

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY V PRAZE

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**ANALÝZA GENEZE A AKTIVITY SVAHOVÉ
DEFORMACE BĚLEČ**

v kontextu vývoje údolí Svratky mezi Doubravníkem a
Boračí

**ANALYSIS OF GENESIS AND ACTIVITY OF SLOPE DEFORMATION
BĚLEČ**

in Context of Evolution of the Svratka River Valley between Doubravník and
Borač

Diplomová práce

Daniel Žížala

srpen 2008

Vedoucí magisterské práce: Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem předloženou diplomovou prací vypracoval samostatně a uvedl veškerou použitou literaturu a další zdroje.

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

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

V Praze

dne

.....

.....

Daniel Žížala

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu mé práce Doc. RNDr. Vítu Vilímkovi, CSc. za námět k mé diplomové práci, věnovaný čas, cenné rady a připomínky. Dále bych rád poděkoval Mgr. Václavu Tremlovi, Ph.D. za hodnotné konzultace. Dále děkuji své rodině za jejich podporu v celé době studia, své přítelkyni Tereze za podporu a trpělivost během zpracovávání mé práce a v neposlední řadě děkuji všem svým přátelům za zpříjemnění doby v níž práce vznikala.

Název práce: **Analýza geneze a aktivity svahové deformace Běleč v kontextu vývoje údolí Svratky mezi Doubravníkem a Boračí**

Autor: Daniel Žížala

Katedra: Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova v Praze

Vedoucí diplomové práce: Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Abstrakt

Předkládaná diplomová práce se zabývá otázkou geneze a aktivity hluboce založené svahové deformace Běleč, nacházející se v hlubokém průlomovém údolí Křeptovského potoka cca 1,5 km východně od Doubravníku na východním okraji Českomoravské vrchoviny.

Práce přispívá k otázce vlivu svahové poruchy na havárii vodovodního přivaděče Vírského oblastního vodovodu v roce 2005. Metodikou řešení geneze deformace byla geomorfologická analýza, řadící iniciaci svahových pohybů na poruše do středního pleistocénu. Morfotektonická analýza přispěla k otázce podílu neotektonických poruchových zón na vznik deformace a prokázala výskyt směrné a příčné tektonické poruchy v údolí Křeptovského potoka, narušující pevnostní charakteristiky masivu. Aktivita svahových pohybů byla řešena v rozsahu let 1880 - 2007 prostřednictvím dendrogeomorfologické analýzy. Letokruhovou analýzou ze vzorků buku lesního (*fagus sylvatica*) nebyly prokázány kontinuální pohyby v celém rozsahu deformace. Současná aktivita je charakteristická pouze lokálními epizodickými pohyby plouživého charakteru a na havárii vodovodního přivaděče tak neměla přímý vliv.

Klíčová slova: Hluboce založená svahová deformace, geomorfologická mapa, morfotektonická analýza, dendrogeomorfologie

Title: **Analysis of genesis and activity of slope deformation Běleč in context of evolution of the Svratka river valley between Doubravník and Borač**

Author: Daniel Žížala

Department: Department of Physical Geography and Geoecology, Faculty of Science,
Charles University in Prague

Supervisor: Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Abstract

Submitted diploma thesis deals with genesis and activity of deep-seated slope deformation Běleč, situated in a deep fault valley of Křeptovský stream at the eastern boundary of Bohemian-Moravian upland. The study contributes to resolve a question of the failure Běleč impact on Vír water pipeline crash in 2005.

In the thesis, several research methods were adopted. For determination of the deformation genesis, geomorphologic analysis was used. According to this method, initiation of the slope movements on the failure zone can be classified as Middle Pleistocenic. In the research on neotectonic failure zones influence on the Běleč deformation creation, morphotectonic analysis was applied. In Křeptovský stream valley, presence of a longitudinal and transversal failure affecting the strength characteristics of the massif was demonstrated. The activity of the slope movements was studied between 1880 – 2007 by means of dendrogeomorphologic analysis. Applying the tree-ring analysis of *Fagus sylvatica* samples, no continual movements in whole range of the deformation were proved. Recent activity is characterized only by local episodic movements and had no direct impact on water pipeline defect.

Keywords: Deep-seated slope deformation, geomorphological map, morphotectonic analysis, dendrogeomorphology

OBSAH

<u>Seznam grafických prvků.....</u>	8
<u>1 ÚVOD.....</u>	8
<u>2 Cíle práce.....</u>	9
<u>3 Metodika práce.....</u>	10
3.1 Geomorfologická analýza.....	10
3.2 Morfotektonická analýza.....	10
3.3 Dendrogeomorfologická analýza.....	12
<u>4 Fyzicko-geografická charakteristika území.....</u>	14
4.1 Vymezení zájmového území.....	14
4.2 Geologické poměry.....	15
4.2.1 Moravikum svratecké klenby.....	15
4.2.2 Svratecké krystalinikum.....	18
4.2.3 Pokryvné útvary.....	19
4.3 Geomorfologické poměry.....	21
4.4 Klimatické poměry.....	22
4.5 Hydrologické a hydrogeologické poměry.....	24
4.6 Pedologické poměry.....	26
4.7 Biogeografické poměry.....	27
<u>5 souhrn dosavadních výzkumů.....</u>	29
5.1 Vývoj reliéfu ve studované oblasti.....	30
5.1.1 Geologické výzkumy.....	30
5.1.2 Novější koncepty a názory na geologickou stavbu.....	31
5.1.3 Tektonika.....	32
5.1.4 Pokryvné útvary.....	39
5.2 Havárie vodovodního přivaděče.....	41
5.2.1 Možné příčiny havárie.....	43
5.2.2 Negeologické příčiny havárie.....	44
5.3 Svahové pohyby jako možná příčina havárie vodovodního přivaděče.....	45
5.3.1 Klasifikační rámeček svahových pohybů.....	45
5.3.2 Svahové deformace podobného typu v ČR.....	47
5.3.3 Vlastní svahová deformace.....	49
5.3.4 Scénář vzniku porušení štoly na základě aktivity svahových pohybů.....	55

6 geomorfologická analýza zájmového území.....	56
6.1 Puklinová analýza.....	57
6.2 Analýza údolní soustavy.....	58
6.2.1 Analýza podélných profilů.....	59
6.2.2 Analýza příčných profilů.....	61
6.2.3 Analýza směrů údolních úseků.....	64
6.3 Morfotektonická analýza.....	65
6.4 Analýza vybraných povrchových tvarů reliéfu.....	70
6.4.1 Strukturně podmíněné tvary.....	71
6.4.2 Exogenní tvary.....	73
6.4.3 Antropogenní tvary.....	83
6.5 Morfologický vývoj reliéfu.....	84
7 dendrogeomorfologická analýza.....	89
7.1 Interpretace výsledků.....	90
7.1.1 Excentrické letokruhy.....	91
7.1.2 Náhlé růstové změny.....	94
7.2 Výsledné zhodnocení aktivity svahových pohybů.....	98
8 výsledky a diskuze.....	100
9 závěr.....	103
seznam použité Literatury.....	104
Ostatní zdroje.....	115
10 Seznam příloh.....	116

SEZNAM GRAFICKÝCH PRVKŮ

1 ÚVOD

Svahové deformace jsou jednou z nejrozšířenějších forem přírodních ohrožení a rizik, které mohou způsobit značné hmotné škody na objektech, sítích či komunikacích. Z tohoto hlediska si zaslouží pozornost i svahová deformace Běleč, nacházející se v hlubokém průlomovém údolí cca 1,5 km východně od Doubravníku na východním okraji Českomoravské vrchoviny (cca 10 km severovýchodně od Tišnova). Přestože se nejedná o svahovou poruchu katastrického charakteru, její přítomnost a aktivita je dávana do souvislosti s havárií vodovodního přivaděče Vírského oblastního vodovodu, který zásobuje pitnou vodou bezmála 150 obcí. Studium této poruchy je tak nejen záležitostí poznání vzájemné interakce fyzickogeografických a geologických faktorů působících v této oblasti, ale i příspěvkem k zabezpečení fungování vodovodního přivaděče. Zásadní otázkou pro zajištění běžného provozu vodovodu se tak stává míra aktivity svahové deformace a rozsah jejího vlivu na havárii.

Ve své diplomové práci se snažím o zpřesnění dříve publikovaných informací a získání nových, a to za účelem zjištění povahy svahové deformace a jejího možného působení na těleso štoly. Práce byla zaměřena především na výzkumy, které nebyly do současnosti na lokalitě provedeny, a které tak doplní dosavadní znalosti. V tomto kontextu se aktivita orientovala především na výzkum vývoje a současné dynamiky svahové poruchy. Souhrn dosavadních výzkumů důležitých pro téma řešené problematiky je předložen v samostatné kapitole. Další části práce již prezentují vlastní provedené analýzy.

