý ohyb k VSV, kde v úseku 400 m sleduje morfolineament. Vývěry podzemní vody dokládá také vodní zdroj, který se nachází na této předpokládané poruše v povodí Paseckého potoka. V žádných analyzovaných geologických mapách není v těchto místech uvedena žádná porucha. Lze vyloučit také vliv foliace, neboť ta je zde převážně směru SSV. Pro existenci poruchy svědčí také prohloubené erozní rýhy Paseckého potoka, které začínají v místě přechodu zlomu napříč údolím. Z uvedeného lze předpokládat, že se jedná o aktivní zlomovou linii, která je rovnoběžná s průběhem bělovodského zlomu a její aktivita může s pohyby na tomto zlomu souviset.

### *Povodí Vojtovického potoka a Mlýnského potoka*

Střední úsek Vojtovického potoka až po vyústění do prostoru Vojtovického úpatního stupně sleduje zlom směru Z-V, který byl na základě hodnot SL indexu označen za aktivní (Z22). Existenci tohoto zlomu předpokládá J. Skácel (1995). V místě vyústění na úpatní stupeň je na ověřeném zlomu (Skácel 1995) vyvinuta strž, což svědčí o zvýšené erozi a možných pohybech na zlomech. A. Ivan (1966) podmiňuje pohyby na tomto systému zlomů vznik bifurkace Vojtovického a Mlýnského potoka. Zdůvodnění pohybů může být obdobné jako v případě travenské kotlinovité sníženiny (viz výše). Navíc značné zahloubení údolí Vojtovického potoka od pramenné oblasti, přímočarý směr údolí ve směru Z-V a sníženina v sedle Hraničky (695 m) může svědčit o zlomu, který Vojtovický potok sleduje. Oddělení Hřibovské hornatiny od Nýznerovské hornatiny by pak bylo tektonické. Zvýšené hodnoty SL indexů na Mlýnském potoce při okraji Hřibovské hornatiny připisují aktivitě systému zlomů (Z23 a Z24) paralelních s okrajovým sudetským zlomem (viz výše).

### *Antropogenní ovlivnění vodních toků*

Značné komplikace při interpretaci výsledků morfostrukturní analýzy způsobuje mnohasetletá lidská činnost, která na mnohých místech přetvořila (či vytvořila nové) geomorfologické tvary. Vodní toky, které protékají obcemi, byly v minulosti uměle prohloubeny jako prevence před povodněmi. Před vyústěním z Hříbovské hornatiny se lze často setkat s ochrannými protipovodňovými hrázemi vedenými napříč nivami. Podél Javornického, Račího, Lánského a středního toku Vojtovického potoka byly vybudovány komunikace, kvůli kterým jsou koryta toků regulována. Na mnohých místech opustily toky svá koryta a využily úvozy starých cest vedených po spádnicí. Při úpatí okrajového svahu se ve velké míře vyskytují vývěry podzemních vod vázaných na zlomové pásmo. Často jsou jímány a slouží jako zdroje pro zásobování obcí pitnou vodou. Výrazné ovlivnění niv pochází z dob odlesnění během 15. a 16. století (zdroj: Oficiální web obce Bílá Voda), které způsobilo zarovnění niv povodňovými hlínami. Rozmanitá geologická skladba území byla příčinou vzniku mnohočetných důlních a lomových děl. Přestože se na žádné lokalitě v současnosti netěží, haldy a výsypky na mnoha místech zasahují do koryt vodních toků. Výsypkový materiál je toky aktivně erodován často i přes 2 m hlubokými erozními zářezy. Oderodovaný materiál je níže po proudu ukládán a tvoří drobné výplavové kužely.



## 7. Závěr

Studované území Hřibovské hornatiny svým severovýchodním okrajem přiléhá k jedné z morfoloogicky nejvýraznějších tektonických zóně ve střední Evropě - okrajovému sudetskému zlomu. Cílem předložené práce bylo analyzovat prostorové rozmístění vybraných geomorfologických tvarů a parametrů říční sítě, které mohou odrážet kvartérní tektonickou aktivitu v zájmovém území. Práce navazuje na moje předešlé výzkumy prováděné v letech 2006-2008 na Hoštickém stupni (Stemberk jr. 2008) a práce A. Ivana (1966, 1972 a 1977). Výstupem geomorfologického mapování je také morfostrukturní mapa Hřibovské hornatiny (příloha 9.3) v měřítku 1 : 25 000, která sloužila jako důležitý podklad při všech analýzách. Významnějšími výstupy jsou také podélné a příčné profily údolími vodních toků uvedené v přílohách 9.1 a 9.2. Souhrn nejdůležitějších výsledků shrnují body níže:

- 1) Z lineárního uspořádání tvarů reliéfu, jako jsou prameniště a zamokřená území, úseky s prohloubenými erozními rýhami, lomy ve sklonech toků, úpady a strže, byly zaznačeny předpokládané průběhy zlomových linií. Výstupem je mapa na obr. 5.14.
- 2) Na základě porovnání lokálních maxim SL indexů (po odfiltrování ostatních příčin jako jsou litologické přechody, místa dosahu zpětné eroze, skalní prahy v korytě) s přechody toků přes zlomové linie byly označeny aktivní zlomy. Lze vymezit čtyři geneticky odlišné výskyty aktivních zlomů v rámci Hřibovské hornatiny, jejichž rozložení ukazuje mapa na obr. 5.20.
  - a) Bělovodský zlom a s ním paralelní z morfologie předpokládaná porucha Z1 směru 80° v okolí Bílé Vody.
  - b) Zlomy směru 90° v prostoru bifurkace Vojtovického a Mlýnského potoka.
  - c) Obloukovité poruchy zhruba ve směru 0° v okolí Horních Hoštic.
  - d) Zónu poruch paralelních s okrajovým sudetským zlomem směru 140°-150° v úseku mezi Bílou Vodou a Horními Hošticemi (zahrnující také zlom Kameničky) a mezi Horním Fořtem a Bergovem.
- 3) Byla zaznamenána zvýšená eroze v okolí zlomů označených za aktivní (prohloubené erozní rýhy vodních toků, eroze cest), což potvrzuje domněnku o jejich recentní aktivitě.

- 4) Na základě výskytu hlubokých strží, prohloubených erozních rýh a stupňovitého reliéfu lze usuzovat aktivitu zlomů směru  $80^{\circ}$ - $100^{\circ}$  v rámci travenské kotlinovité sníženiny. V důsledku alpské orogeneze došlo pravděpodobně k oživení pohybů na variských zlomech a strukturách (viz práce Jelínek 2004, Pešková et al. 2008, 2010).
- 5) V rámci hřibovské kotlinovité sníženiny nebyla zaznamenána zvýšená eroze, což svědčí o nižší tektonické aktivitě sníženiny v porovnání s travenskou kotlinovitou sníženinou.
- 6) Vodní toky typu 1 a 2 (viz kapitola 5.2.3) pramení v širokých údolních závěrech, směrem k severozápadnímu okraji Hřibovské hornatiny se zařezávají do údolí tvaru V. V důsledku pasivní tektoniky a díky vyšší vodnosti a také větší erozní schopnosti se v rámci zóny poruch okrajového sudetského zlomu jejich údolí rozšiřují, nabývají neckovitého tvaru s plochými nivami až 200 m širokými. Vodní toky typu 1 mají nejstarší údolí, která rozčlenila okrajový svah na primární facet.
- 7) Vodní toky typu 3 pramení poblíž okrajového svahu a zahlubují se do něj zpětnou erozí v podobě hluboce zaříznutých strží. Okrajový svah rozčleňují na další generaci facet. Vodní toky typu 4 pramení ve zlomové zóně okrajového sudetského zlomu. Jedná se o nejmladší vodní toky ve studovaném území, které okrajový svah rozrušují krátkými málo zahloubenými stržemi na nejmladší generaci facet (viz obr. 6.2 a 6.3). Body 6) a 7) svědčí o relativním etapovitém výzdvihu Hřibovské hornatiny vůči Vidnavské nížině.
- 8) Morfolineamenty ve studovaném území byly představovány zejména přímočarým okrajovým zlomovým svahem a údolními úseky. Údolí směru  $80^{\circ}$  (paralelní s bělovodským zlomem) jsou často přímočará a lze předpokládat (např. u Vojtovický p.) jejich založení na dosud nedokumentovaných zlomech. Nejčastěji jsou na zlomech založena údolí směru  $40^{\circ}$ . Nejčtenější směr zlomových linií  $140^{\circ}$ - $150^{\circ}$  (sudetský směr) je sledován jen krátkými údolními úseky.

Označení zlomů za aktivní a průběhy morfolineamentů, které považuji za předpokládané zlomy, vyplývá z jejich výraznosti v morfologii, v žádném případě však nebyla přítomnost těchto poruch prokázána. Ověření existence poruch a oprávněnost označení zlomů za aktivní by vyžadovalo další morfometrické, morfostrukturní, geofyzikální a geologické metody, které jsou však nad rámec této diplomové práce.

## 8. Seznam použité literatury

1. ANDERS, G. (1939): Zur Morphologie der Ostsudeten. Wroclaw, 123s.
2. ANDERSON, T. (1977): Compound faceted spurs and recurrent movement in the Wasatch fault zone, north-central Utah. Brigham Young University Geology Studies, Vol. 24, 2, 83-101.
3. BADURA, J. et al. (2007): The Sudetic Marginal Fault: A Young Morphotectonic Feature at the NE Margin of the Bohemian Massif, Central Europe. Acta Geodyn. Geomater., 4, p. 1-23.
4. BADURA, J., PRZYBYLSKI, B., ZUCHIEWICZ, W. (2004): Cainozoic evolution of lower Silesia, SW Poland: A new interpretation the light of sub-cainozoic and sub-quaternary topography. Acta Geodyn. Geomater., 1, No. 3, p. 7-29.
5. BALATKA, B. (2001): Podrobné členění reliéfu, ZM 14-2 Jeseník 1: 200 000. Katedra Fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta UK, Praha.
6. BIRKENMAJER, K., PÉCSKAY, Z., GRABOWSKI, J., LORENC, M. W., ZAGOŹDŹON, P (2002): Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K-Ar and paleomagnetic data from neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. Annales Societatis Geol. Poloniae, vol. 72, p. 119-129.
7. BOBULA, I. (1968): Povrchová geologická mapa okolí ložiska 1:10 000. UD N.P. Dolní Rožínka - důl Javorník, Dolní Rožínka.
8. BREZŇAN, J. et al. (1957a): Geologická mapa M-33-58-D (Bílá Voda) 1:50 000. Československý uranový průzkum, oborový podnik Příbram, Geologický průzkum o.z., Příbram.
9. BREZŇAN, J. et al. (1957b): Geologická mapa M-33-59-C (Javorník) 1:50 000. Československý uranový průzkum, oborový podnik Příbram, Geologický průzkum o.z., Příbram.
10. BULL, W. B. (2007): Tectonic geomorphology of mountains : a new approach to paleoseismology. Blackwell, Malden, MA, Oxford, 316p.
11. BURBANK, D.W., ANDERSON, R.S. (2001): Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Oxford, 274p.
12. CACONÍ, S., DYJOR, S. (1993): Ogólna ocena zagrożeń zbiornikó wodnych w mlodym rowie tektonicznym Packowa na przedgórzu Sudetów wschodnich. Zeszyty naukowe Akademii rolniczej we Wroclawiu, Geodezja i urzadzenia rolne, XI. (231).
13. CACONÍ, S., DYJOR, S. (1995): Neotectonic and recent crustal movements as potential hazard to water dams in Lower Silesia, SW Poland. Folia Quaternaria, 66, p. 59-72.
14. CZUDEK, T. (1964): Periglacial slope development in the area of the Bohemian massif in northern Moravia. Biuletyn Peryglacjalny, 14, p. 169-193.
15. CZUDEK, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. Moravské zemské muzeum, Brno, 238 s.
16. DEMEK, J. et al. (1965): Geomorfologie Českých zemí. Nakl. ČSAV, Praha.
17. DEMEK, J. ed. (1972): Manual of detail geomorphological mapping. Academia, Praha.

18. DEMEK, J. (1976): Pleistocene continental glaciation and its effects on the relief of the northeastern part of the Bohemian Highlands. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis, sectio C (Geographica et Geologia)*, 4-6, p. 63-74.
19. DEMEK, J. ed. (1987): *Zeměpisný lexikon ČSR, Hory a nížiny*. Academia, Brno.
20. DEMEK, J., ZEMAN, J. (1979): *Typy reliéfu Země*. Academia, Praha, 327s.
21. DON, J., SKÁCEL, J., GOTOWAŁA, R. (2003): The boundary zone of the East and West Sudetes on the 1:50 000 scale geological map of the Velké Vrbno, Staré Město and Šniežnik Metamorphic Units. *Geologia Sudetica*, 35, p. 25-59.
22. FINCKH, L., GÖTZINGER, G. (1931): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Richensteiner Gebirges, des Neselkoppenkammes und des Neisse-Vorlandes*. Wien, 108p.
23. GOUDIE, A. (2004): *Encyclopedia of geomorphology*. London, Routledge.
24. GRANT, G. E., SWANSON, F. J., WOLMAN, M. G. (1990): Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, p. 340– 352.
25. HACK, J.T. (1973): Stream-profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geological Survey Journal of Research* 1, p. 421–429.
26. IVAN, A. (1966) *Geomorfologické poměry severozápadní části Rychlebských hor*. Kandidátská práce, GÚ ČSAV, Brno, 120s.
27. IVAN, A. (1972): Geneze Javornického úpatního stupně na severních svazích Rychlebských hor. *časopis Slezského muzea, A*, p. 107-116.
28. IVAN, A. (1990): K charakteru neotektonických pohybů a vývoji reliéfu v oblasti Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. *časopis Slezského muzea, A*, p. 277-281.
29. IVAN, A. (1997): Topography of the Marginal Sudetic Fault in the Rychlebské hory Mts. and geomorphological aspects of epiplatform orogenesis in the NE part of Bohemian Masiff. *Moravian Geographic Reports*, 5, p. 3-17.
30. JAHN, A. (1980): Main features of the Tertiary relief of the Sudetes Mountains. *Geographia Polonica*, 43, p. 5-23.
31. JELÍNEK, J. (2004): Morphostructural analysis as a right method of geology structure studying applied at representative Moravosilesian area. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské-Technické univerzity Ostrava, řada hornicko-geologická*, p. 41-56.
32. KELLER, E.A., PINTER, N. (2002): *Active tectonics : Earthquakes, uplift, and landscape*. Prentice Hall, XIII, Upper Saddle River, N.J., 362p.
33. KETTNER, R. (1948): *Všeobecná geologie, Část III, Vnější síly geologické, povrch zemský*. Melantrich, Praha, 764s.
34. KONDRACKI, J. (2002): *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
35. KOPECKÝ, A. (1986): Neotektonika Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. *Čas. Slez. Muz.*, 35, Opava, p. 117 – 141.
36. KRZYSZKOWSKI, D., (1998): Late Quarternary valley formation and neotectonic evolution of the Walbrzych upland, middle Sudeten Mts., SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 68, p. 23-60.

37. KRZYSZKOWSKI, D., IBEK, M. (1996): Middle Pleistocene sedimentation and paleogeography of the Dzierżoniów basin, Sudetic foreland, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 66, p. 35-58.
38. KRZYSZKOWSKI, D., MIGOŃ, P., SROKA, W. (1995): Neotectonic quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. PAU, KPC, Kraków.
39. MACHETTE, M. N. (2000): Active, capable, and potentially active faults – a paleoseismic perspective. *Journal of Geodynamics*, 29, p. 387-392.
40. MIGOŃ, P. (1999): Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeżnego (Pogórze Kaczawskie). *Przegląd Geologiczny*, 47, p. 946-950.
41. MIGOŃ, P. (2003): Geomorfologický vývoj polské části Sudet: přehled současných výzkumných poznatků. *Geografie – sborník ČGS*, 3, p. 191-201.
42. MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V., WEISS, J. (1983): *Geologie ČSSR. 1. Český masív*. SPN, Praha.
43. MÜLLER, V., ČURDA, J. (2003): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1:50 000, Listy 04-43, 04-44, 14-21, 14-22, Bílý Potok, Javorník, Travná, Jeseník. Česká geologická služba, Praha, 80 s.
44. NOVÁKOVÁ, L., SCHENK, V. (2008): Recent tectonic movements in the NE part of the Bohemian Massif, Czech Republic, indicated by the brittle tectonic approach. *Geophysical Research Abstracts 10 EGU 2008-A-07801*, poster.
45. NOVOTNÝ, J., LEHOTSKÝ, M. (2005): Pozdĺžny profil rieky - nástroj geomorfologického výskumu. *Geomorfologický sborník - Stav geomorfologických výzkumů v roce 2005*, 4, České Budějovice, p. 63-66.
46. OBERC, J., DYJOR, S. (1969): Uskok sudecki brzeżny. *Biul. Inst. Geol.*, 236, p. 41-142.
47. ONDRA, P., POTMĚŠIL, O. (1965): Geologická mapa Javornického výběžku 1:25 000, unpublished.
48. PANOŠ, V. (1961): Periglaciální destrukční formy reliéfu Rychlebských hor. *Přir. čas. slezský*, XXII, p. 105-120.
49. Stránka: 77  
PECINA, V., ČURDA, J., HANÁČEK, M., KOČANDRLE, J., NÝVLT, D., OPLETAL, M., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VEČEŘA, J., ŽÁČEK, V. (2005): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s vysvětlivkami 14–221 Žulová. Nепublikovaná mapa, Česká geologická služba, Praha.
50. PEŠKOVÁ, I., HÓK, J., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., STEMBERK, J., MARKO, F., VOJTKO, R. (2008): Stress analysis of brittle structure in Žulová region. *Abstracts 9th Czech-Polish Workshop on Recent Geodynamics of the Sudety Mts. And Adjacent Area*, 17.
51. PEŠKOVÁ, I., HÓK, J., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., STEMBERK, J., VOJTKO, R. (2010): Results of stress analysis inferred from fault slip data along the Sudetic Marginal Fault (NE part of Bohemian Massif). *Acta Geologica Slovaca*, 2, 1, p. 11-16.
52. POUBA, Z., MÍSAŘ, Z. (1961): O vlivu příčných zlomů na geologickou stavbu Hrubého Jeseníku. *Časopis pro mineralogii a geologii*, IV.
53. POUBA, Z. a kol. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M - 33 - 18 Jeseník. ČSAV, Praha, 178s.

54. PROSOVÁ, M. (1963): Periglacial modelling of the Sudetes Mts. Sborník geol. věd, Antrophozoikum, řada A, 1, p. 51-62.
55. PROSOVÁ, M. (1981): Oscilační zóna kontinentálního ledovce, Jesenická oblast. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 25, p. 265-294.
56. RUBÍN, J., BALATKA, B., a kol. (1986): Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. Academia, Praha, 385 s.
57. SIKOROVÁ, J., VÍŠEK, J., NÝVLT, D. (2006): Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. Geological Quarterly, 50, p. 345-352.
58. SKÁCEL, J. (1963): Geologie krystalinika a rudních výskytů ve střední části Rychlebských hor. Sborník geol. Věd, řada G, sv. 3, Praha, p. 109-139.
59. SKÁCEL, J. (1989): Křížení okrajového zlomu lugika a Nýznerovského dislokačního pásma mezi Vápennou a Javorníkem ve Slezsku. Geographica - Geologica, 95, p. 31-45.
60. SKÁCEL, J. (1995): Přehled geologie a vysvětlivek ke geologické mapě Rychlebských hor 1:50 000. Acta Univ. Palacki. Olomouc, fac. Ref. Nat., 34, p. 9-20.
61. SKÁCEL, J. (2004): The Sudetic Marginal Fault between Bílá Voda and Lipová Lázně. Acta Geodyn. Geomater., Vol.1, No.3, p. 31-33.
62. SKÁCEL, J., VOSYKA, S. (1959): Přehled geologie Rychlebských hor, Rychlebské hory - sborník prací o přírodních poměrech. sv. 30, Ostrava, p. 9-45.
63. SKÁCELOVÁ, D. red. (1992a): Geologická mapa ČR, 1:50 000, list 04-43 Bílý Potok. Český geologický ústav, Praha, 1 list.
64. SKÁCELOVÁ, D. red. (1992b): Geologická mapa ČR, 1:50 000, list 14-21 Travná. Český geologický ústav, Praha, 1 list.
65. SKÁCELOVÁ, D. red. (1997): Geologická mapa ČR, 1:50 000, list 04-44 Javorník. Český geologický ústav, Praha, 1 list.
66. STEMBERK, J., KOŠŤÁK, B., CACON, S. (2010): A tectonic pressure pulse and increased geodynamic activity recorded from the long-term monitoring of faults in Europe. Tectonophysics, 487, p. 1-12.
67. STEMBERK, J., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2003): Tectonic setting and newly organized monitoring of recent tectonic deformation in the Rychlebské hory Mts. Acta Montana IRSM AV ČR, Series AB, No. 23, p. 1-9.
68. STEMBERK, J., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2005): Monitoring of tectonic micro-displacements in the cave systems along the Czech part of the Sudetic Marginal Fault. Konferencja "Neotektonika Polski" Aktywne uskoki Europy Środkowej. Państwowy Instytut Geologiczny, Wrocław, p. 64-68.
69. STEMBERK, J. jr. (2008): Analýza údolní sítě Hoštického stupně. Bakalářská práce. KFGG PřF UK, Praha, 46s.
70. SUMMERFIELD, M.A. (1991): Global geomorphology: an introduction to the study of landforms. Longman Scientific & Technical, Wiley, XIV, Harlow, Essex, England New York, 537p.
71. ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2005): Selected analysis of the morphostructure of the NE part of the Rychlebské hory Mts. (Czech republic). Acta Geodyn. Geomater., 2, p. 59-67.

72. ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2007a): Morfostrukturní vývoj severovýchodní části Rychlebských hor, Doktorská disertační práce. MS KFGG PřF UK, Praha, 192s.
73. ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2007b): Vybrané metody morfostrukturní analýzy. Katedra geografie ZČU v Plzni, *Miscellanea Geographica* 13, s 59-66.
74. ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., HÓK, J., NÝVLT, D. (2009): Trenching survey on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, intraplate region of central Europe). In: R. Pérez-López, C. Grützner, J. Lario, K. Reicherter and P.G. Silva (ed.): *Archeoseismology and Palaeoseismology in the Alpine-Himalayan Collisional Zone. Abstracts Vol. 1st INQUA-IGCP-567 International Workshop on Earthquake Archeology and Paleoseismology 7-13 September 2009, Baelo Claudia (Cádiz, Spain)*, p. 149-151.
75. ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., HÓK, J., NÝVLT, D., DOHNAL, J., SÝKOROVÁ, I., STEMBERK, J. (2010): Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central, Europe). *Tectonophysics*, 485, p. 269–282.
76. ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., STEMBERK, J., VILÍMEK, V., KOŠŤÁK, B. (2008): Neotectonic development of drainage network in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacement (Czech republic). *Geomorphology*, 102, p. 60-68.
77. VÍDEŇSKÝ, A., NÝVLT, D., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P. (2007): Příspěvek k otázce vzniku granitoidních elevací v západní části Černovodské pahorkatiny, žulový batolit. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 2006*, XIV, p. 35-39.
78. VITÁSEK, F. (1949): *Fysický zeměpis. Díl II, Pevnina*. Melantrich, Praha, 441s.
79. WALCZAK, W. (1954): Pradolina Nysy i plejstocénskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów wschodnic. *Polska Akademia Nauk, Instytut geografii, Warszawa*.
80. ZAPLETAL, K. (1950): *Přehled geologie Slezska*. Slezský stud. úst., Opava, 40s.
81. ŽÁČEK, V. red. (1995): *Geologická mapa ČR, 1:50 000, list 14-22 Jeseník*. Český geologický ústav, Praha, 1 list.

### **Internetové zdroje dat:**

1. Geoportál CENIA – Mapový server dat ZABAGED.  
<http://geoportal.gov.cz> (staženo 30.11.2010)
2. Oficiální stránky obce Bílá Voda  
<http://www.bilavoda.cz> (staženo 15.8.2011)
3. Skripty pro ArcGIS - EasyCalculator 5.0.  
<http://ian-ko.com> (staženo 30.11.2010)
4. Ústav pro hospodářskou úpravu lesů - Mapový server.  
<http://geoportal2.uhul.cz> (staženo 5.5.2011)

## 9. Seznam tabulek, fotografií, grafů, map, obrázků a příloh

### Tabulky:

Tab. 3.1 Hydrografické charakteristiky vybraných větších vodních toků (s. 25).

### Fotografie, grafy, mapy a obrázky:

Titulní Bývalá osada Hraničky, v pozadí údolí Vojtovického potoka (fotografie).

Obr. 1.1 Pozice Hříbovské hornatiny v rámci České republiky (mapa) (s. 9).

Obr. 3.1 Schématický příčný geologický řez Rychlebskými horami ve směru SZ – JV (Skácel 1995) (s. 14).

Obr. 3.2 Geologická mapa Hříbovské hornatiny a okolí (Skácel 1995, upraveno autorem) (mapa)(s. 15).

Obr. 3.3 Lom na vápenec, lokalita Kukačka z. od Bílé Vody (fotografie) (s. 17).

Obr. 3.4 Schéma okrajového sudetské zlomu v průzkumné paleoseismické rýze u Bílé Vody (Štěpančíková et al. 2009, upraveno autorem) (s. 21).

Obr. 3.5 Paleoseismická rýha přes okrajový sudetský zlom poblíž Bílé Vody (fotografie) (s. 21).

Obr. 3.6 Geomorfologické členění Javornického výběžku dle B. Balatky (2001) (mapa) (s. 23).

Obr. 3.7 Mapa reliéfu Hříbovské hornatiny a okolí (mapa) (s.24 ).

Obr. 3.8 Typy říční sítě dle Summerfield (1991) (s. 26).

Obr. 3.9 Princip přiřazování řádů vodním tokům dle Strahlera (Goudie ed. 2004) (s. 26).

Obr. 3.10 Mapa řádovosti říční sítě dle Strahlera Hříbovské hornatiny a okolí (s. 27).

Obr. 4.1 Mapa dosahu zalednění Javornického výběžku ve středním pleistocénu (Sikorová et al. 2006, upraveno) (s. 30).

Obr. 4.2 Mrazový srub s kamenným mořem – Šafářova skála poblíž Bílé Vody (fotografie) (s. 30).

Obr. 5.1 Schématický náskres stupně, kaskády a peřeje (Grant et al. 1990) (s. 32).

Obr. 5.2 Kaskády na Panském potoce (fotografie) (s. 32).

Obr. 5.3 Peřeje na Obecním potoce (fotografie) (s. 32).

Obr. 5.4 Strž na okrajovém sudetském zlomu mezi obcemi Uhelná a Vlčice (fotografie) (s. 33).

Obr. 5.5 Mapa strží a tektonických poruch Hříbovské hornatiny a okolí (mapa) (s. 34).



- Obr. 5.6 Mapa hloubek všech erozních rýh vodních toků Hřibovské hornatiny a okolí (mapa) (s. 36).
- Obr. 5.7 Mapa erozních rýh vodních toků a zlomových linií (dle Skácel 1995) Hřibovské hornatiny a okolí hlubších než 1,5 m (mapa) (s. 37).
- Obr. 5.8 Úpad založený na zlomové linii (Z22) směru S-J poblíž Horních Hoštic (foto) (s. 39).
- Obr. 5.9 Prohloubené erozní rýhy toku 003 při okrajové sudetském zlomu (fotografie) (s. 39).
- Obr. 5.10 Směry morfolineamentů a zlomových linií v rámci Hřibovské hornatiny (graf) (s. 41).
- Obr. 5.11 Mapa morfolineamentů a foliací Hřibovské hornatiny a okolí (mapa) (s. 42).
- Obr. 5.12 Plošiny travenské kotlinovité sníženiny v 530 m n.m. na levém údolním svahu Javornického potoka (fotografie) (s. 46).
- Obr. 5.13 Hřibovská kotlinovitá sníženina jižně od Nových Vilémovic (fotografie) (s. 47).
- Obr. 5.14 Mapa tektonických poruch Hřibovské hornatiny a okolí (mapa) (s. 49).
- Obr. 5.15 Orientace údolní sítě a zlomů v rámci Hřibovské hornatiny (graf) (s. 50).
- Obr. 5.16 Mapa rozmístění typů vodních toků Hřibovské hornatiny a okolí (mapa) (s. 53).
- Obr. 5.17 Mapa sklonitosti Hřibovské hornatiny a okolí (mapa) (s. 56).
- Obr. 5.18 Podélné profily největších vodních toků Hřibovské hornatiny s erozní bází všech toků Hřibovské hornatiny – Nysou Klodzkou (graf) (s. 57).
- Obr. 5.19 Orientace poruch označených na základě SL indexů za aktivní (graf) (s. 61).
- Obr. 5.20 Mapa rozložení hodnot SL-indexu v rámci Hřibovské hornatiny a okolí (mapa) (s. 62).
- Obr. 6.1 Zaříznutí údolí vodních toků do tvaru V v důsledku relativního zdvihu na zlomu při úpatí hor (Bull 2007, upraveno autorem) (s. 65).
- Obr. 6.2 Vývoj facet na okrajovém svahu hor (a→d) (Anderson 1977, upraveno autorem) (s. 67).
- Obr. 6.3 Facety na okrajovém severovýchodním svahu Hřibovské hornatiny dle Badury et al. 2007 (upraveno autorem) (s. 67).
- Obr. 6.4 Bývalá cesta poblíž Horních Hoštic, která je dnes využívána vodním tokem. (fotografie) (s. 70).