Pro stanovení vývoje deformace bylo nutné se zaměřit na širší oblast lokality, proto se geomorfologická analýza orientovala na celou oblast zakleslého meandru Svratky mezi Doubravníkem a Boračí. Aktivita svahové poruchy byla řešena pomocí

nástrojů dendrogeomorfologické analýzy, která umožňuje přinést poznatky o aktivitě v posledních zhruba sto letech.

2 CÍLE PRÁCE

Předkládaná práce si klade za cíl na základě geomorfologické analýzy popsat morfologický vývoj údolí Křeptovského potoka v kontextu vývoje údolí Svratky mezi Doubravníkem a Boračí a pokusit se stanovit stáří svahové deformace Běleč. Absolutní datace iniciace pohybů na zájmové lokalitě nebude zřejmě možná, proto se pokusím alespoň o její přibližné začlenění do jedné z etap geologické chronologie. V rámci geomorfologické analýzy se dále pokusím ověřit hypotézy o uplatnění příčných a směrných neotektonických poruch při vzniku zájmové svahové deformace. Dílčím cílem analýzy je vytvoření podrobné geomorfologické mapy zájmového území v měřítku 1:15 000.

V další části práce se následně zaměřím na získání informací o aktivitě svahových pohybů na svahové deformaci v nedávné době (cca posledních 100 let). K tomuto účelu bude využita dendrogeomorfologická analýza. Závěrečným cílem této analýzy je pak posouzení do jaké míry svahová deformace Běleč ovlivnila havárii vodovodního přivaděče.

3 METODIKA PRÁCE

3.1 Geomorfologická analýza

Geomorfologická analýza jako součást výzkumu svahové poruchy měla za cíl rozšířit znalosti o historii vývoje údolí Křeptovského potoka a Svratky a jejich širšího okolí a poskytnout tak podklady pro stanovení stáří a prvotních příčin svahové poruchy.

Metoda geomorfologické analýzy reliéfu oblasti zahrnovala především morfostrukturní analýzu a analýzu povrchových tvarů, na jejímž základě byla vytvořena podrobná geomorfologická mapa širšího okolí svahové poruchy v měřítku 1:15 000 a detailnější geomorfologická mapa samotné poruchy v měřítku 1:2 000.

V přípravné etapě proběhla rekognoskace terénu, sběr a studium literatury a záznam základních informací o mapovaném území. V hlavní etapě proběhl vlastní terénní výzkum, jehož cílem bylo zmapovat rozložení a plošný rozsah jednotlivých geneticky stejnorodých ploch a tvarů reliéfu s použitím rámcové legendy, která byla v průběhu mapování dále upravena. V průběhu terénního mapování byly jednotlivé tvary zaznamenány do pracovní mapy a pořízeny popisy tvarů v pracovním zápisníku a fotografická dokumentace (podle: Bezdovová et al. 1985).

Tvorba čistopisu mapy a její převod do digitální podoby byl vykonán pomocí softwaru ArcGIS 9.2 (mapový projekt součástí příloženého CD).

Všechny podklady získané v průběhu mapování byly použity v interpretační fázi pro stanovení geneze a stáří stejnorodých ploch a tvarů reliéfu a pro zhodnocení dynamiky geomorfologických pochodů na řešeném území.

3.2 Morfotektonická analýza

Morfotektonická analýza byla provedena v prostředí GIS (produkty ArcGIS 9.2 a Surfer 8.0). Základním datovým vstupem pro analýzu byl digitální model terénu

(DTM) vytvořený na základě výškopisných dat základní báze geografických dat ZABAGED, které pro účely této práce poskytl bezplatně Český úřad zeměměřičský a katastrální (ČÚZK) v rozsahu tří listů základní mapy České republiky 1:10 000 (ZM 10) (listy 24-14-11, 24-14-16 a 24-14-21).

V použitém postupu interpretace DTM byl použit sekvenční přístup. Jednotlivé kroky byly seřazeny tak, aby nedošlo k ovlivnění jednotlivých interpretací a tím ke snížení věrohodnosti interpretovaných linií. V každém analytickém kroku byly vykresleny morfolineamenty. V závěru byla vyhodnocena četnost jejich výskytu v jednotlivých pozicích a byla zobrazena pravděpodobná místa výskytu zón křehkého porušení (četnost linií minimálně 3) (Kumanan 2001). Tyto zóny byly dále konfrontovány s geologickou mapou a dalšími podklady, přičemž byly odstraněny linie ležící na litologických rozhraních a další linie, které pravděpodobně nemohly vzniknout důsledkem křehkého porušení.

Metodika byla vytvořena jako kombinace metodických postupů použitých v různých výzkumech (Sebe a Jordan 2006, Jordan et al. 2005, Jordan 2004, Jedlička a Mentlík 2003, Kumanan 2001, Ganas et al. 2005, Lysenko 2004) na základě dostupnosti softwarového vybavení.

Postup zahrnoval tyto kroky:

- *Výšková analýza*: zobrazení DTM ve výškovém modelu s barevnou výškovou škálou zvýrazňující jednotlivé morfolineamenty. Vizuální interpretace lineamentů
- *Analýza výškových profilů*: topografické řezy s krokem 1 km. Vizuální interpretace terénních stupňů. Spojnice vybraných bodů tvoří lineamenty
- *Analýza zakřivení povrchu*: vytvoření gridů druhé směrové derivace DTM ve směrech azimutu 0, 15, 30, 45, 60, 75 a 90° (podle: Jordan et al. 2005). Vizuální interpretace lineamentů
- *Analýza sklonitosti svahů*: vytvoření gridu sklonitosti terénu. Zobrazení svahů se sklonem vyšším než 30°. Lineamenty vymezeny jako spojnice alespoň dvou oblastí se sklonem svahů větším než 30° stejného směru (podle: Jedlička a Mentlík 2003).
- *Analýza orientace svahů*: vytvoření gridu orientace svahů ke světovým stranám. Lineamenty tvořeny svahy se stejnosměrnou orientací (Jordan et al. 2005). Vizuální interpretace

- *Analýza říční sítě:* lineamenty tvoří přímé úseky vodních toků s délkou větší než 1 km (podle: Jedlička a Mentlík 2003). Pozornost věnována antropogenně ovlivněným úsekům a úsekům meandrujících toků.
- *Interpretace stínového modelu:* zobrazení stínové mapy pod azimuty nasvícení 315 a 45°. Vizuální interpretace lineamentů
- *Interpretace 3D modelu:* zobrazení DTM v trojrozměrném modelu, náhled z různých úhlů. Vizuální interpretace lineamentů.
- *Analýza hřbetní soustavy*
- *Analýza údolní soustavy*
- *Analýza výškových profilů vodních toků*

Interpretace byla provedena ve třech časově různých verzích s odstupem 1 měsíc, aby byly potlačeny nepřesnosti související se subjektivním hodnocením (podle: Jelínek 2004) Výstupy byly navzájem porovnány a případné rozdíly přezkoumány. Výsledkem je mapa pravděpodobných zón křehkého porušení horninového masivu (podle: Jedlička a Mentlík 2003), která byla porovnána s údaji získanými při měření směrů puklin a s geologickými mapami (podle: Jordan et al. 2005).

3.3 Dendrogeomorfologická analýza

Pro účely této práce byla využita metoda analýzy letorostů ze vzorků pořízených jádrovým vrtákem, jakožto poměrně rychlá nedestruktivní metoda výzkumu.

K odběru vzorků bylo použito Presslova nebozezu o délce 60 cm. Celkem bylo odebráno 45 vzorků z 21 stromů. Z důvodů podchycení nejstarších událostí byly k účelu analýzy vybrány buky lesní (*Fagus sylvatica*). Tyto stromy byly nejmohutnější (nejstarší) a jevíly největší známky porušení (vychýlení z rovnovážného stavu). Vzorky z 10 stromů byly odebrány na vlastní svahové deformaci v rozsahu jejího předpokládaného vymezení. 6 stromů bylo vybráno v sousedství z důvodů posouzení rozsahu poruchy. 5 kontrolních vzorků bylo odebráno mimo zmiňovanou oblast (viz příloha č. 8). Z každého stromu byly odebrány minimálně dva vzorky. Jeden vývrt byl proveden kolmo na vrstevnici po svahu ve směru naklonění (vzorek C) a druhý kolmo na něj (vzorek B), směrem po vrstevnici. V případě naklonění stromu v jiném směru než po spádnici nebo v případě sledování opačného naklonění byl odebrán vzorek A,

směrem do svahu proti směru naklonění. Odběr vzorků byl proveden v období 10.-18.7.2008.