**Přílohy:**

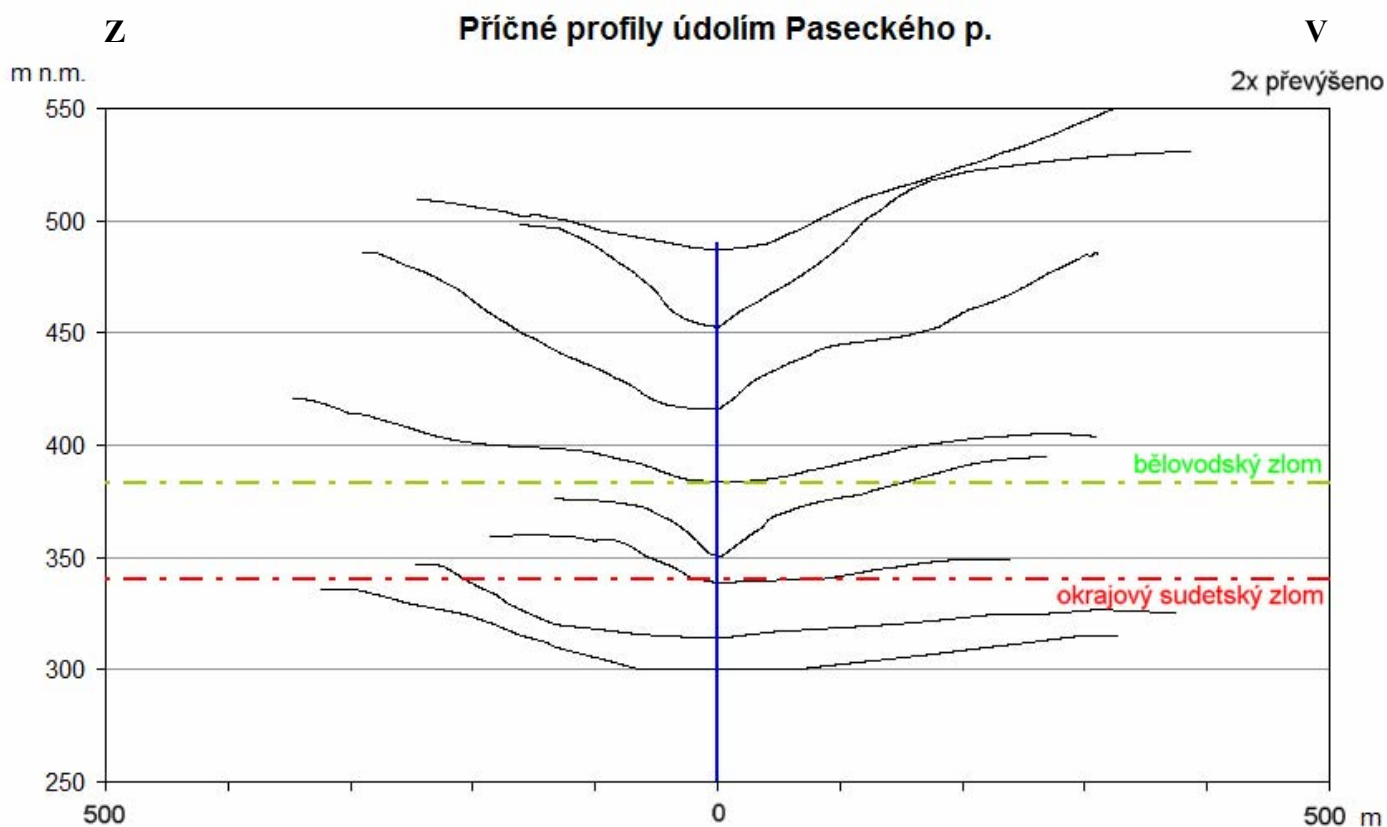
- Příloha 10.1 Příčné profily údolími vodních toků Hřibovské hornatiny (s. 83-90).  
Obsahuje 15 grafů jako obr. 10.1 – 10.15.
- Příloha 10.2 Podélné profily údolími vodních toků Hřibovské hornatiny s geologickou stavbou a hodnoty SL indexu (s. 91-99).  
Obsahuje 8 grafů jako obr. 10.16 – 10.23.
- Příloha 10.3 Morfostrukturní mapa Hřibovské hornatiny a okolí 1 : 25 000 (volná příloha).

## 10. Přílohy

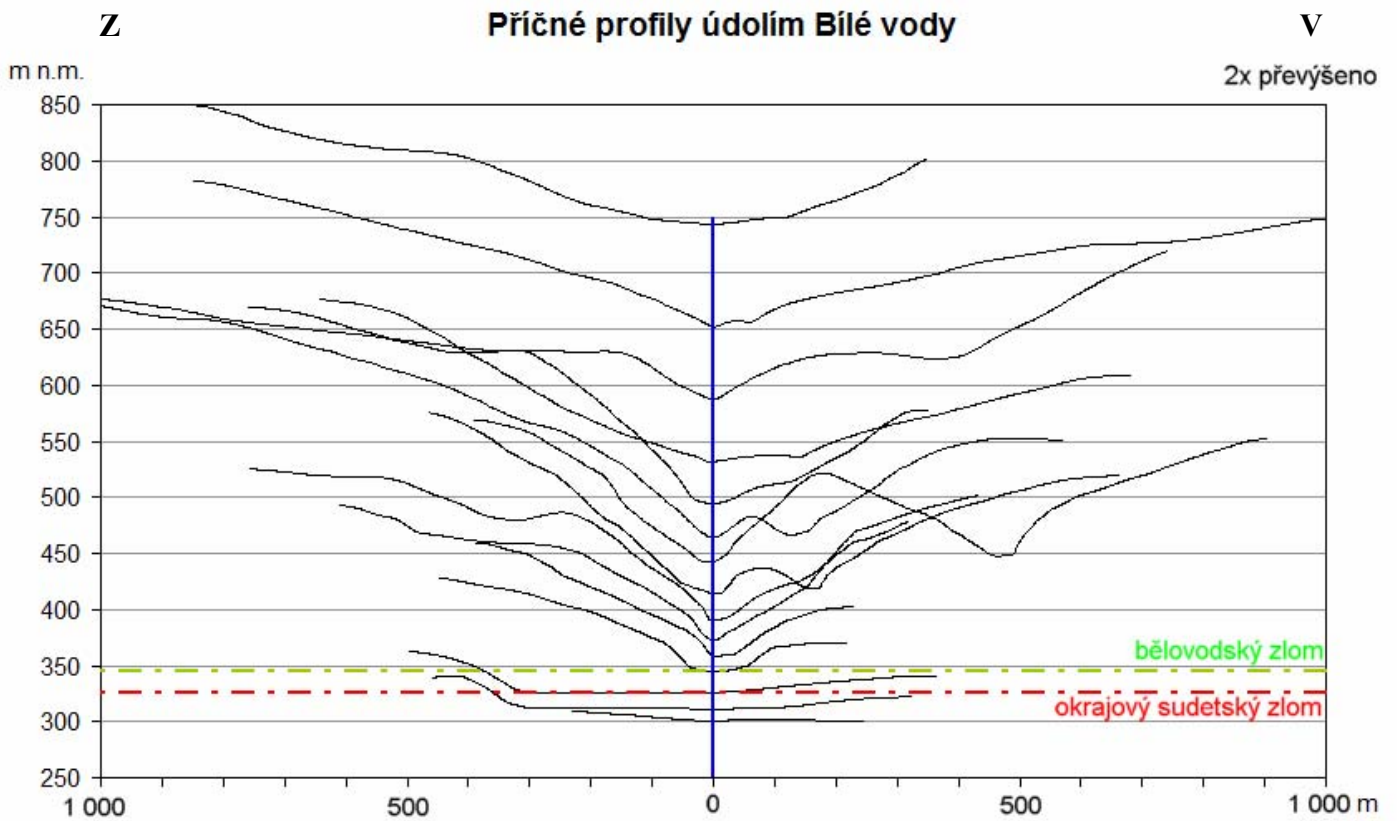
### Příloha 10.1 Příčné profily údolími vodních toků Hřibovské hornatiny

U všech grafů příčných profilů osa x udává nadmořskou výšku, osa y šířku údolí.

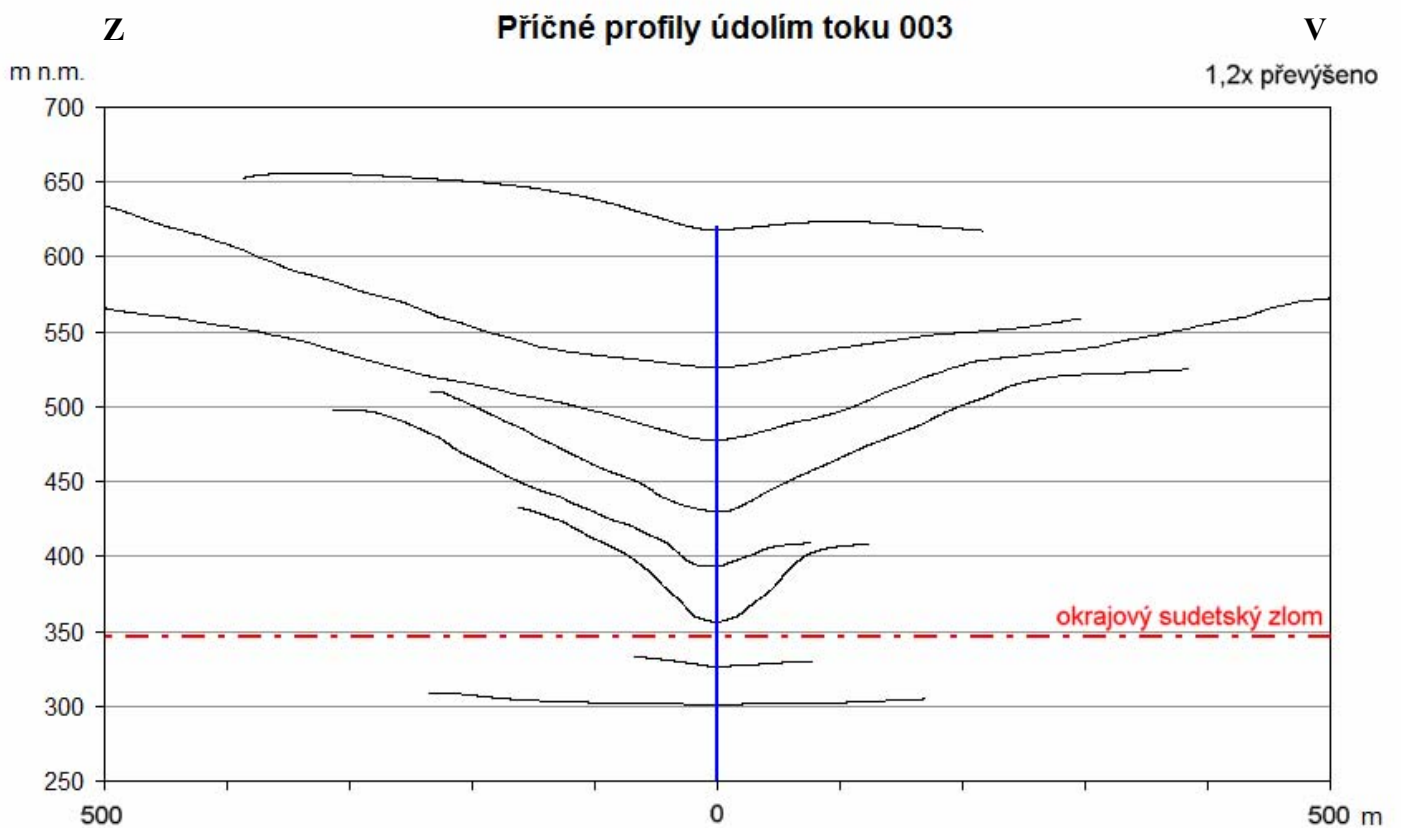
Profily byly odečítány po 500 metrech.



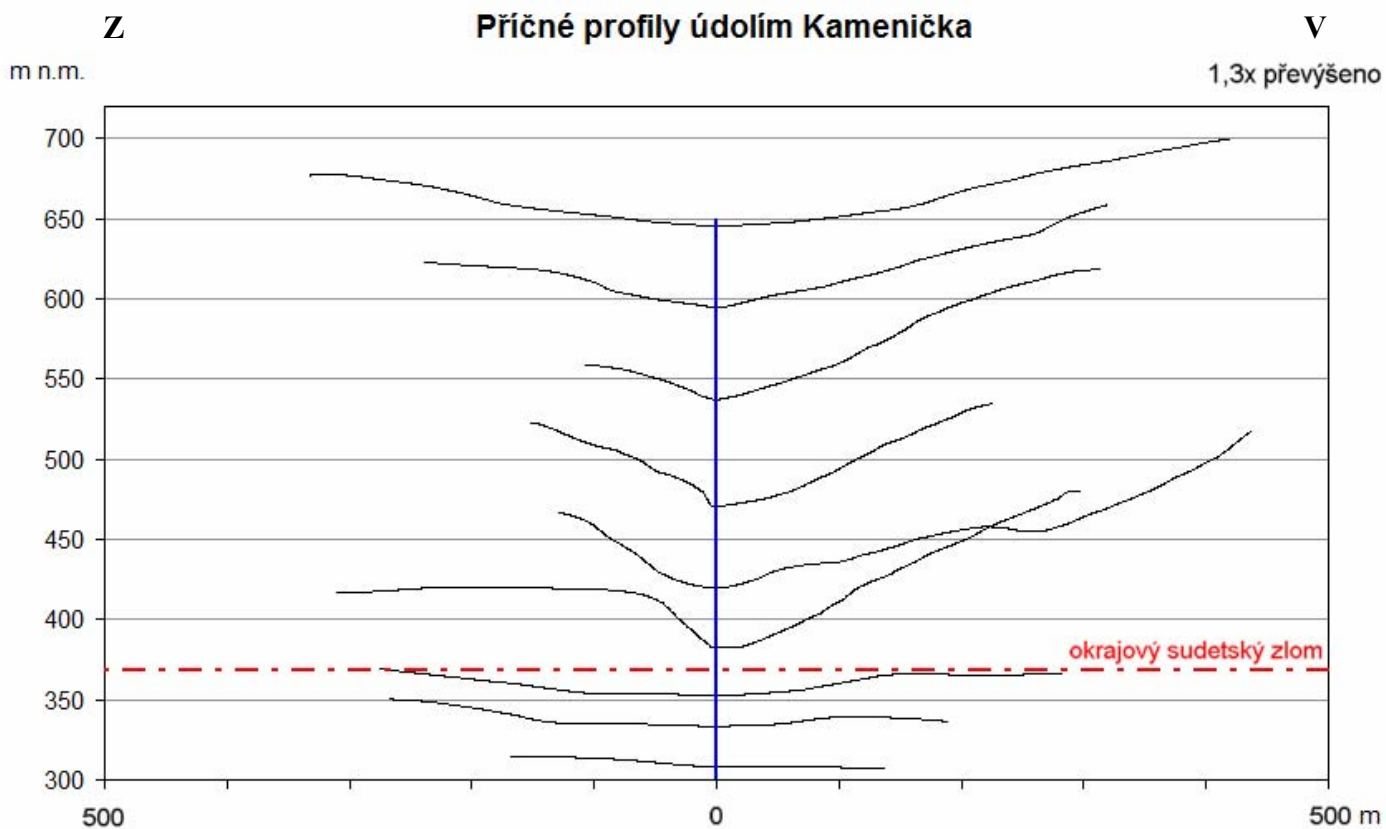
Obr. 10.1 Příčné profily údolím Paseckého potoka.



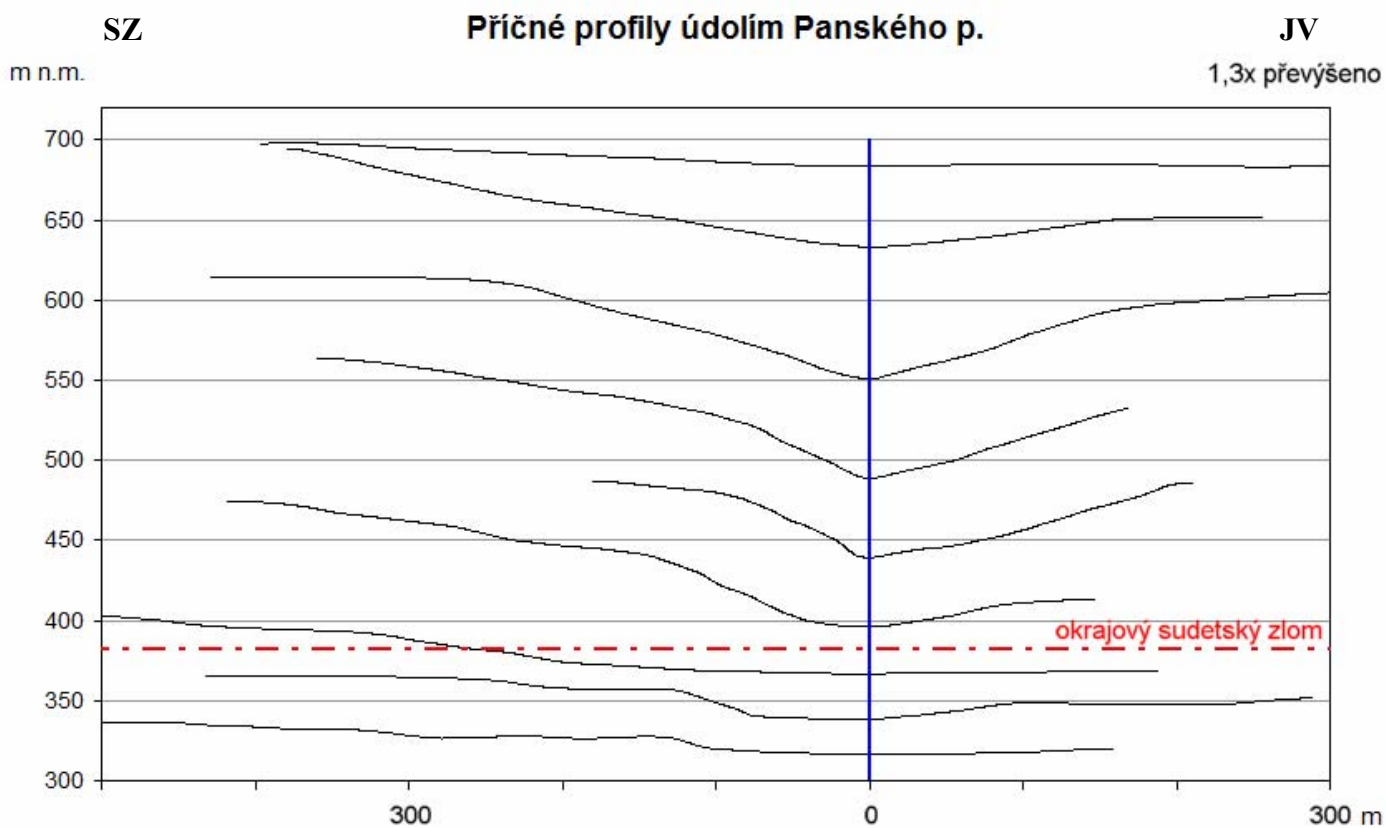
Obr. 10.2 Příčné profily údolím Bílé vody.



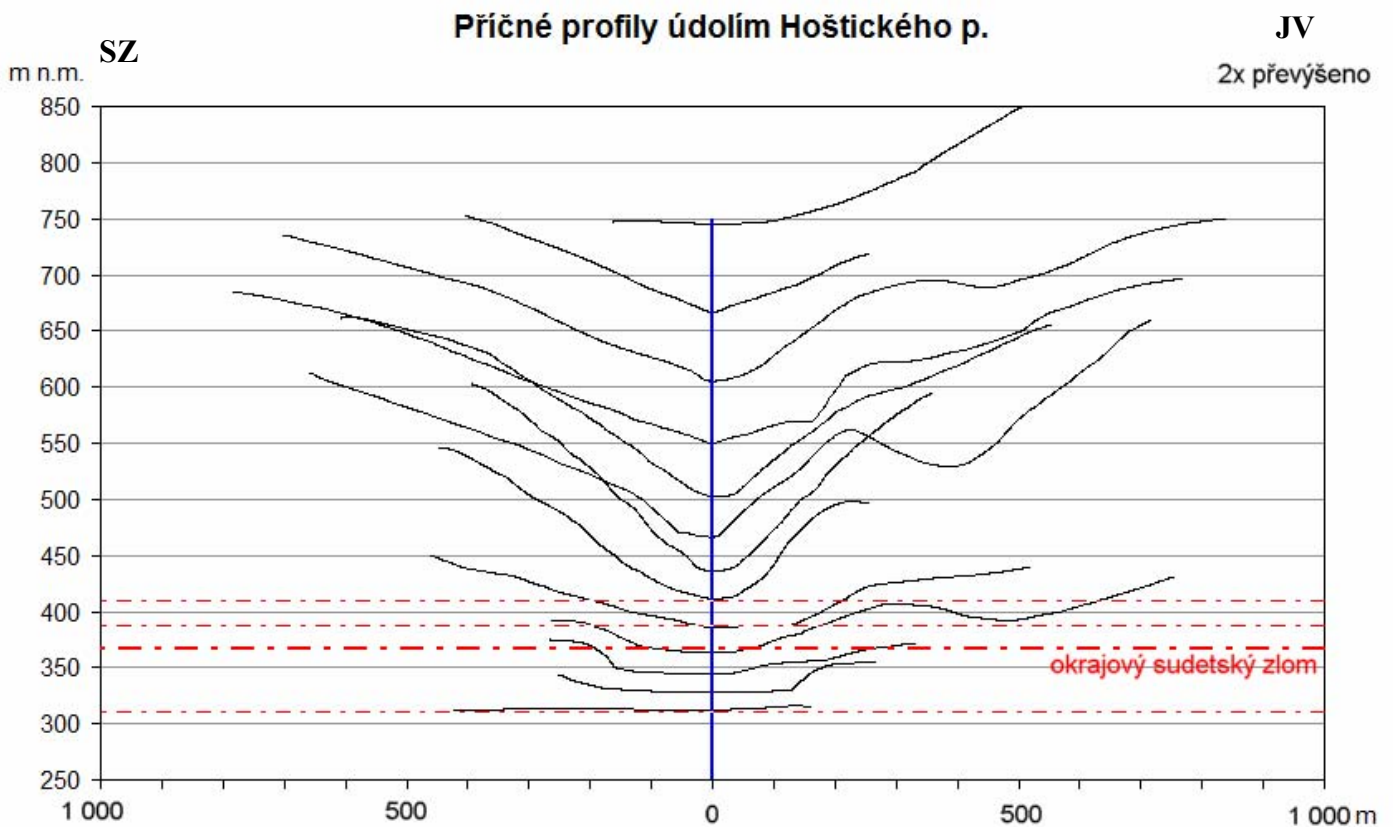
Obr. 10.3 Příčné profily údolím toku 003.



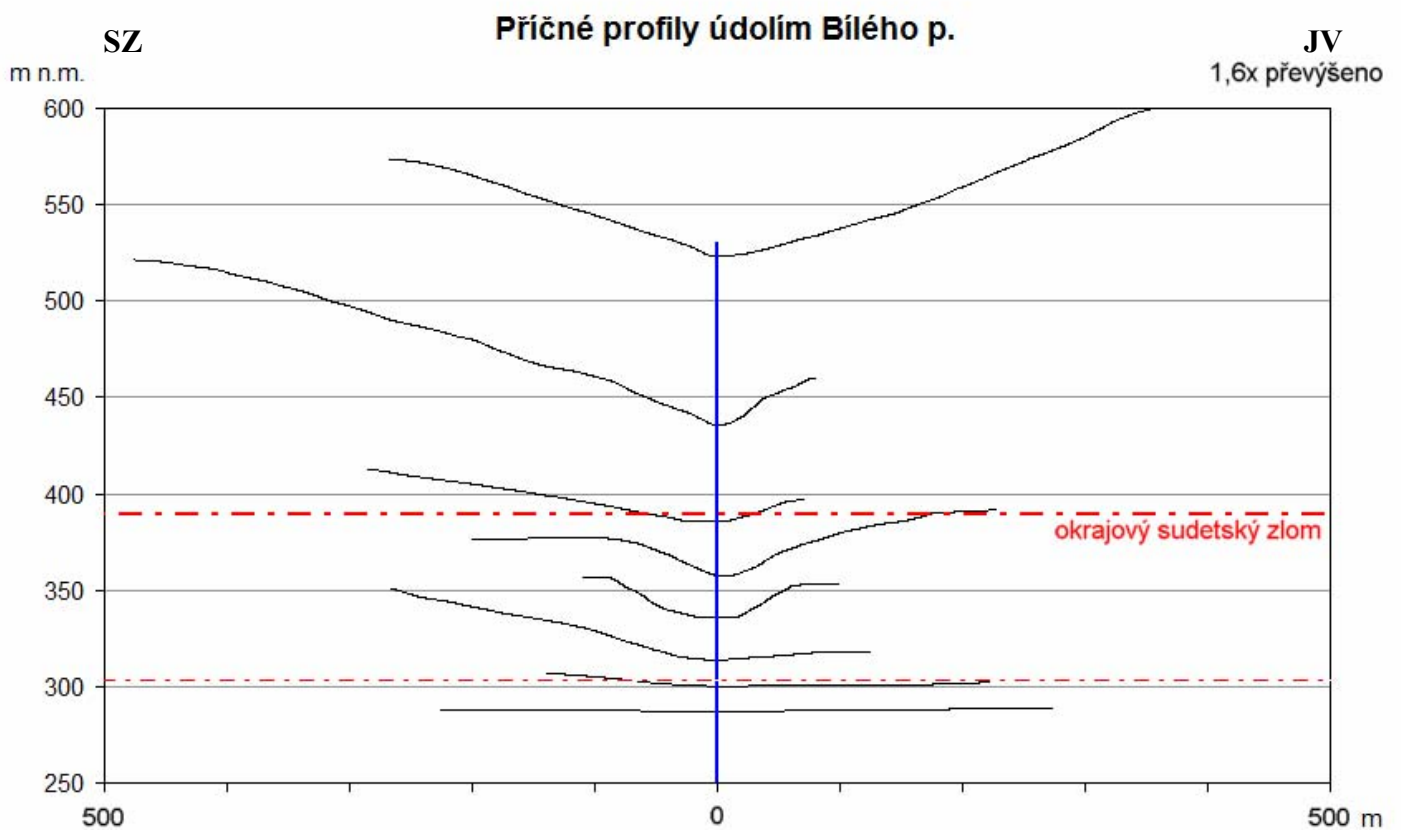
Obr. 10.4 Příčné profily údolím Kameničky.



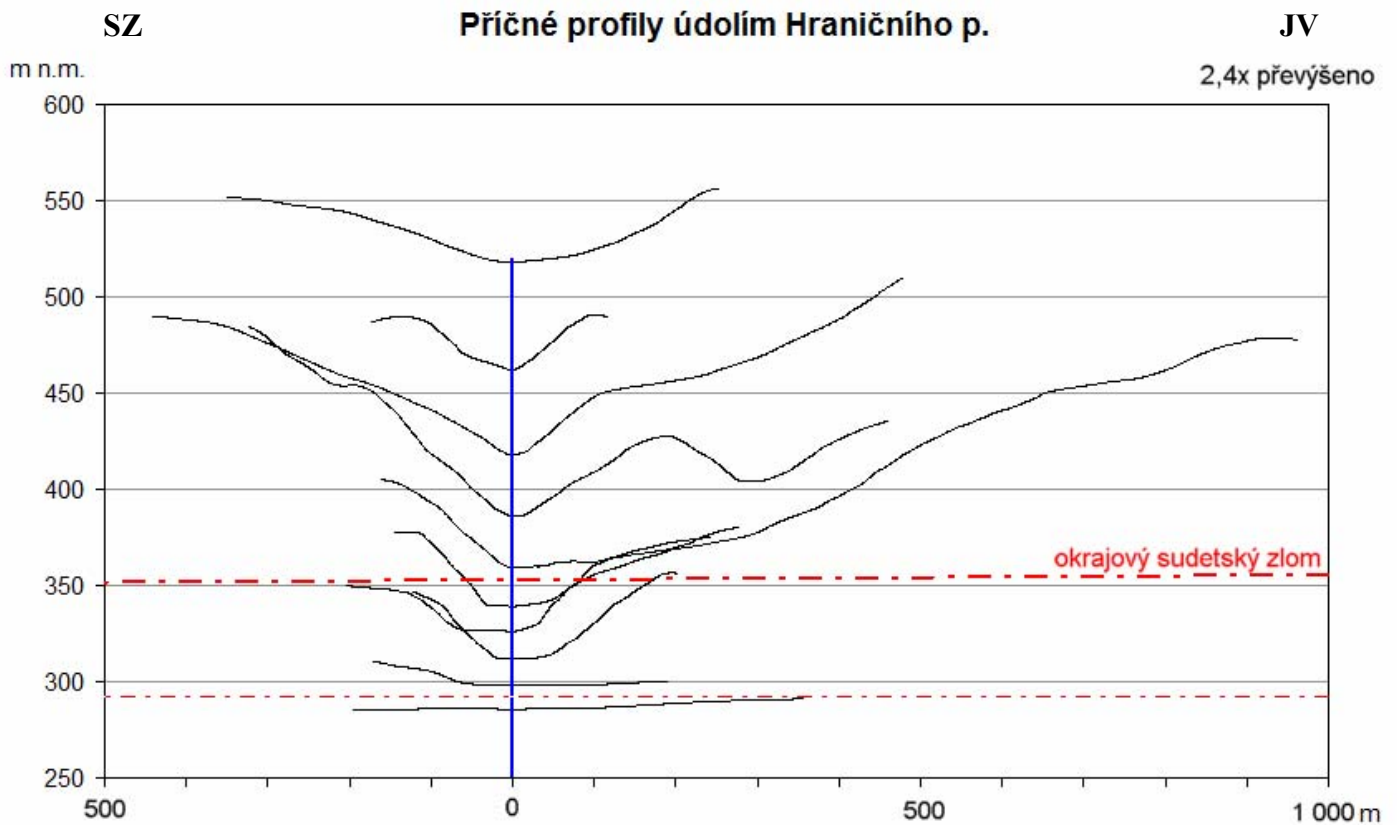
Obr. 10.5 Příčné profily údolím Panského potoka.



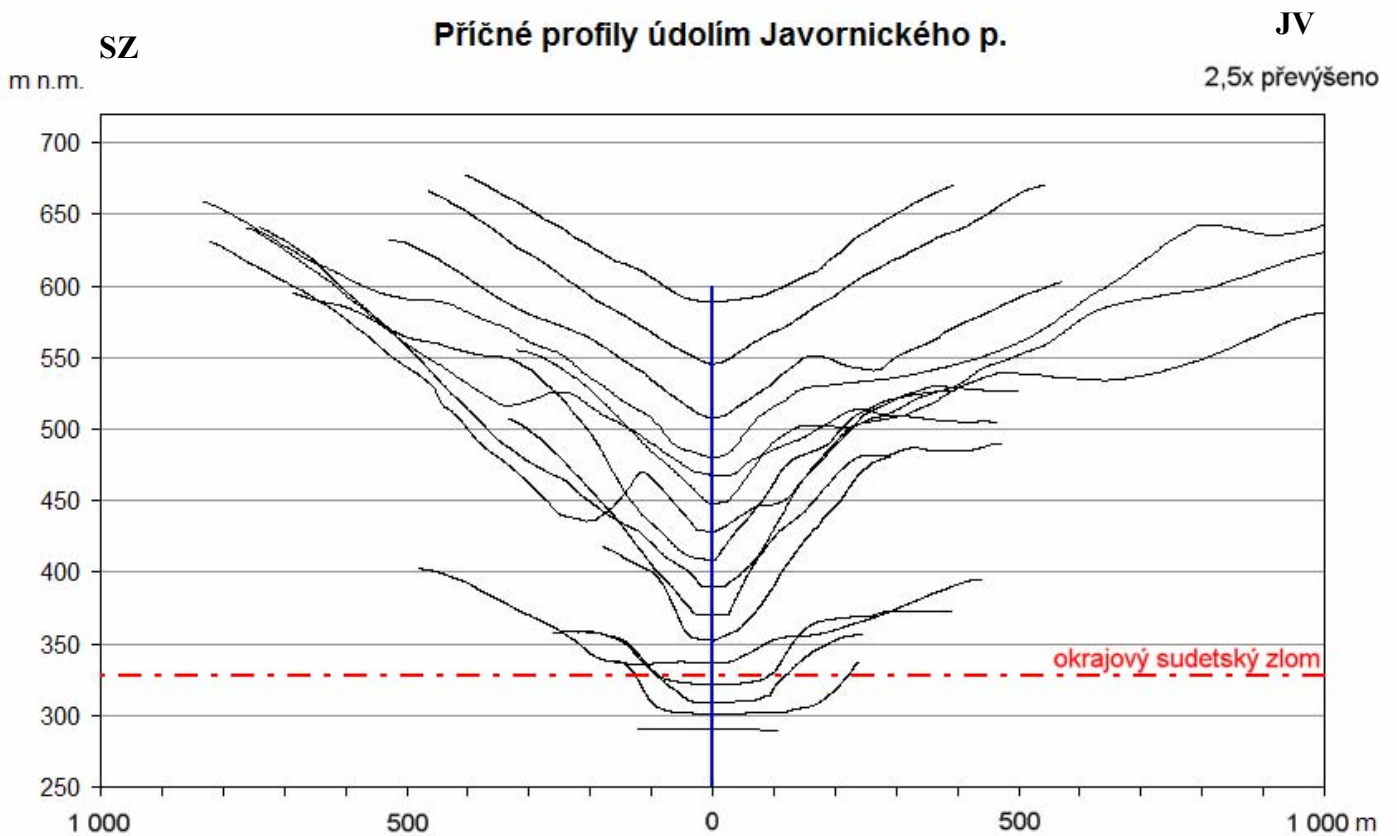
Obr. 10.6 Příčné profily údolím Hoštického potoka.