Před vlastním zpracováním byly vývrty nalepeny na dřevěné lišty, seříznuty a zbrušeny, aby byly zvýrazněny jednotlivé letokruhy. Odečet letokruhů byl proveden pomocí timetablu a programu PAST 4, v kterém byla následně provedena úprava a vyhodnocení růstových křivek.

Z růstových křivek byla vyhodnocena excentricita (E_i) jednotlivých letokruhů pro příslušný rok (i). Numerická hodnota excentricity byla vypočítána podle vzorce navrženého Braamem et al. (1987a) a upraveného pro listnaté stromy. Tento vzorec měl

podobu $E_i = \frac{R_C - R_B}{R_C + R_B}$, případně $E_i = \frac{R_B - R_A}{R_B + R_A}$, kde E_i je excentricita a R šířka

letokruhu v příslušném směru. Letokruhy byly na základě míry excentricity rozděleny do tří kategorií: mírně excentrické (0,1 – 0,3), středně excentrické (0,31 – 0,5) a silně excentrické (více jak 0,5) (podle: Burda 2008). Prostorová a časová proměnlivost svahového pohybu byla hodnocena pomocí indexu aktivity I_i v daném roce (Fantucci a

Sorriso-Valvo 1999). Vzorec má podobu: $I_i = \frac{\sum R_k^i}{\sum A_k^i}$, kde R_k^i je počet stromů

nakloněných v roce i a A_k^i je celkový počet stromů sledovaných v roce i . Jedná se tedy o procentuální vyjádření poškozených stromů z jejich celkového počtu.

Dále byly hodnoceny růstové změny mezi jednotlivými letokruhy, a to jak pomocí růstových křivek, tak pomocí numerického vyjádření poklesu či zvýšení růstu v jednotlivých letech. Posledně jmenované bylo provedeno na základě rozdělení růstových změn do 3 kategorií míry poklesu růstu (S1 40 - 55%, S2 56 – 70% a S3 více jak 70%) a 3 kategorií míry zvýšení růstu (R1 50 - 100%, R2 101 - 200% a R3 více jak 200%) (podle: Burda 2008). Pro toto hodnocení byly použity jen vzorky B, které nejsou ovlivněny tvorbou reakčního dřeva. Výsledně bylo opět použito indexu aktivity I_i v jednotlivých letech. Jelikož však mohou být růstové změny ovlivněny klimaticky, výsledky byly porovnány se standardní chronologií. Standardní křivka byla vytvořena v programu PAST 4 odstraněním trendu z růstové křivky kontrolních stromů (počet 5). Byla provedena dvojitá detrendace pomocí negativní exponenciální funkce (tzv. Korfova křivka) odstraňující růstový trend a pomocí 11-letého klouzavého průměru

odstraňujícího vlivy kompetice (konkurence) (<http://botanika.bf.jcu.cz/>). Výsledné křivky byly nakonec zprůměrovány.

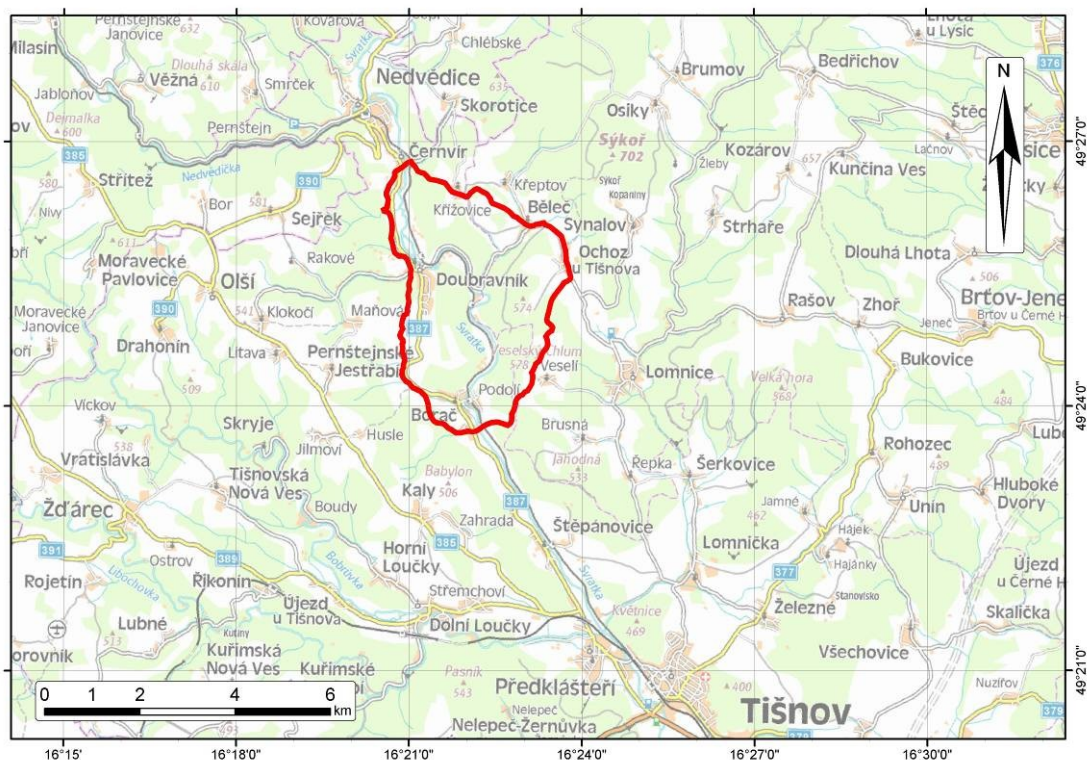
Pro každý vzorkovaný strom byly dále získány údaje o jeho pozici v rámci poruchy, o morfologii kmene a jeho poruchách, byl zaznamenán průměr stromu, pozice jádra a informace o sousedních stromech (podle: Bollschweiler 2007). Nepřirozené růstové vlastnosti mohou být totiž ovlivněny dalšími negeomorfologickými příčinami, jako jsou nárazy větru, nestejněměrná distribuce vlhkosti a živin, nerovnoměrně vyvinuté kořeny či epizody přemnožení škodlivého hmyzu. Většina těchto příčin však nemá za následek růst rozpoznatelného reakčního dřeva (Braam et al. 1987b).

4 FYZICKO-GEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMÍ

(poznámka: V celé práci budou uváděny místní názvy, vyjma názvu obcí, kurzívou. Lokalizace těchto názvů je zobrazena v příloze č.1 v topografické mapě)

4.1 Vymezení zájmového území

Zájmové území o rozloze 14,4 km² se nachází na východním okraji Českomoravské vrchoviny na středním toku Svatky mezi obcemi Černvín a Borač. Území v širším okolí studované svahové deformace je vymezeno pomocí přirozených hranic tak aby zahrnovalo zakleslý meandr mezi obcí Doubravník a obcí Borač. Východní hranice se táhne po rozvodnici od obce Borač přes vrcholy *Údolí* a *Veselský Chlum* k obci Ochoz u Tišnova, odtud dále údolím jednoho z přítoků Křeptovského potoka do obce Běleč. Severní hranici tvoří spojnice obcí Běleč, Křížovice a Černvín táhnoucí se po hřbetnicích. Západní hranice mezi obcemi Černvín a Doubravník vede po hranici nivy řeky Svatky. Z Doubravníku do Borače je hranice vedena po hřbetnicích přes *Propadlí* a dále údolím Boračského potoka, tak aby území zahrnovalo pravděpodobně opuštěné údolí řeky Svatky (Vosyka 1979, Demek et al. 1987). Osou území je meandr hluboce zaříznutého průlomového údolí řeky Svatky (Veselý 1983).



4-1 Vymezení a lokalizace zájmového území (zdroj podkladu: AOPK)

4.2 Geologické poměry

Do zájmového území zasahují dvě regionálně geologické jednotky Českého masivu (Chlupáč a Štorch 1992).

a) *moravskoslezská oblast* (moravosilesikum), v níž se vyčleňuje na území zasahující komplex moravika (moravské krystalinikum).

b) *kutnohorsko-svratecká oblast* (někdy řazena jako součást oblasti moldanubické). V ní se dále vyčleňuje svratecké krystalinikum, které do území zasahuje z východu.

Současná představa o geologickém vývoji oblasti vychází zejména z představ Suesse (1912) a Jaroše a Mísaře (1965, 1974, 1976), které reprezentují tradiční příkrovovou ideu. Podle této teorie jsou proterozoický granitoid (brunovistulikum) se zbytky pláště a sedimenty devonu autochtonním jádrem, na které se v průběhu variské orogeneze nasunul nejprve morávní a následně moldanubický příkrov společně s příkrovy svrateckého krystalinika.