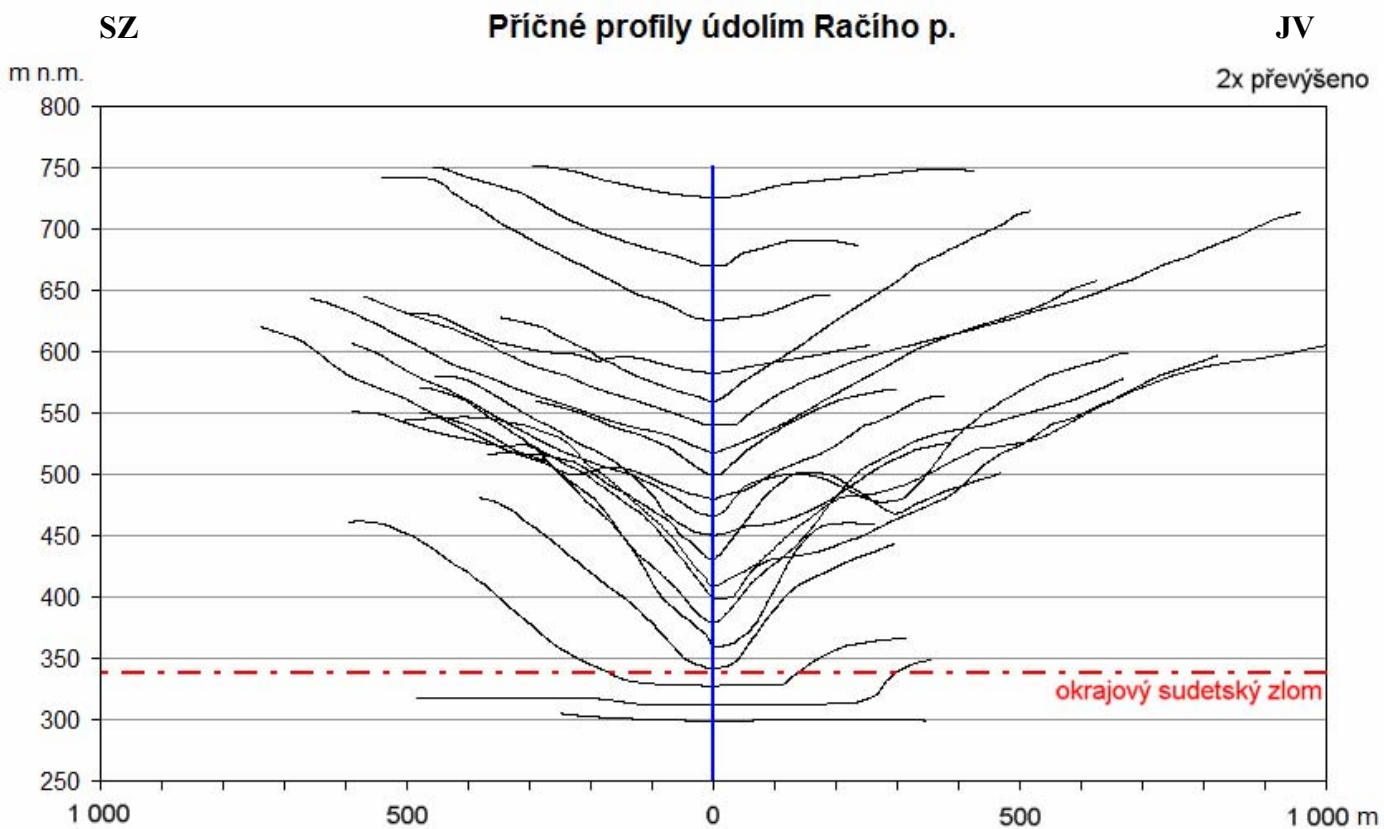
Obr. 10.7 Příčné profily údolím Bílého potoka.



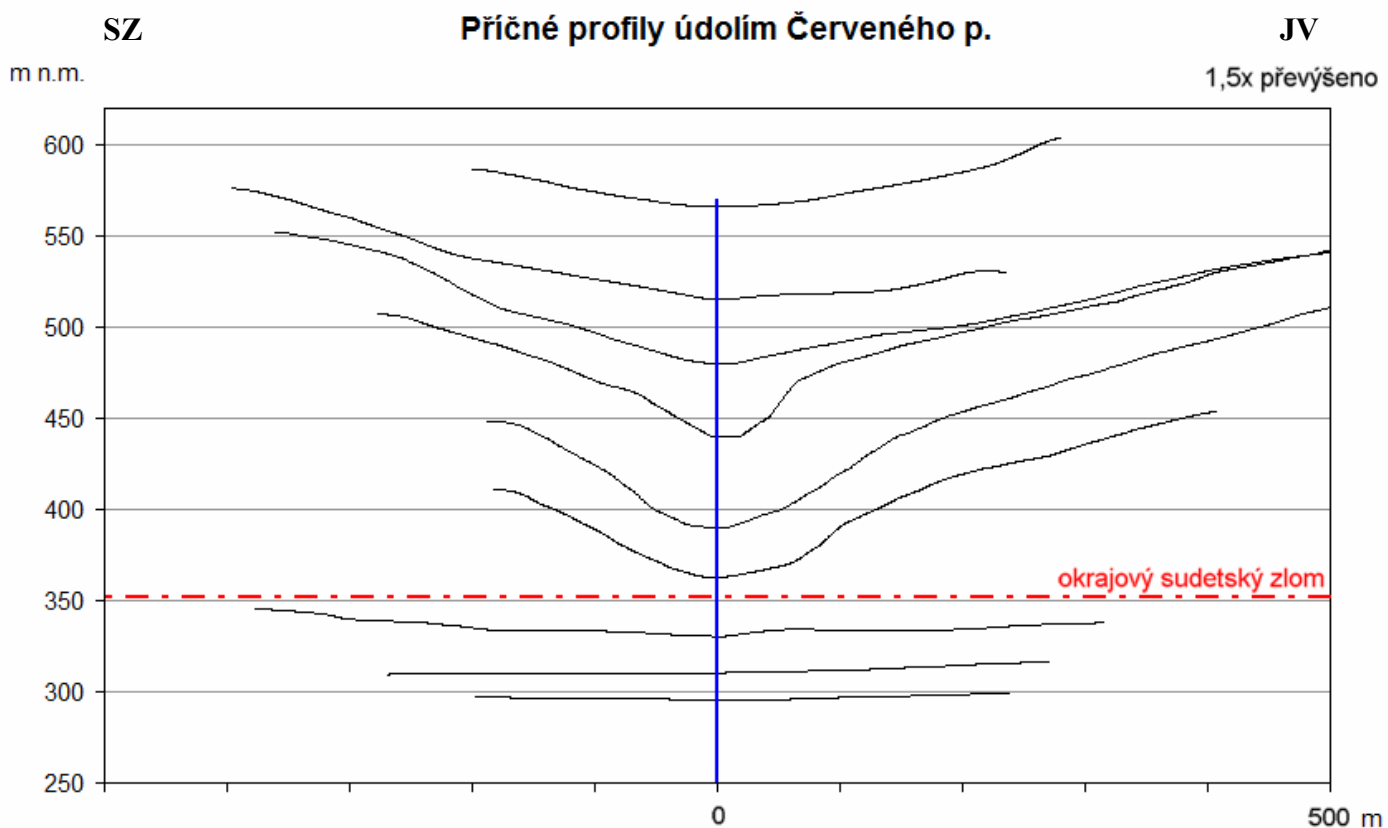
Obr. 10.8 Příčné profily údolím Hraničního potoka.



Obr. 10.9 Příčné profily údolím Javornického potoka.

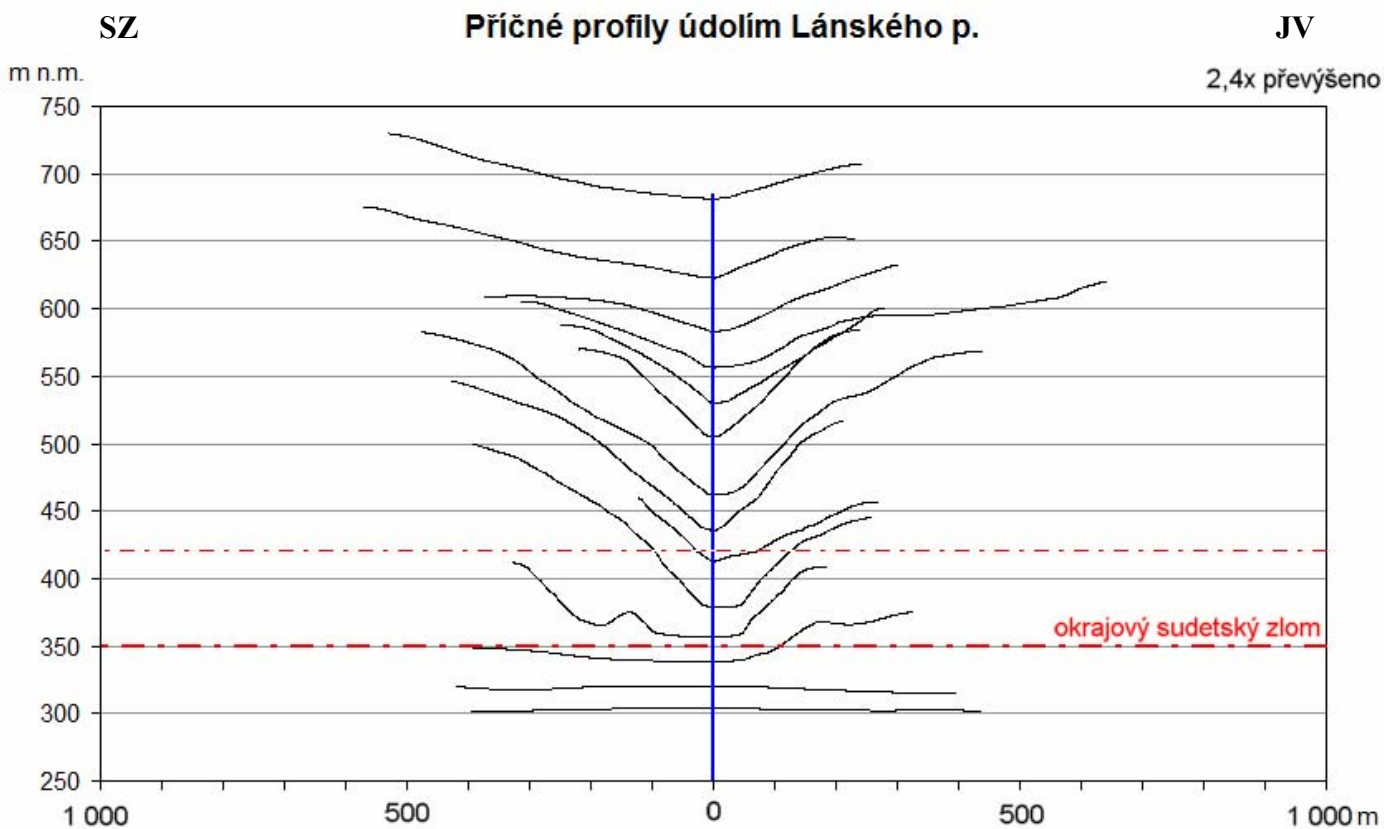


Obr. 10.10 Příčné profily údolím Račího potoka.

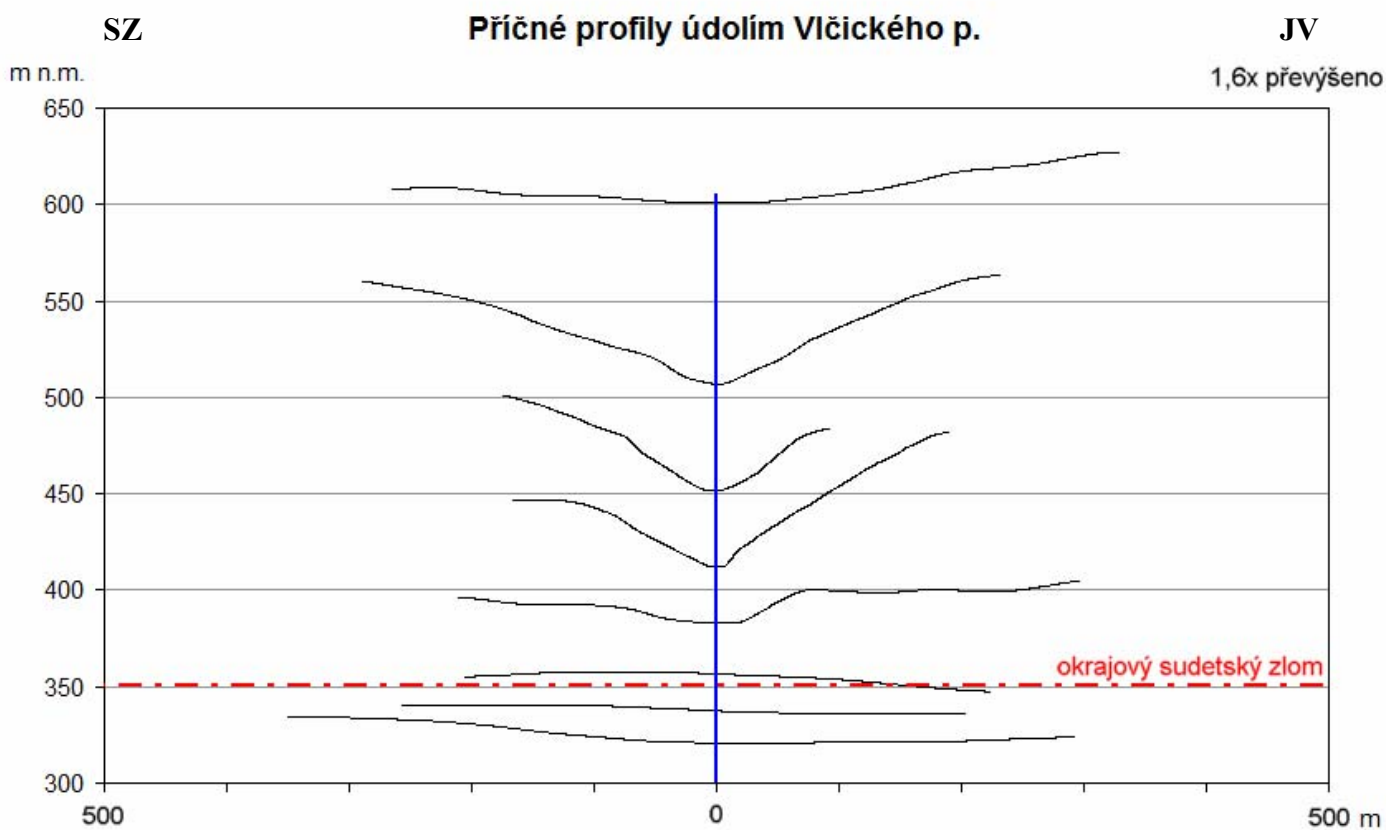


Obr. 10.11 Příčné profily údolím Červeného potoka.

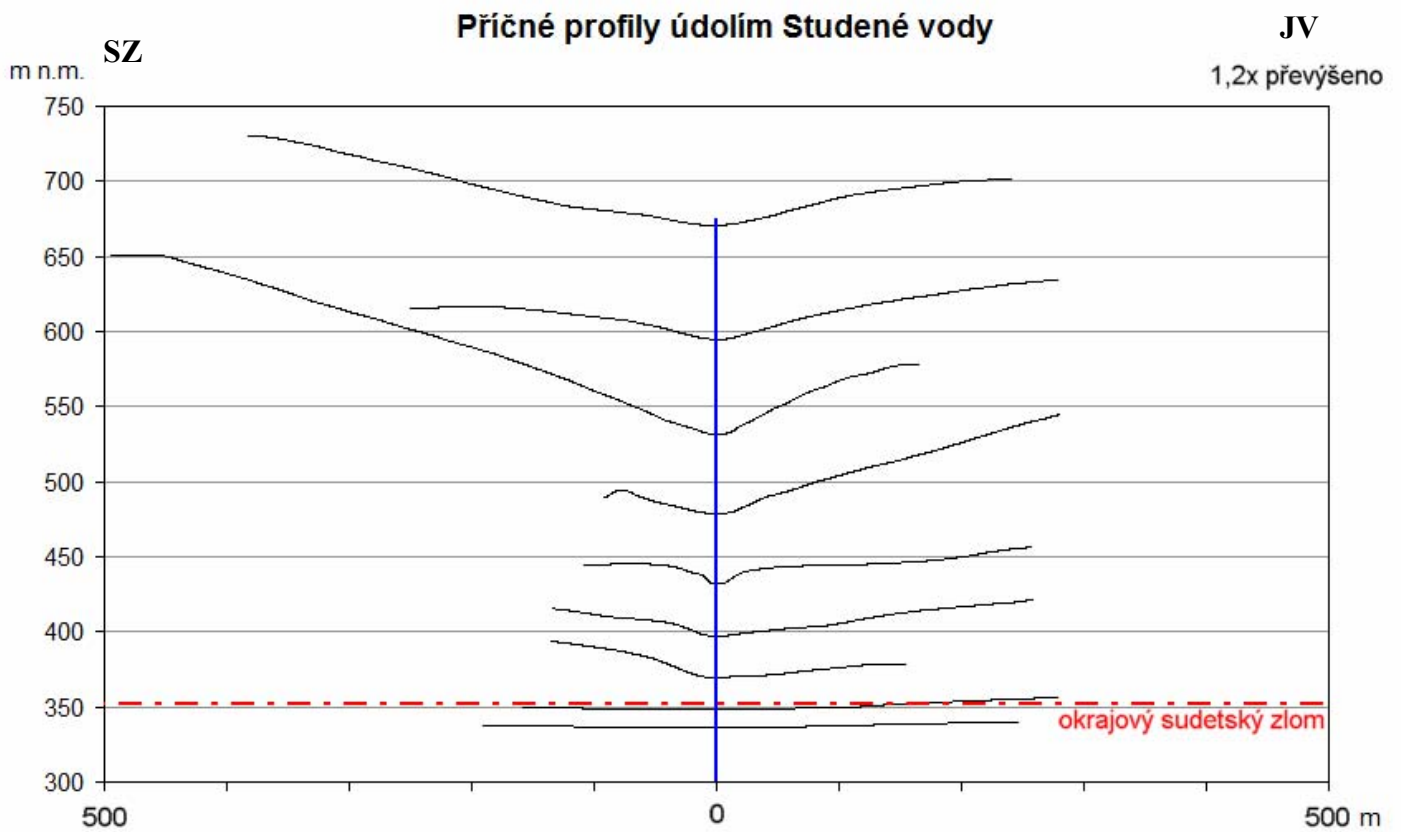




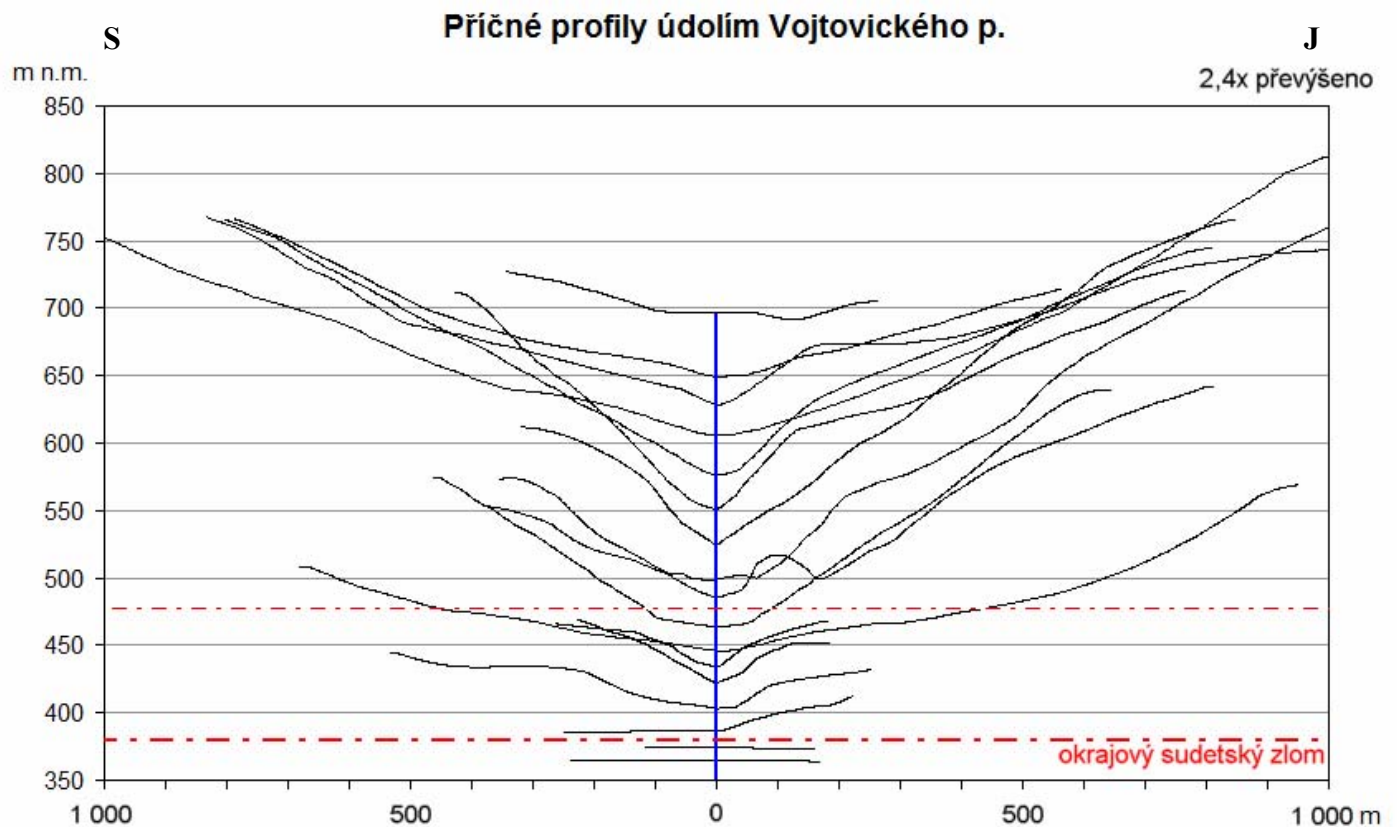
Obr. 10.12 Příčné profily údolím Lánského potoka.



Obr. 10.13 Příčné profily údolím Vlčického potoka.



Obr. 10.14 Příčné profily údolím Studené vody.



Obr. 10.15 Příčné profily údolím Vojtovického potoka.

## Příloha 10.2 Podélné profily údolími vodních toků Hřibovské hornatiny s geologickou stavbou a hodnoty SL indexu




Geologická stavba dle geologických map ČR (Skácelová red. 1992a, 1992b, 1995, Žáček red. 1995, Skácel 1995)

Legenda ke geologické stavbě území zaznamenané v grafech pruhy v horní a dolní části

	svor, fylonit		křemenná žíla
	rula		pararula
	amfibolit až rula		svor
	svor až rula		amfibolit, metagabro
	krystalický vápenec		svor, kvarcit
	žulorula		granulit
	granodiorit		serpentinit
	kvarcit		kvartérní sedimenty

Vybrané geomorfologické tvary

Symbole odpovídají barvou vodnímu toku.

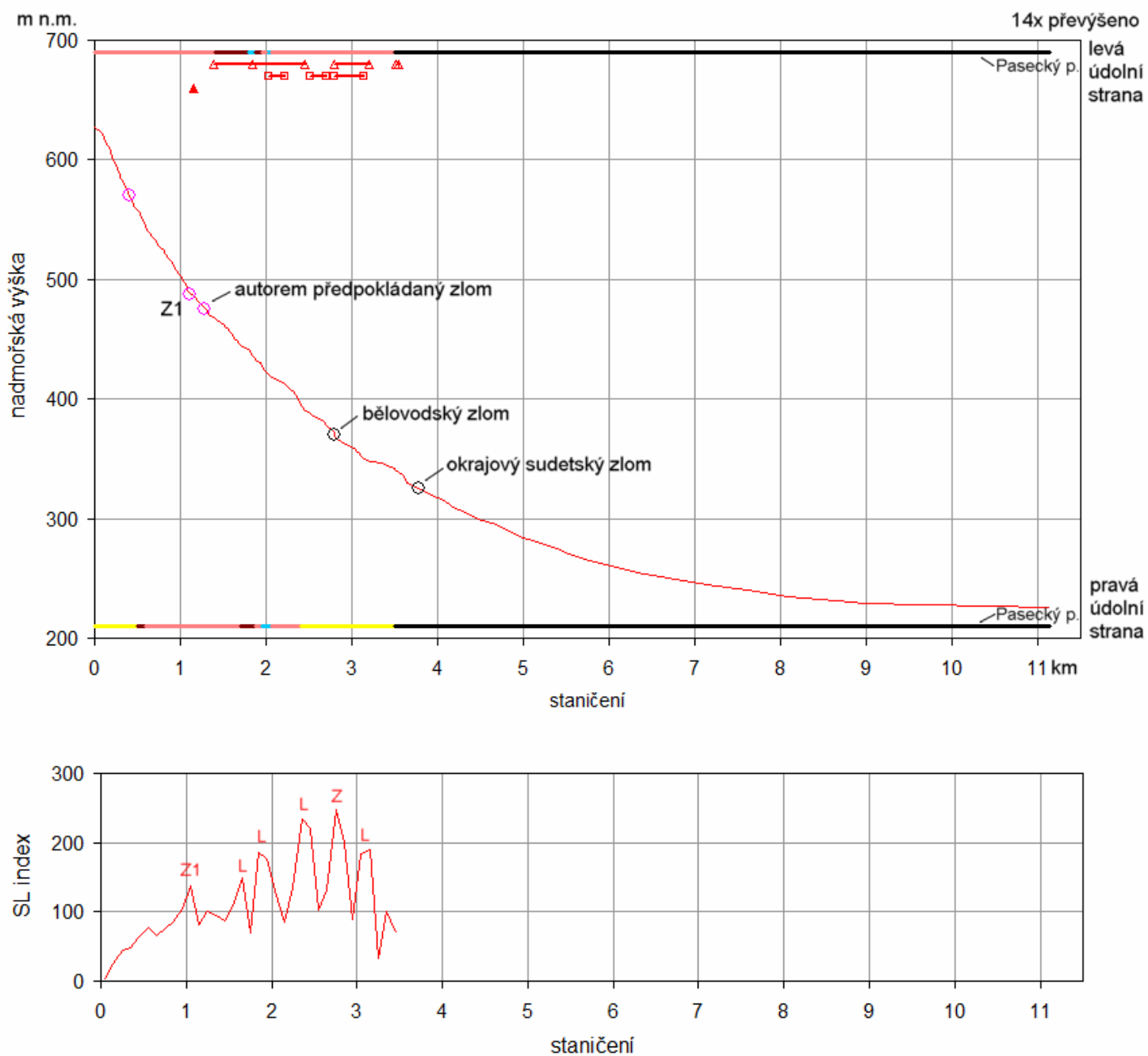
-  úsek s erozní rýhou hlubší než 1,5 m
-  úsek s dejekčním kuzelem
-  dosah zpětné eroze

Pravděpodobný původ maxim SL indexů

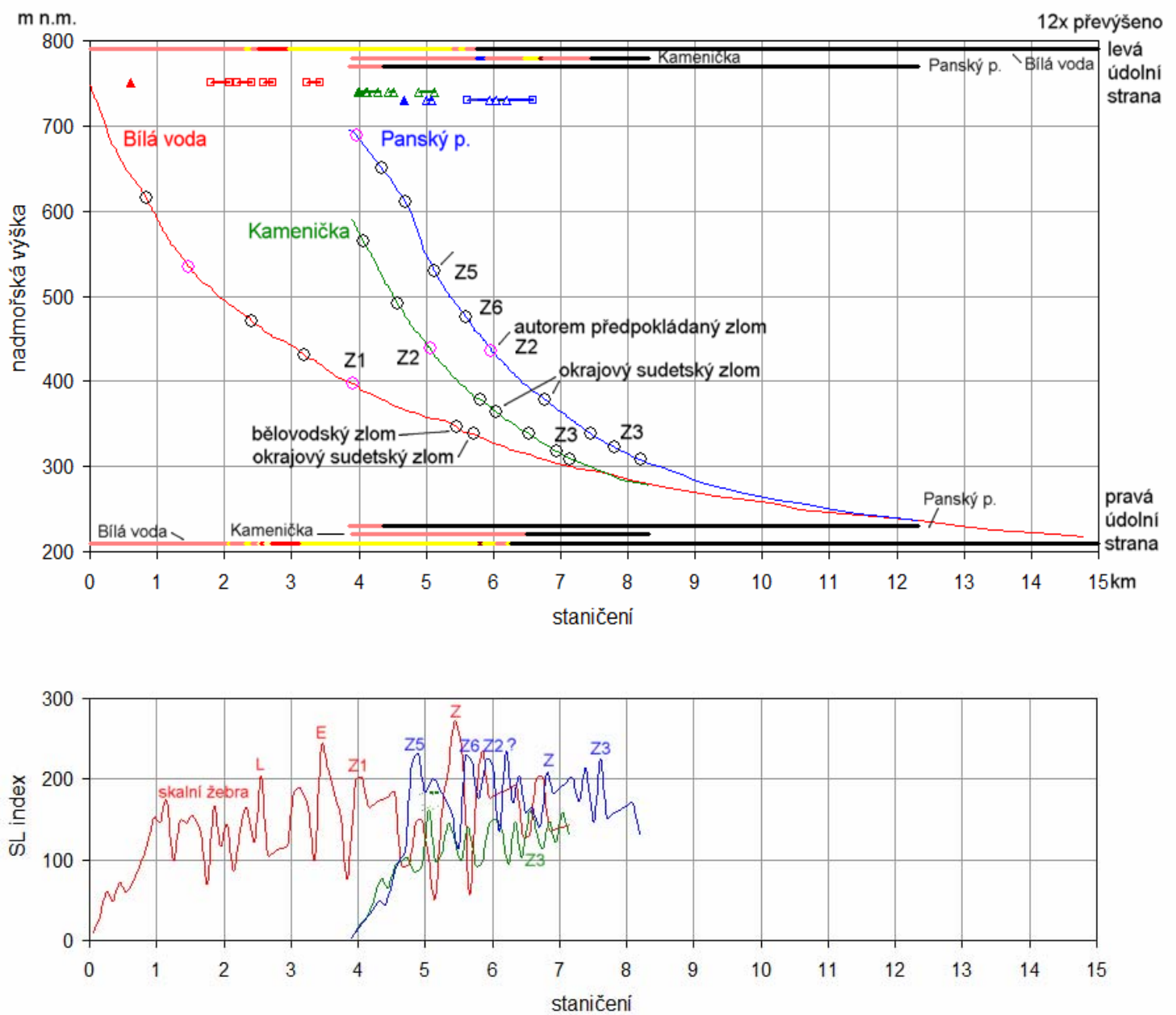
Křivky SL indexů jsou ukončeny na státní hranici s Polskem nebo v místě, kde rozestup vrstevnic (ZIV 2m) je větší než 100 m.