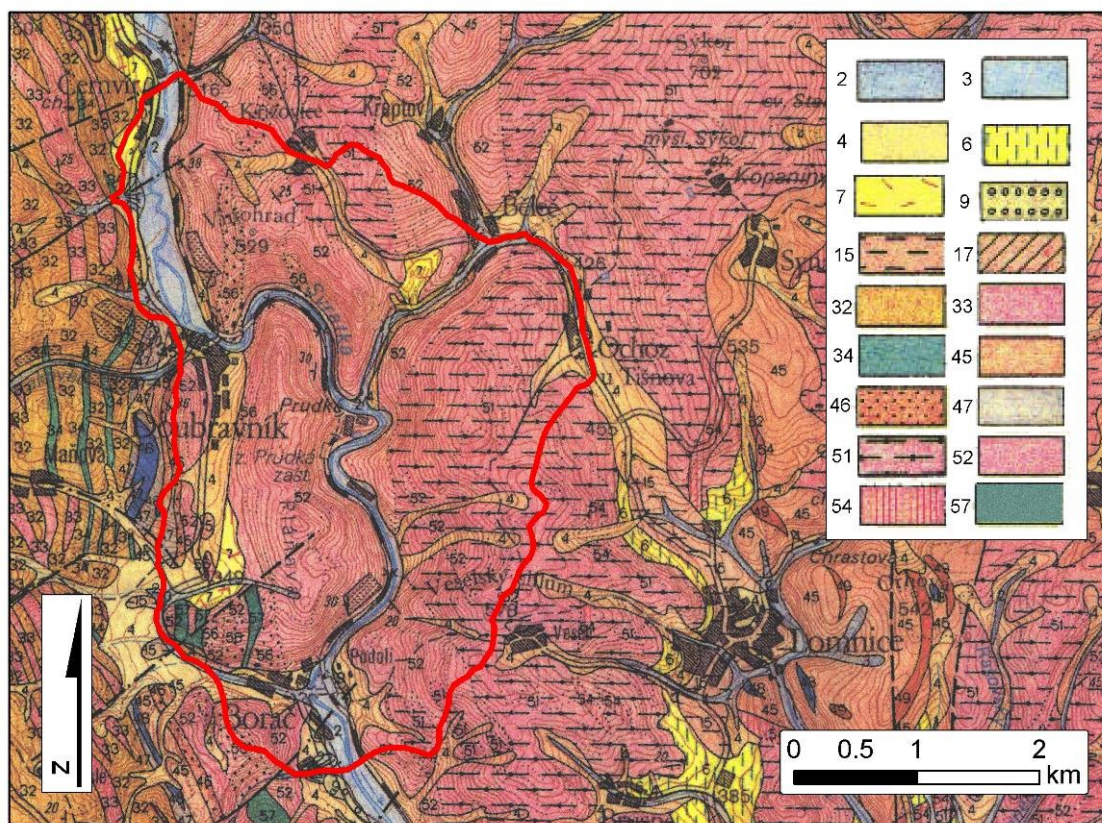
4.2.1 Moravikum svratecké klenby

Moravikum je v zájmové oblasti prezentováno svrateckou klenbou. Jedná se o alochtonní celek, který byl při variské orogenezi nasunut (spolu s východní částí moldanubika a kutnohorsko-svratecké oblasti) na autochtonní jádra tvořená jednotkou brunovistulika. Svratecká klenba dnes vystupuje z podloží příkrovů v podobě tektonického okna.

Ve svratecké klenbě se z geologického hlediska vyčleňují parautochtonní jednotka tišnovské brunnidy, ležící v jádru klenby, a morávní příkrovy. Morávní příkrovy, přesunuté podél dřínovského nasunutí, jsou dále členěny na skupinu Bílého potoka, bítešskou skupinu a olešnickou skupinu (Jaroš, Misař 1976).

Horniny nejspodnější **skupiny Bílého potoka** (dříve nazývaná „vnitřní fylity“) se v zájmovém území nevyskytují (geologická mapa ČR, 24-12 Boskovice, 1991).

Skupina bítešská ležící v nadloží má na území největší zastoupení. Její výchozy se vyskytují na řešeném území na západ od Svratky. Na východním břehu se vyskytují na *Pláňavě* uvnitř meandru Svratky a dále na svazích *Záhoří* jihozápadně od Borače (viz geologická mapa, obr. 4-2). Hlavní horninou této skupiny je bítešská ortorula, litologicky proměnlivá, převážně však středně zrnitá hornina s dobře vyvinutou foliací a deskovitou odlučností. Je pro ní charakteristická tzv. okatá stavba, způsobená přítomností nápadných porfyroklastů (Chlupáč et al. 2002) (obr. 4-3) .



4-2 Geologická mapa zájmového území

poznámky: **holocén** 2 – fluviální, písčito-hlinité sedimenty, 3 – deluviofluviální písčito-hlinité sedimenty, 4 – deluviální hlinito-písčité sedimenty, **pleistocén** 6 – spraše, 7 – sprašové hlíny místy s úlomky hornin, 9 – fluviální písčité štěrky (würm), **terciér** 15 – mořské vápnité jíly, 17 – lithothamniové vápence, **mezozoikum (křída)** 18 – prachovce, pískovce slínovce, **proterozoikum (svratecké krystalinikum)** 32 – dvojslídne svory, 33 – dvojslídne pokročilé migmatity a ortoruly, 34 – amfibolity, (**moravikum, olešnická skupina**) 45 – drobnozrnné biotitické a biotitkomuskovitické pararuly, 46 – dvojslídne svory, 47 – svory až fylity, (**moravikum, bítešská skupina**) 51 – porfyroblastické a sericiticko-biotitické ruly, 52 – dvojslídne ruly, často porfyroblastické, 54 – leukokrátne ruly, 57 – amfibolity. (zdroj: ÚÚG 1991)



4-3 Bítešská rula (foto: autor)

Bítešská rula zahrnuje různé typy ortorul (metamorfované granitoidy nebo syntektonické intruze) s vloženými tělesy amfibolitů a ojedinělých karbonátů, vždy silně postižených tlakem – mylonitizací a kataklasou (Chlupáč et al. 2002). Radiometrická měření vykazují značný rozptyl hodnot v závislosti na použitých

metodách, avšak podle nových věrohodných údajů spadá intruze protolitu ruly do doby kolem 590 milionu let před současností (Friedl et al. 1998).

Největší zastoupení mají dvojslídne, vzácněji biotitické ruly, často porfyroblastické. Ty se také vyskytují v místě řešené svahové poruchy. Výrazný výskyt mají dále porfyroblastické muskovitické a sericiticko muskovitické ruly. Ty se vyskytují zejména na východním břehu Svatky na svazích *Veselského Chlumu* (zde se také velice zřídka vyskytují leukokrátňí ruly) a dále až ke Křeptovskému potoku. Dále místně mezi Křížovicemi a Křeptovem. Lokálně, při západním okraji bítešské skupiny (v nejvyšších úrovních), se vyskytují vložky amfibolitů (geologická mapa ČR, 24-12 Boskovice, 1991).

Olešnická skupina (dříve „vnější fylity“) lemuje z vnějšku skupinu bítešskou. Základními horninami jsou zde biotitické a dvojslídne pararuly, místy s granátem, dále grafitické svory až fylity s polohami krystalických vápenců, kvarcitů a grafitů. Tyto horniny se na území vyskytují v úzkém pruhu (do 500 m), který se táhne jižně od Doubravniku přes *Propadlí*, *Roviny* a dále na *Kaly* (geologická mapa ČR, 24-12 Boskovice, 1991).

4.2.2 Svratecké krystalinikum

Svratecké krystalinikum (dříve Svratecká antiklinála) zasahuje do zájmového území jen okrajově od západu. Jeho hranice vůči moraviku je celkem jasně určena tektonickým stykem s touto jednotkou (Dosoudil 1990). Jednotka je strukturně, litologicky i metamorfne značně různorodá. Její podstatnou částí jsou dvojslídne středně až hrubě lepidoblastické ruly, „migmatity a červené ortoruly“ střídající se s vložkami jemnozrnných rul, vzácněji amfibolitů a ještě řidčeji s vložkami vápenců a erlánů či skarnů. Střídání tzv. „ortorulových“ popř. „migmatitových“ poloh, tak typické pro celé svratecké krystalinikum, je výrazem především primárních litologických rozdílů v původním horninovém souboru sedimentárního, popř. sedimentárně-vulkanického původu. Podle stupně metamorfózy není podstatný rozdíl mezi horninami svrateckého krystalinika a přilehlého moravika (Mísař et al. 1983).