Symbole odpovídají barvou vodnímu toku v grafu podélného profilu

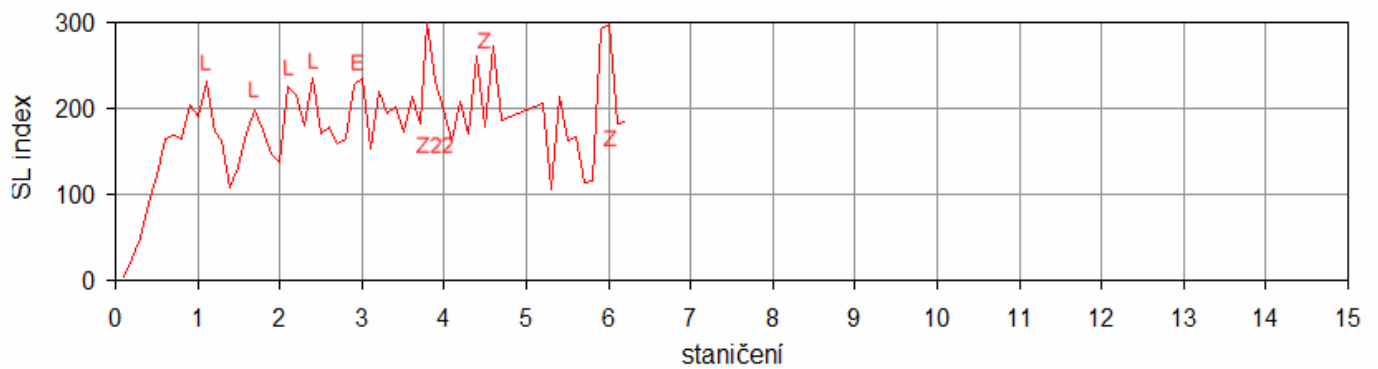
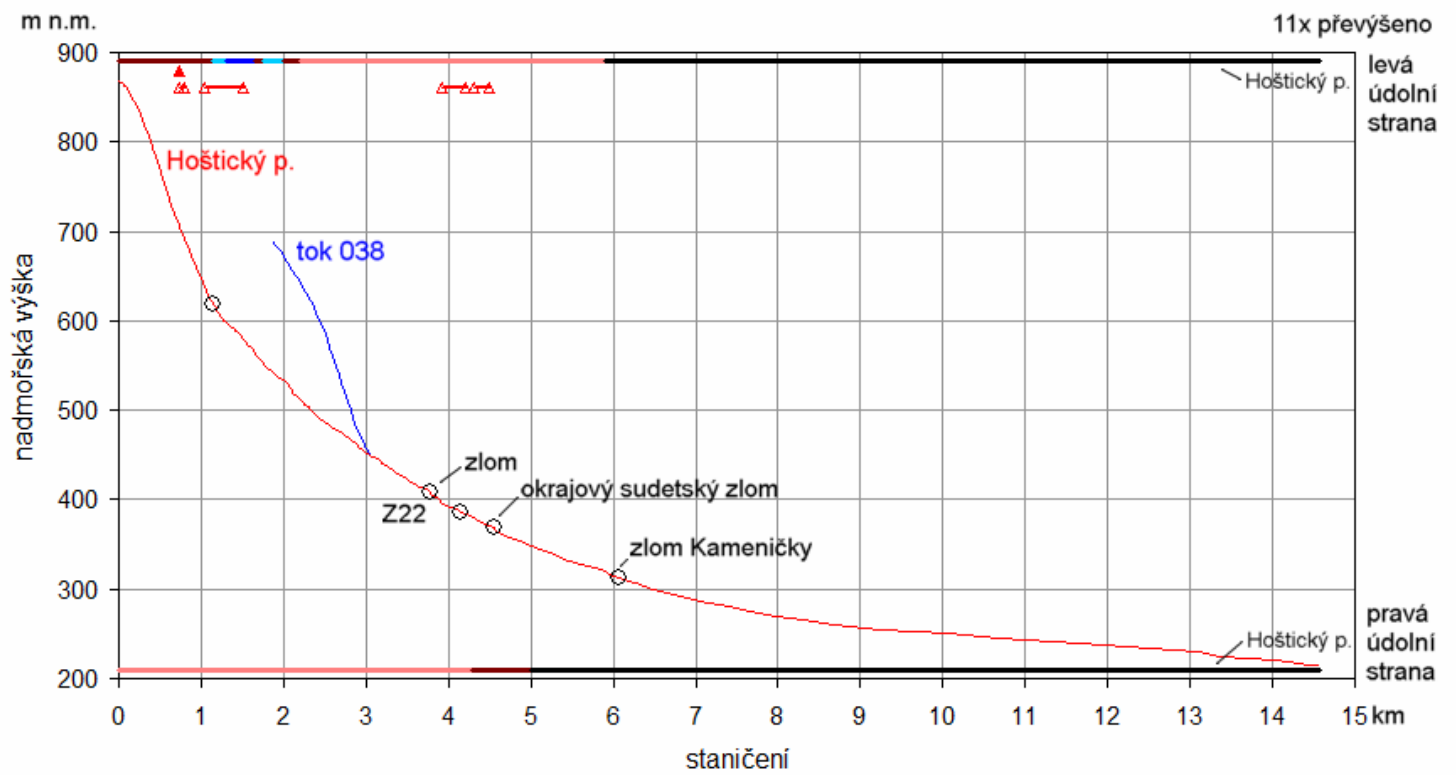
- Z** zlom
- L** litologický přechod
- E** zpětná eroze (např. soutok)
- ?** neznámý původ



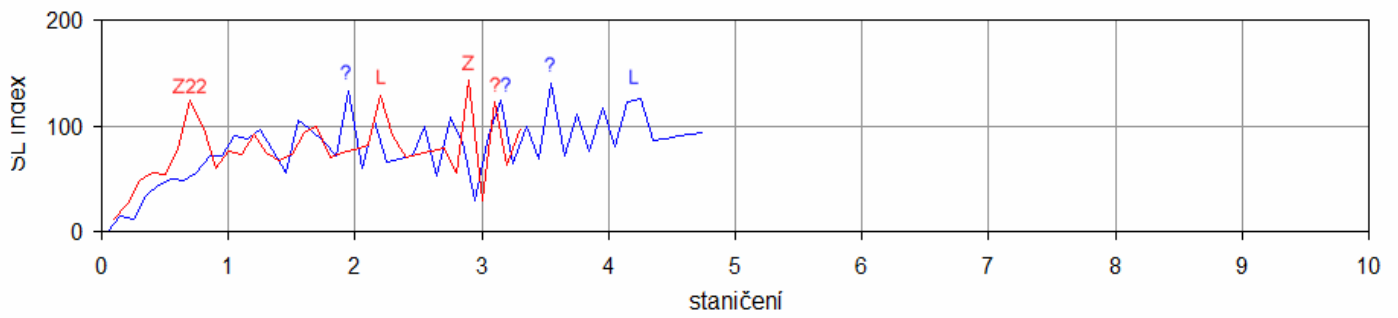
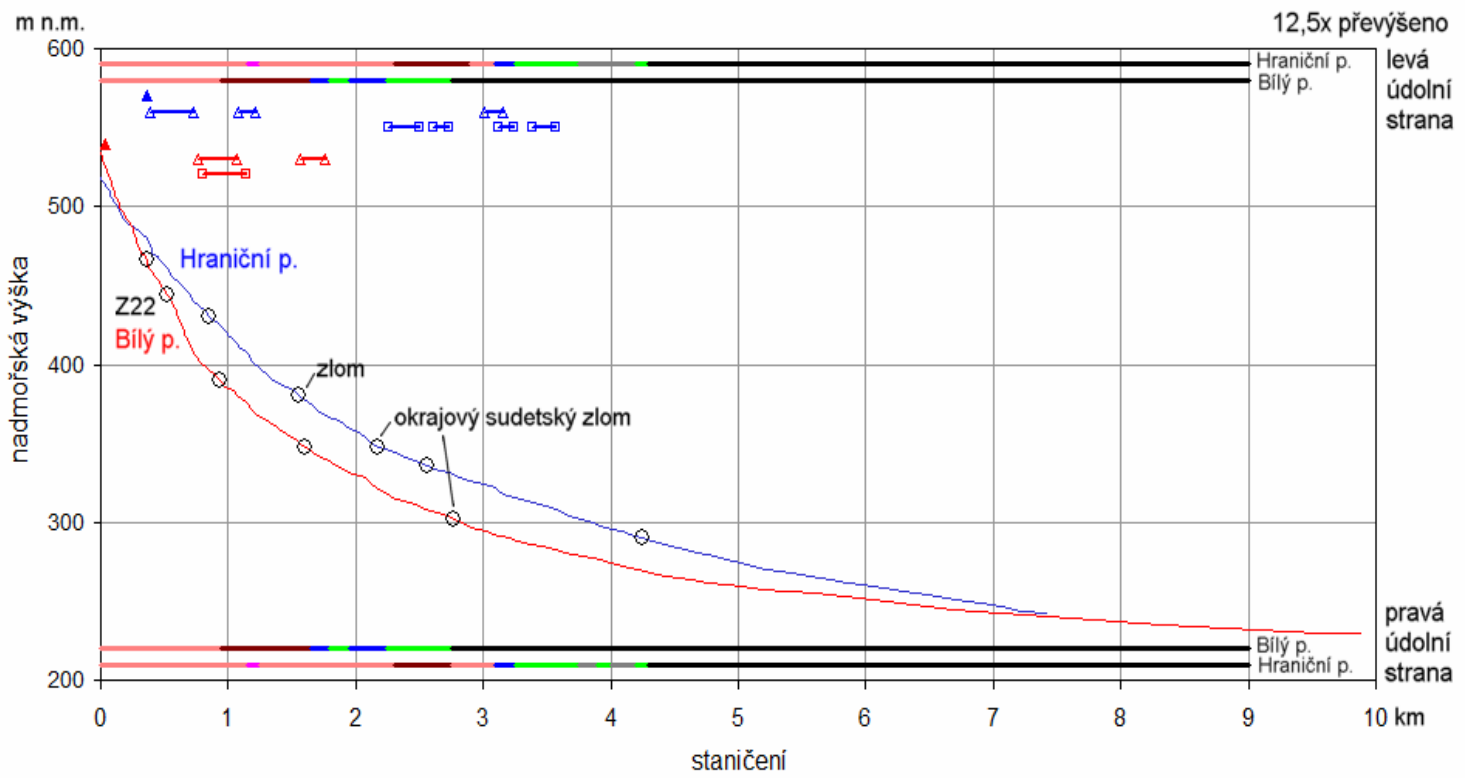
Obr. 10.16 Podélný profil údolím Paseckého potoka a SL index.



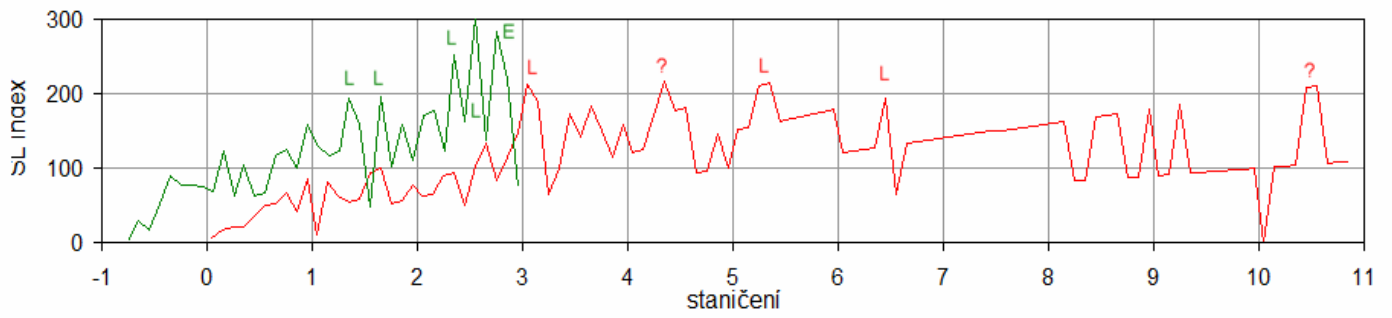
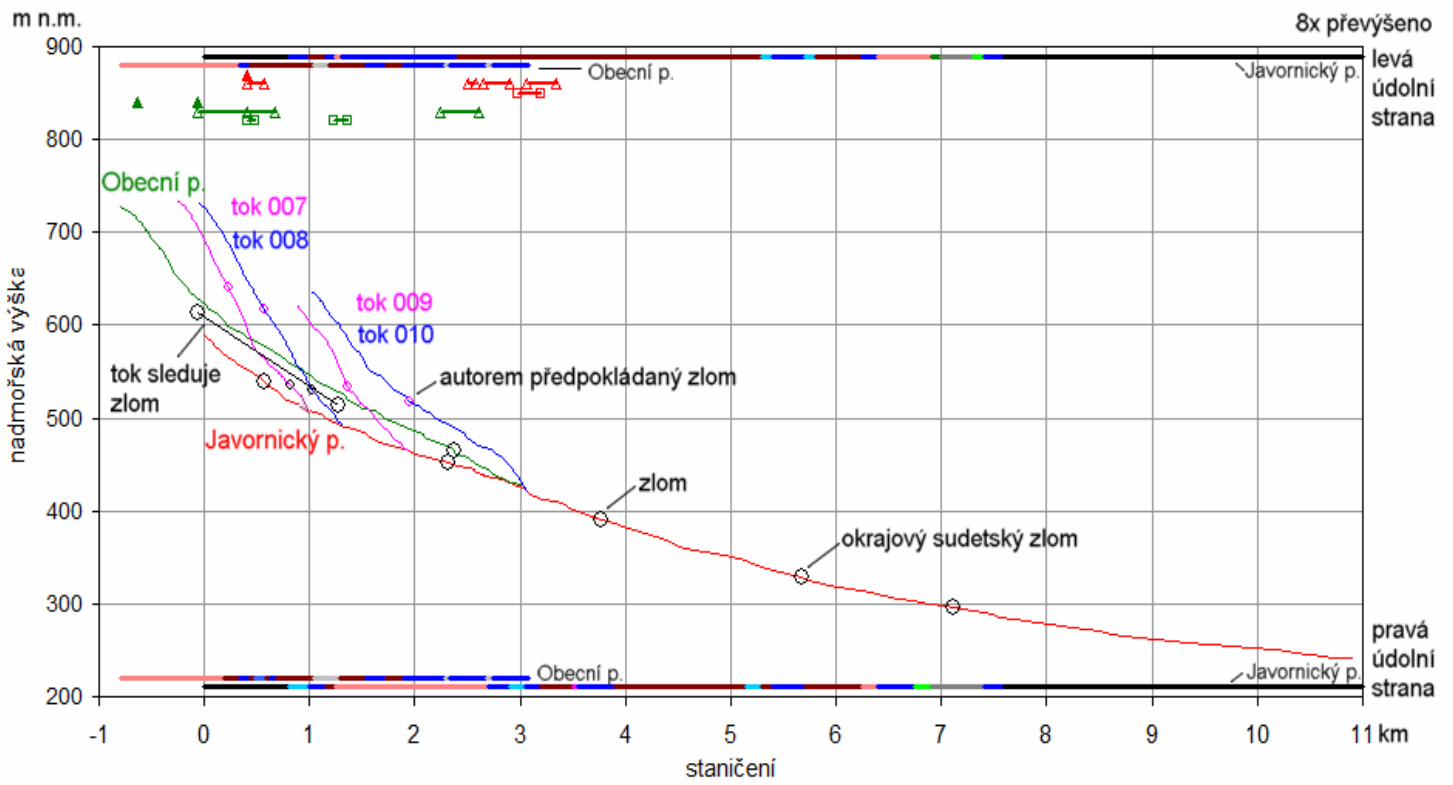
Obr. 10.17 Podélný profil údolím Bílé vody, Kameničky a Panského potoka a SL index.



Obr. 10.18 Podélný profil údolím Hoštického potoka a SL index.

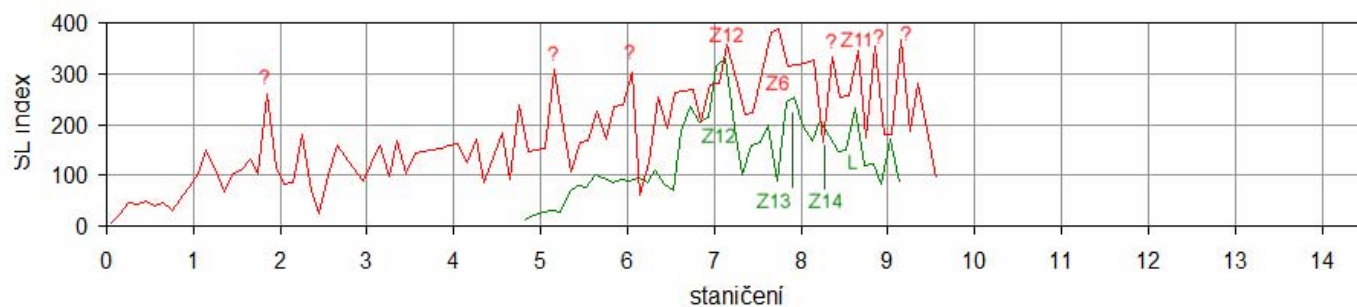
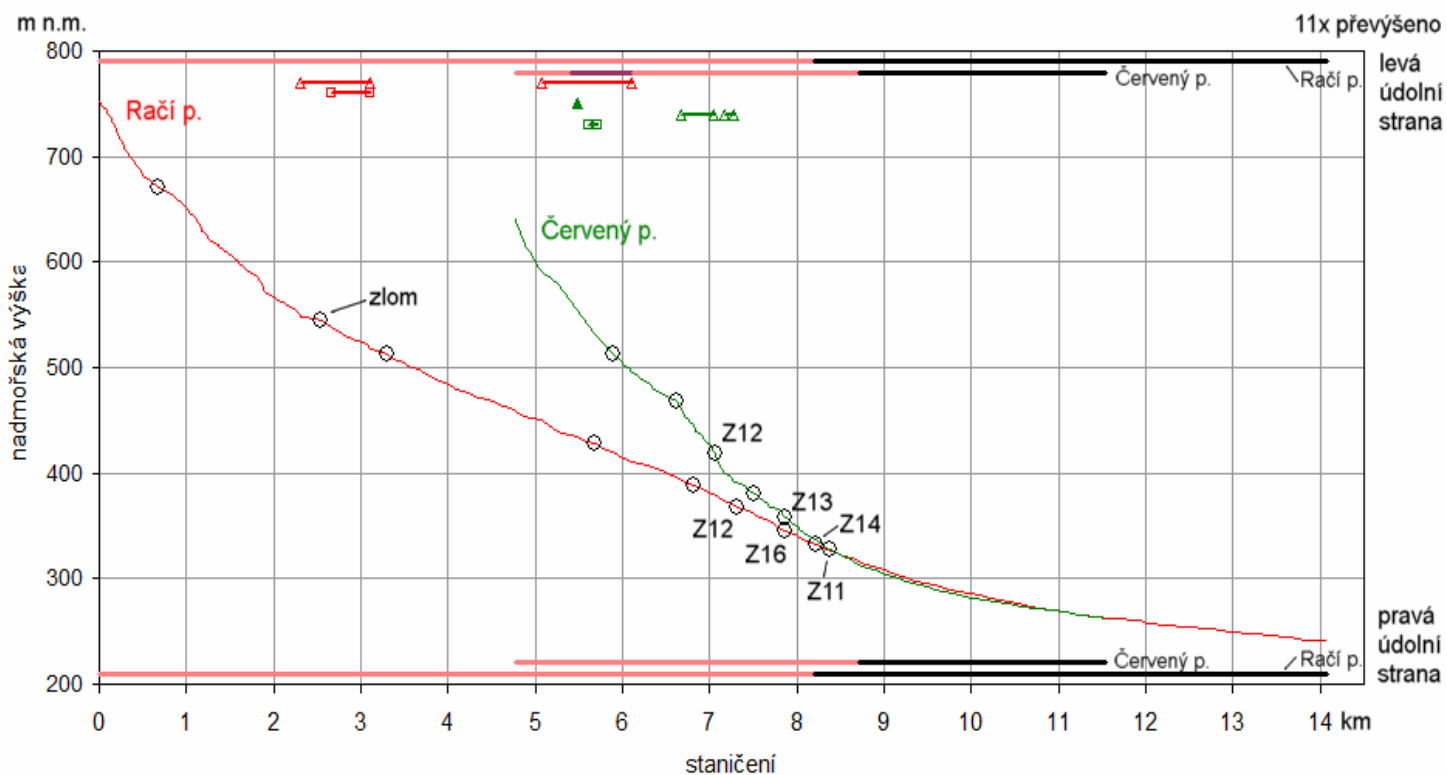


Obr. 10.19 Podélný profil údolím Bílého a Hraničního potoka a SL index.

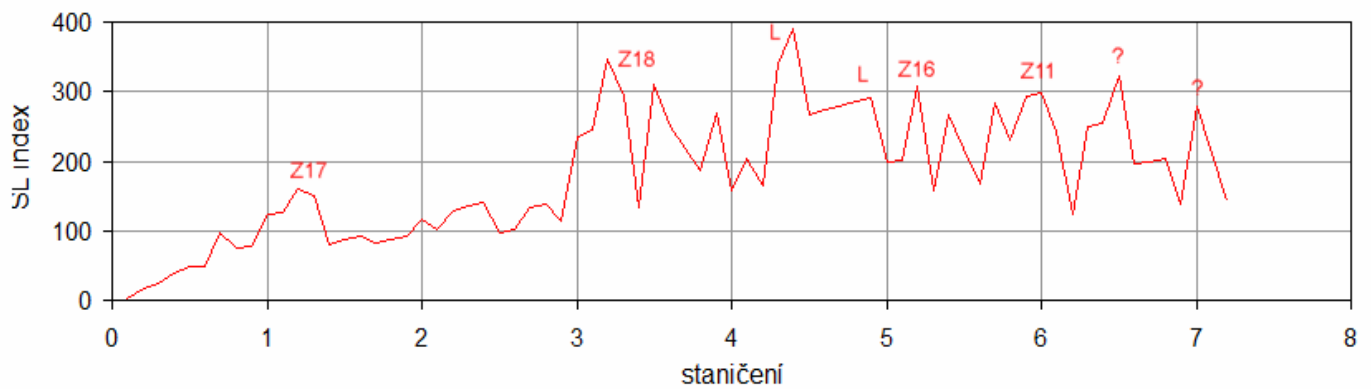
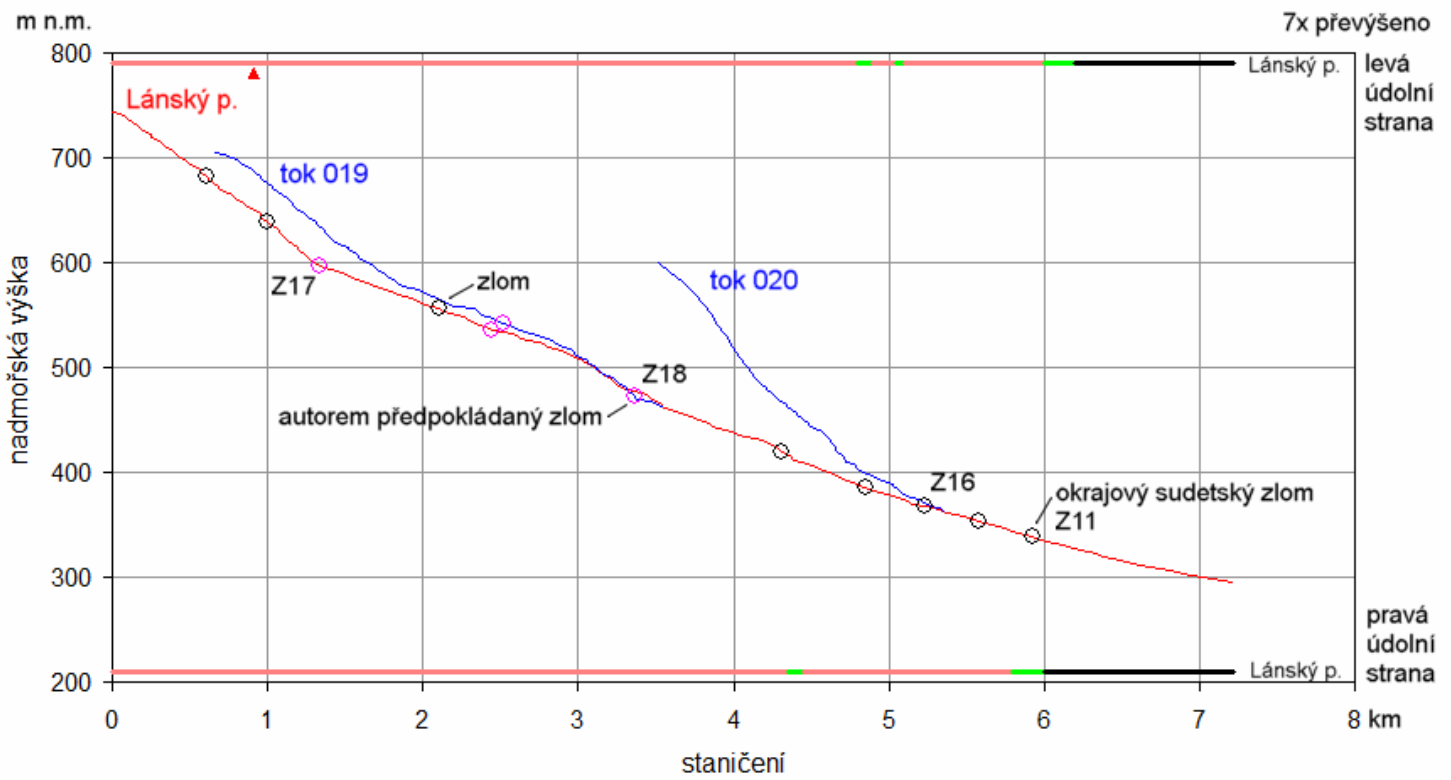


Obr. 10.20 Podélný profil údolím Javornického a Obecního potoka (s vybranými přítoky) a SL index.

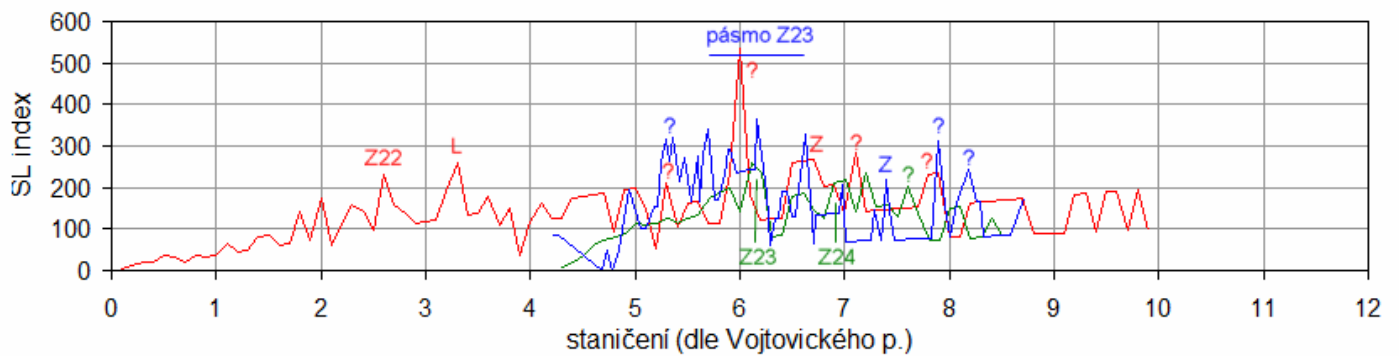
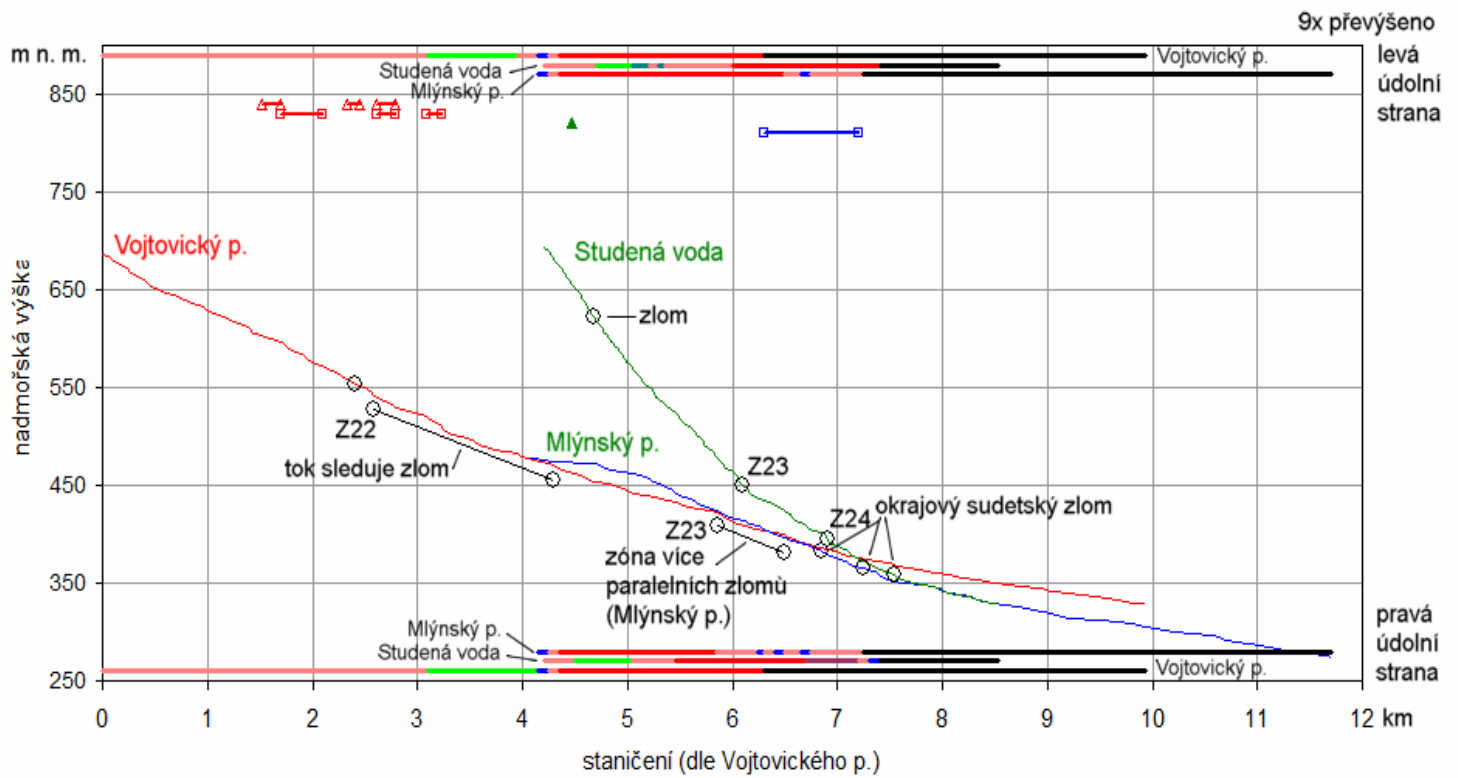




Obr. 10.21 Podélný profil údolím Račínho a Červeného potoka a SL index.



Obr. 10.22 Podélný profil údolím Lánského potoka (s přítoky) a SL index.



Obr. 10.23 Podélný profil údolím Vojtovického potoka, Studené vody a Mlýnského potoka a SL index.