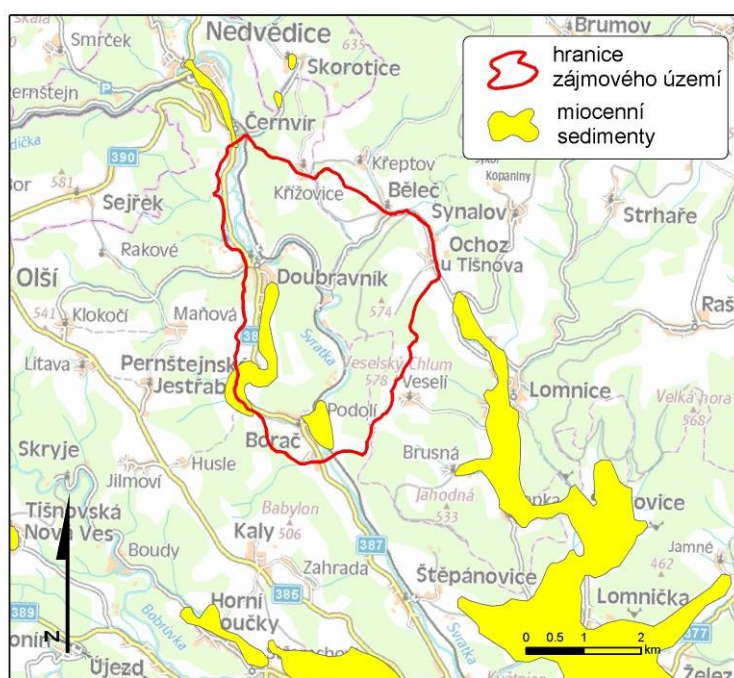
Při západním okraji zájmového území se v rámci jednotky vyskytují dvojslídne svory s granátem, dvojslídne pokročilé migmatity a ortoruly (geologická mapa ČR, 24-12 Boskovice, 1991).

4.2.3 Pokryvné útvary

Neogén (miocén)

Na území byly na několika místech vymapovány sedimenty neogenního moře, které sem zasahovalo údolními z jihu od Tišnova. Jejich hrubý rozsah je vymapován v geologické mapě ČSSR 1:200 000, list Brno (ÚÚG 1969) (viz obr. 4-4).

Neogenní sedimenty vyplňují nepravidelné deprese. Na lokalitě se vyskytují na třech místech. V Bělečské kotlině a jejím pokračování na Lomnici, kde dosahují největších mocností, dle indicií geofyziky až 80 m (Synek a Čeleda 1985). Druhou lokalitou jejich výskytu je deprese v oblasti jižně od Doubravniku - *V Propadlí, Niva, Pod Pláňavou* a třetí leží v údolí řeky Svatky u obce Borač. Jedná se o sedimenty spodního badenu, mořské tégly – jíly, písčité slíny a písky (Vosyka 1979, Hruška 1991). Tyto sedimenty jsou však povětšinou překryty kvartérními uloženinami (Papoušek 1987). Blíže o neogenních sedimentech a jejich výskytu hovoří kapitola 5.1.4.



4-4 Rozšíření miocenních sedimentů
(zdroj: Geologická mapa ČSSR 1:200 000, list M-33-XXIX Brno)

Kvartér

Kvartérní sedimenty jsou v zájmovém území poměrně dobře vyvinuté. Jejich pozice a vývoj jsou úzce spjaty s geomorfologickými podmínkami oblasti (Dosoudil

1990). Kvartérní pokryv je reprezentován především akumulacemi svahovými, v menší míře se vyskytují fluviální nánosy a sprašové hlíny (Papoušek 1977).

Pleistocenní sedimenty jsou na území zastoupeny eolicko-deluviálními sedimenty a to sprašovými hlínami, které se objevují hlavně na S až Z svazích (Sysel 1962). V největších mocnostech se vyskytují na pravém (západním) břehu Svatky v obci Černvír, kde dosahují hloubky až 18 m. Tyto hlíny byly v dřívější době těženy v místní cihelně (Papoušek 1977). Dále se sprašové hlíny vyskytují na svazích erozní rýhy cca 0,5 km západně od obce Běleč a na málo sklonitém terénu *V propadlí*. Zde byly zachyceny i zbytky sprašové závěje (Černý 1983), většího výskytu sprašové pokryvy dosahují vně území u obce Lomnice (geologická mapa ČR, 24-12 Boskovice, 1991).

Na rozhraní pleistocénu a holocénu vznikaly deluviální hlinitopísčité případně hlinité sedimenty, které lemují koryta menších toků a erozní rýhy. Největší rozsah mají u obce Ochoz u Tišnova, na *Rovinách* a *V propadlí* a podél erozního koryta toku směřujícího z *Propadlí* k obci Doubravník (geologická mapa ČR, 24-12 Boskovice, 1991).

Holocenní fluviální hlinité až písčito-hlinité sedimenty jsou pak charakteristické pro údolní nivy. U Svatky zejména v širších úsecích nivy, v meandrech mezi Černvirem a Doubravníkem a pod obcí Borač, dále pak u Křeptovského a Boračského potoka (Pacák 1989, geologická mapa ČR, 24-12 Boskovice, 1991). Mocnost aluvií podle odhadu nepřesahuje 5 m. Rozsah v nejširších místech údolí dosahuje až 300 m. Fluviální sedimenty řeky Svatky do hloubky přecházejí až do štěrků a balvanitých štěrků (Papoušek 1980). V užších částech údolí mezi Doubravníkem a Boračí převažuje štěrková složka nad složkou písčitou (Kliment 1985). Zbytky říčních teras řeky Svatky se vyskytují na pravém břehu v obci Doubravník a v obci Černvír (geologická mapa ČR, 24-12 Boskovice, 1991) a pravděpodobně také v meandru *Prudké*, kde je reliéf v místním rekreačním středisku značně antropogenně ovlivněn a byly zde v podloží zachyceny štěrkopísky a štěrky s jílem (Kliment 1985). Blíže k říčním terasám v kapitole 6.4.2.

Na svazích se vyskytuje vedle eluvií množství deluviálních svahových sedimentů různé zrnitosti (kamenné proudy, kamenité a hlinito-kamenité sutě a svahové hlíny). Jejich mocnosti dosahují až několik metrů (Chybová 1980, Hruška 1991). V Bělečské kotlině například dosahují hloubky až 9 m (Papoušek 1987). Jejich vývoj podporuje místně silné zvětrání hrubozrnných rul způsobené zřejmě fyzikálně –

chemickými vlivy. Pod výchozy, které jsou postiženy puklinami o frekvenci 0,5 – 1 m vznikají balvanité až blokové sutě (Dvořák et al. 1986). Na skalnatých výchozech dochází k odlomu podle odlučných ploch tvořených systémem puklin a k rozpadu na menší bloky. Dochází tak ke skalnímu řícení či sjíždění po plochách dělitelnosti a hromadění kamenité sutě. Sutě přecházejí pozvolna zmenšováním velikosti úlomků do svahových hlín s menšími úlomky horniny, které pokrývají úzké pruhy na úpatích svahů (Puda 1967, Pacák 1989). Místy jsou v eluviích na svazích patrný projevy soliflukce a hákování vrstev. Eluvia bývají silně zahliněná (Černý 1983).

4.3 Geomorfologické poměry

Zájmové území spadá podle regionálně geomorfologického členění do podcelku Nedvědícká vrchovina, který se vyčleňuje z celku Hornosvratecké vrchoviny. Systém zařazení je následující:

Systém:	<u>HERCYNSKÝ</u>
Provincie:	ČESKÁ VYSOČINA
Soustava (subprovincie):	<u>ČESKO-MORAVSKÁ</u>
Podsoustava (oblast):	ČESKOMORAVSKÁ VRCHOVINA
Celek:	Hornosvratecká vrchovina
Podcelek:	<u>Nedvědícká vrchovina</u>

Podle Demka (1987) hranice geomorfologického členění prochází po západním omezení zájmové oblasti a celé území tak spadá do okrsku Sýkořská hornatina.

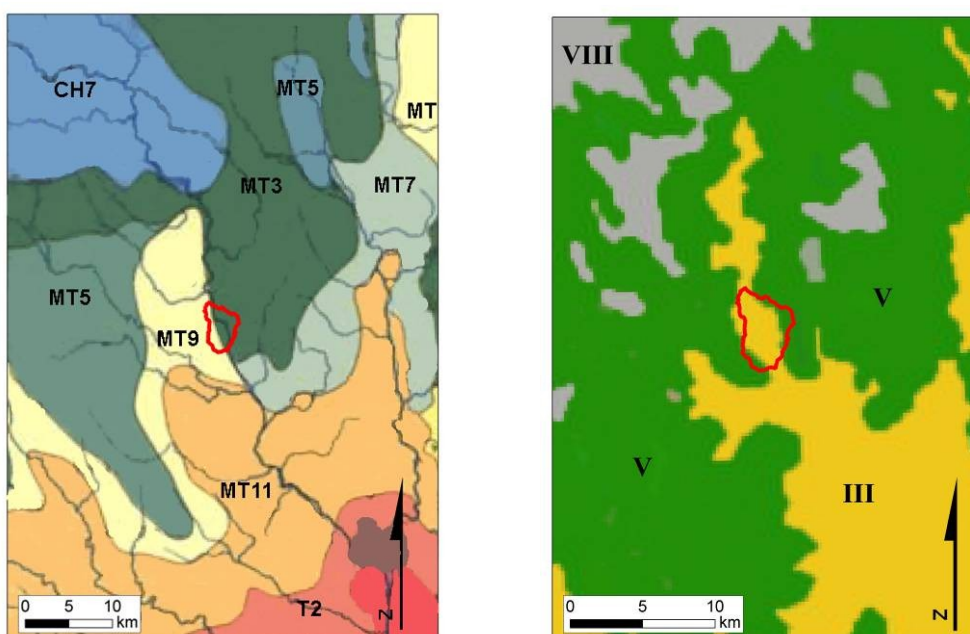
Sýkořská hornatina je rozsáhlá horská klenba s plochým středem a okraji rozřezanými hlubokými údolími Svatky a Svitavy. Je složená hlavně z bitešské ortoruly (viz geologické poměry). V okrajových údolích se vyskytují mořské miocenní usazeniny. Mezi obcí Borač a Nedvědice se nachází opuštěné předmiocenní údolí (Demek 1987). Svatka v současné době protéká hluboko zařízlými meandry pod *Sokolí skálou*. Nejvyšším bodem hornatiny je *Sýkoř* (702 m n.m.), na zájmovém území jsou pak nejvyššími vrcholy *Veselský chlum* (578 m n.m.) a *Hrušín* (574 m n.m.). Nejnižším bodem zájmového území je údolí řeky Svatky s nadmořskou výškou 275 m n. m. v obci Borač. Průměrná výška území se pohybuje mezi 400 – 450 m n.m. Poměrně zaoblený reliéf je prořezán výraznými hlubokými údolími toků, z nichž nejvýraznější je údolí Svatky. V některých místech činí výškový rozdíl mezi hladinou řeky a hranou okolních svahů téměř 200 m. Na převážně zalesněných svazích se vyskytuje množství kryogenních tvarů (Demek 1987): izolované skály, mrazové sruby, kryoplanační terasy, kamenné proudy a jiné kryogenní akumulace (Demek, Novák 1992). Ve vrcholových plochých partiích se nacházejí pastviny a místy sady, které jsou lemovány množstvím antropogenních teras.

4.4 Klimatické poměry

Údolí Svatky tvoří dle Quitta (1971) na studovaném území hranici mezi dvěmi mírně teplými klimatickými oblastmi MT9 na západě a MT3 na východě (viz obr. 4-5).

Oblast MT3 je charakteristická krátkým mírně chladným suchým až mírně suchým létem. Přejídné období normální až dlouhé s mírným jarem a mírným podzimem. Zima normálně dlouhá, mírná až mírně chladná, suchá až mírně suchá s normálním až krátkým trváním sněžové pokrývky. Tato oblast zasahuje do území od severu a je ovlivněna chladnějším klimatem Českomoravské vrchoviny. Výběžek oblasti MT 9 zasahuje od jihu podél údolí Svatky. Tato oblast je charakteristická delším a teplejším létem, kratším přejídným obdobím, kratší zimou a kratším trváním sněžové pokrývky.

Podle novější klimatické regionalizace dle Moravce a Votýpky (1998) studovaná oblast spadá do třídy V, s tím že údolím Svatky vyklíňuje teplejší a sušší třída III (viz obr. 4-6).



4-5 Klimatické oblasti podle Quitta (1971)

4-6 Klimatické oblasti podle Moravce a Votýpky (1998)

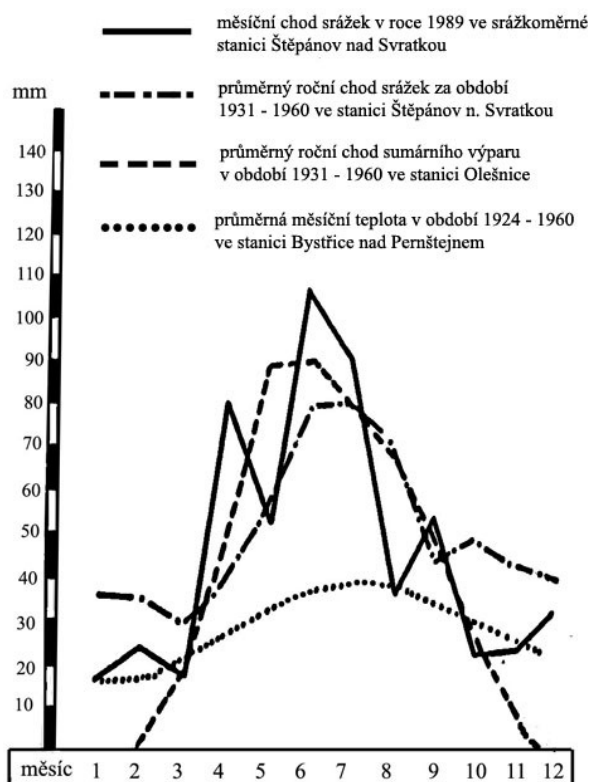
V Nedvědicke vrchovině začíná období s průměrnou denní teplotou 0 °C a nižší v průměru 27. listopadu. Velké vegetační období charakterizované průměrnými teplotami nad 5 °C začíná 2. až 5. dubna. Malé vegetační období s denními průměry 10 °C a vyššími začíná v první polovině května a končí od poloviny do konce září. Období s průměrnou teplotou 15° a vyšší začíná v průměru 8. června. Srážkové úhrny v oblasti jsou obecně nízké, ovlivněné srážkovým stínem Českomoravské vrchoviny. (Bystřice nad Pernštejnem vykazuje o 100 mm méně srážek než by odpovídalo její nadmořské výšce) (Quitt 1984). Roční průměr úhrnných srážek za období 1951 - 1980 v nejbližší srážkoměrné stanici, ve Štěpánově nad Svatkou, činí 592 mm, z toho na vegetační

období připadá 368 mm, tj. cca 62 % veškerých spadlých srážek (viz obr. 4-7) (Kučera 1990).

	letD	HVO	MD	LD	t I	t VII	t IV	t X	s ≥1 mm	s VO	s VZ	sp	o > 0,8	o < 0,2
MT3	20 - 30	120 - 140	130 - 160	40 - 50	-3 - -4	16 - 17	6 - 7	6 - 7	110 - 120	350 - 450	250 - 300	60 - 100	120 - 150	40 - 50
MT9	40 - 50	140 - 160	110 - 130	30 - 40	-3 - -4	17 - 18	6 - 7	7 - 8	100 - 120	400 - 450	250 - 300	60 - 80	120 - 150	40 - 50

Tabulka 4-1 Charakteristiky klimatických oblastí (zdroj: Quitt 1971)

pozn.: letD - letní dny, HVO - dny s teplotou alespoň 10°C, MD - mrazové dny, LD - ledové dny, t I - teplota v lednu, t VII - teplota v červenci, t IV - teplota v dubnu, t X - teplota v říjnu, s ≥1 mm - dny se srážkami alespoň 1 mm, s VO - srážkový úhrn ve vegetačním období, s VZ - srážkový úhrn v zimním období, sp - dny se sněhovou pokrývkou, o > 0,8 - dny zatažené, o < 0,2 - dny jasné



4-7 – průměrný roční chod srážek, teplot a výparu ze stanic Štěpánov, Bystřice nad Pernštejnem a Olešnice (převzato z: Kučera 1990)

4.5 Hydrologické a hydrogeologické poměry

Hlavním vodním tokem sledovaného území je řeka Svratka. Svratka pramení na jihozápadním úbočí Žákovy hory z výtoku tzv. „Černého bahna“ ve výšce 780 m n.m. Na zájmové území vstupuje v obci Černvír při vyústění Skorotického potoka na svém 92,2 říčním km a opouští ho pod obcí Borač při vyústění Boračského potoka na 84,1

říčním km. V úseku mezi obcemi Černvír a Doubravník je koryto řeky Svatky neupravené a mělké s ostrými meandry. U obce Doubravník se říční údolí zužuje a koryto řeky se rozděluje do dvou rovnocenných ramen, mezi nimiž se vytvořil ostrov. V místě spojení ramen je zaústěn pravobřežní přítok Rakovec (90,4 km). Pod Doubravnicem řeka protéká úzkým údolím se zalesněnými svahy ostrými meandry. V 88 km je zaústěn levobřežní přítok Křeptovský potok. V meandru u papíren v Prudké řeka protéká nejužším průtočným profilem na celém středním toku. Dále tok pokračuje úzkým údolím, které opouští v obci Borač, kde se údolí i koryto toku rozšiřuje a vlévá se do široké nivy. Hladina toku je v několika místech vzdouvána nízkými jezy pro náhony (Studie protipovodňových opatření na území Jihomoravského kraje, 2007).

Hydrologické charakteristiky řeky Svatky v měrné stanici Veverská Bítýška jsou uvedeny v tabulkách 4-2 a 4-3. Charakteristika nejvýznamnějších přítoků viz tab. 4-4.

Velikost povodí	1483,96 km ²
Průměrná roční srážka	690 mm
Roční odtokové množství (průměr)	269,3 mil. m ³
Průměrný průtok	8.4 m ³ s ⁻¹

Tabulka 4-2 Hydrologické údaje řeky Svatky v měrné stanici Veverská Bítýška
(zdroj: Hlaváčová, 2006)

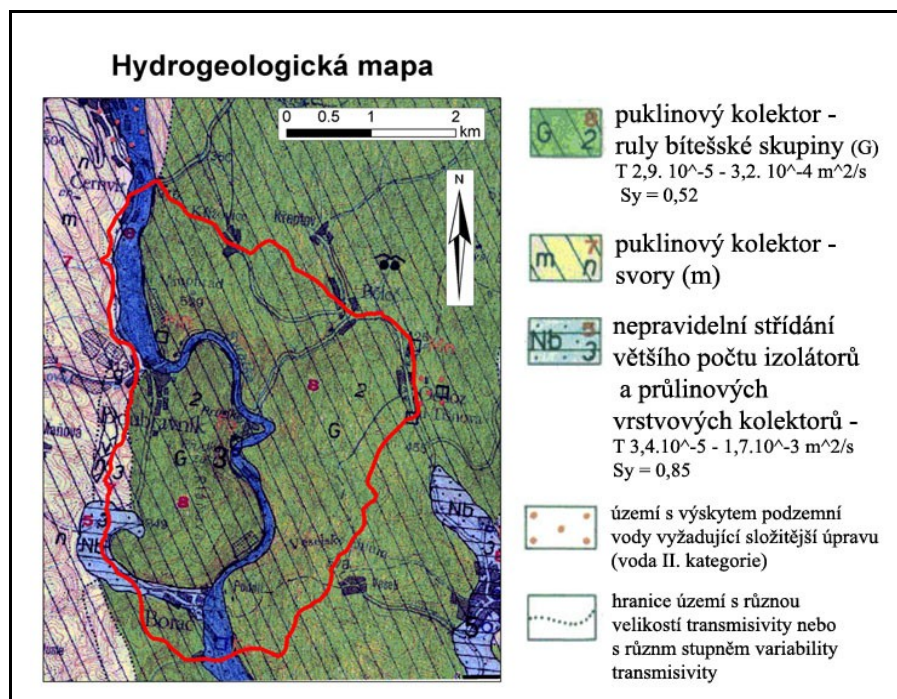
Q_N (N-letý průtok) m³s⁻¹				
Q₁	Q₅	Q₁₀	Q₅₀	Q₁₀₀
102	185	224	321	365

Tabulka 4-3 N-leté průtoky pro stanici Veverská Bítýška
(zdroj: N-leté průtoky, ČHMÚ, <http://www.chmi.cz/hydro/opv/index.html>)

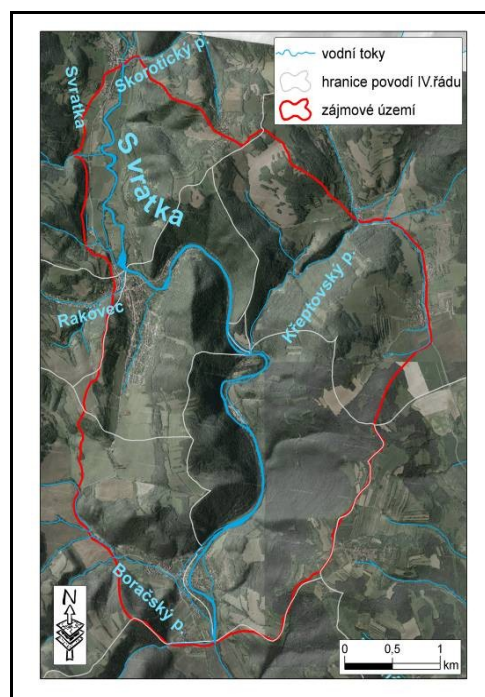
	řád toku	plocha povodí (km²)	délka údolí (km)	charakteristik a povodí P/L²	břeh přítoku
Rakovec	VII	8,213	5,2	0,3	pravý
Křeptovský potok	VII	11,466	5,5	0,38	levý
Boračský potok	VII	6,887	4,1	0,41	pravý

Tabulka 4-4 Charakteristiky přítoků Svatky
(zdroj: Zidek, 1967)

Z hydrogeologického hlediska krystalinické horniny nevytvářejí v zájmovém území příznivé podmínky pro vsak, akumulaci a oběh podzemní vody. Pohyb podzemní vody je v nich vázán na puklinový oběh většinou v místech tektonických linií, podél nichž bývají horniny porušeny do značných hloubek. Navíc tyto linie mohou být cestami přirozené drenáže puklinových vod ze širšího okolí (Kučera 1990).



4-8 Hydrogeologická mapa zájmového území (zdroj ČGÚ 2000)



4-9 Mapa říční sítě

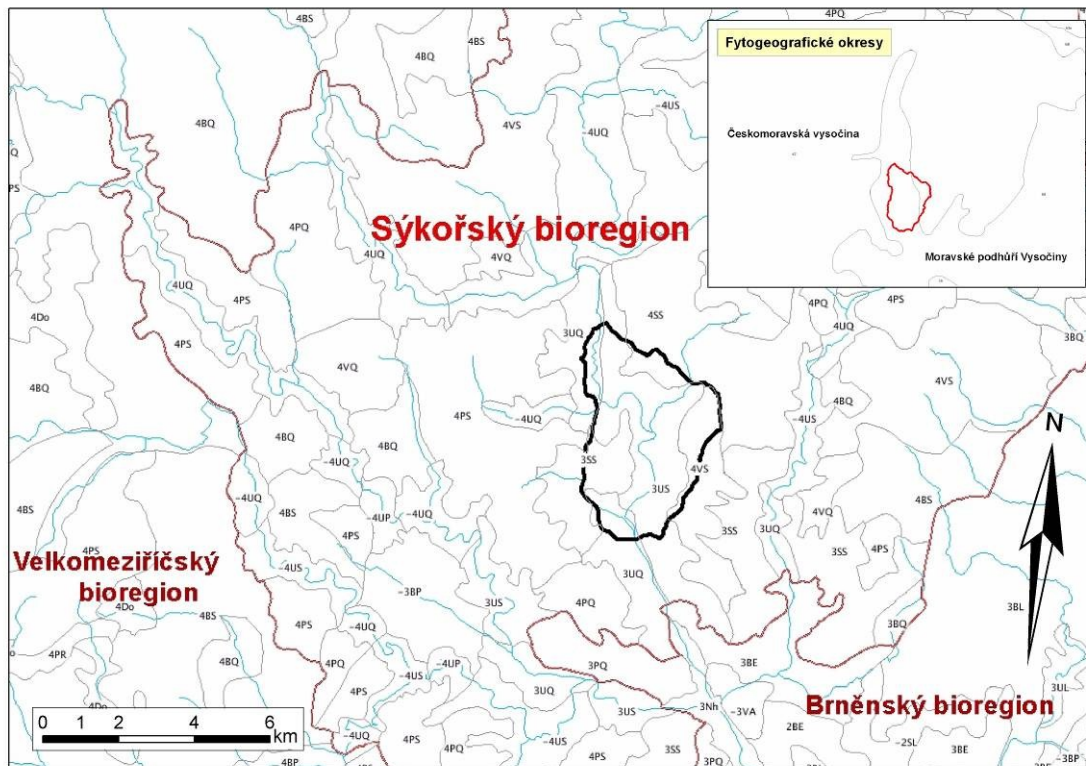
4.6 Pedologické poměry

Matečnými horninami půd v zájmovém území jsou ve velké většině svahoviny rul moravika svratecké klenby. Vzhledem k tomuto půdotvornému substrátu a členitosti reliéfu se v této lokalitě vytvořily různé typy kambizemí, které jsou zde převládajícím typem půd (Culek 1996). Největší část území, ležící na západ od Svatky, je pokryta kambizemí ve varietě mezobazické, místy i slabě oglejené. V méně svažitéch a

hospodářsky využívaných polohách Pod *Pláňavou* se vyskytuje subtyp kambizemě modální. Na sklonitých svazích podél říčního údolí Svratky se nalézají polohy kambizemě dystrické, které na místech většího výskytu sutí přecházejí v kambizemě rankerové až rankery. Kambizemě oglejené jsou vázány na úzký pás mezi *Pláňavou* a Doubravíkem, kde se vyvinuly na deluviálních hlinito-písčitých sedimentech. Na těchto sedimentech se místy (Ochoz u Tišnova) vytvořily i pseudogleje. Na místech s menším sklonem a výskytem sprašových hlín se objevují hnědozemě (Culek 1996), zde oglejené (u obce Běleč a *V propadli*). V nivě řeky Svratky se vyskytují fluvizemě, nejčastěji glejové, u Černvíru modální, v údolí Křeptovského potoka to pak fluvické gleje (viz půdní mapa – příloha 2).

4.7 Biogeografické poměry

Dle biogeografického členění (Culek et al. 1996) spadá zájmové území do Sýkořského bioregionu. Bioregion se rozkládá v Moravském mezofytiku ve východní části fyto geografického okresu Českomoravská vrchovina a v severních výběžcích okresu Moravské podhůří Vysočiny (oba zasahují do zájmového území, viz obr.4-10) (Skalický 1988).

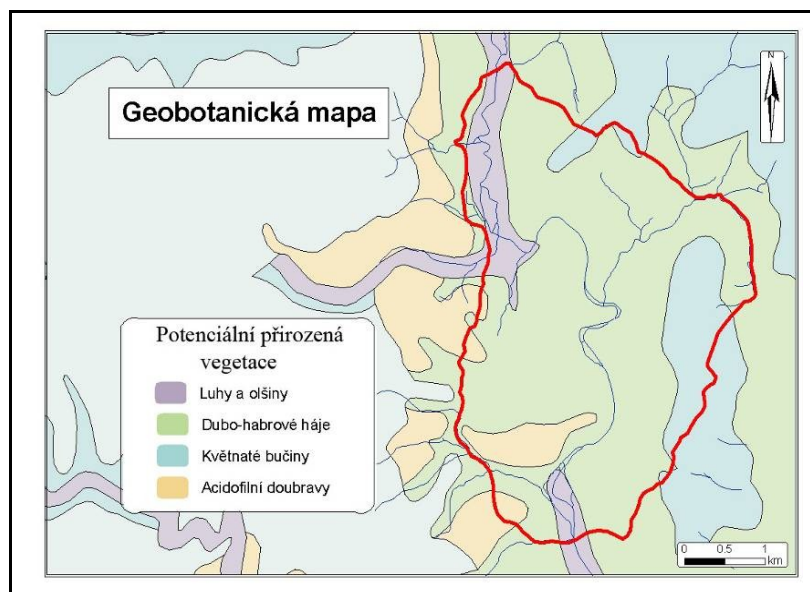


4-10 Biogeografické členění oblasti (zdroj: Culek et al. 1996)

Pozn.: v pravém horním rohu fytogeografické členění (zdroj: Skalický 1988)

biochory: 3SS – svahy na kyselých metamorfitech, 3US – výrazná údolí v kyselých metamorfitech, 3UQ – výrazná údolí v pestrých metamorfitech, 4US vrchoviny na kyselých metamorfitech, 4SS – svahy na kyselých metamorfitech

Pro území je typické střídání 3. a 4. vegetačního stupně. Potenciální přirozená vegetace (viz geobotanická mapa, obr. č. 4-11) je na území zastoupená zejména dubohabrovými háji (*Melampyro nemorosi-Carpinetum*), které vyklišňují údolím Svratky. Po západním okraji se vyskytují ostrůvkovité plochy acidofilních doubrav (*Genisto germanicae-Quercion*), vyšší polohy zaujímají květnaté bučiny (*Dentario enneaphylli-Fagetum*) a polohy v širších údolních úsecích řeky Svratky zaujímají luhy a olšiny (Neuhäuslová et al. 1997).



4-11 Geobotanická mapa (zdroj: AOPK ČR)

V převažujících kulturních smrčínách jsou dosud hojnější menší celky bučin a suťových lesů, typická je travnatá lada. Flora sýkořského bioregionu je dosti bohatá, převládají druhy středoevropských listnatých lesů. Z jihu do regionu zasahuje výskyt teplomilnějších druhů rozmanitého geoelementu. Údolními zářezy pronikají některé méně náročné teplomilné druhy (Culek et al. 1996). Luční a pastvinná vegetace je na území zastoupena společenstvy mezofilních luk, mezofilních luk s oligotrofními druhy a společenstvy suchých luk (Božková 2005).

V území je zastoupena převážně běžná fauna zkulturnělého východního předhůří Českomoravské vrchoviny. Tekoucí vody patří do pstruhového pásma. Svratka náležela původně do lipanového až parmového pásma, po výstavbě údolní nádrže Vír dnes náleží do sekundárního pstruhového až lipanového pásma (Culek et al. 1996).

5 SOUHRN DOSAVADNÍCH VÝZKUMŮ

Tato kapitola má za úkol uceleně prezentovat známá fakta z předešlých výzkumů, která jsou důležitá pro naplnění cílů této práce. Kapitola je rozdělena do tří částí, z nichž první se zabývá vývojem reliéfu v širší oblasti zájmové lokality a další dvě jsou již zaměřeny na lokalitu svahové deformace Běleč. Druhá část se věnuje příčinám poruchy štolového přivaděče a poslední část pak shrnuje fakta o svahových pohybech jakožto možné příčinně havárie.

5.1 Vývoj reliéfu ve studované oblasti

Tato část práce je zaměřená na dosavadní výzkumy provedené v zájmovém území a jejím širším okolí, které jsou důležité k pochopení vývoje reliéfu. Poznatky z této kapitoly byly využity společně s výsledky geomorfologické analýzy k popisu vývoje reliéfu v kapitole 6.5. Prezentovány jsou zejména výsledky výzkumů týkajících se geologické stavby a tektonického vývoje oblasti.

5.1.1 Geologické výzkumy

V celém zájmovém území a v přilehlé oblasti byla provedena řada průzkumných prací. Kromě prací zaměřených na průzkum trasy přivaděče Brněnského oblastního vodovodu (BOV) a dalších prací lokálního významu a dosahu byla převážná část území předmětem mapovacích prací předních českých geologických institucí. Oblast moldanubika, svrateckého krystalinika a moravské svorové zóny byla například zájmovou sférou Uranového průzkumu (Prachař 1973) či vyhledávacího průzkumu pro těžbu kamene (Benedikt 1992).

První výzkumy v širší oblasti řešeného území probíhaly již před více jak 150 lety. Prvním autorem, který předložil ucelený obraz stavby východního okraje Českého masivu byl F.E. Suess, který na základě svých dlouholetých výzkumů poprvé definoval dva základní strukturní celky – moldanubikum a moravikum a dílčí jednotky vnitřní a vnější fylity. Výsledky své práce shrnul ve svém díle „Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes“ (1912), kde přichází s tektonickým řešením kontaktu moldanubika a moravika, a to v příkrovovém pojetí. Dle tohoto pojetí bylo moldanubikum přesunuto jako příkrov přes moravikum a svratecká klenba pak tvoří neúplné tektonické okno (Dosoudil 1990).

Suessova teorie si našla řadu odpůrců. Mezi nimi to byl např. K. Zapletal, který na základě svých široce zaměřených výzkumů představil teorii, podle níž na styku

moldanubika a moravika nedošlo k dalekosáhlému nasunutí za variského vrásnění, ale k předvariskému překocení různých tektonických jednotek (Zapletal 1926, 1935).

Od konce 50. let se pak studiem svratecké klenby zabývali Jaroš a Mísař (1965, 1974). Ti přišli s novým konceptem variského přesunutí morávního příkrovu přes zešupinatělou autochtonní, či paraautochtonní jednotku tišnovských brunnid. Na základě nových poznatků také podávají návrh na nové členění tektonických a litostratigrafických jednotek svratecké klenby moravika, podle něhož se vnitřní fylity označují jako skupina Bílého potoka, bítešská rula jako bítešská skupina a vnější fylity jako olešnická skupina (Jaroš a Mísař 1976).

Přehled dalších starších geologických prací v oblasti lze nalézt např. u Dudka (1958), Dvořáka et al. (1986) či Dosoudila (1990).

5.1.2 Novější koncepty a názory na geologickou stavbu

V dnešní době je sice obecně uznáván fundament Suessovy představy (viz příloha č.3), nynější výzkumy však na základě nově zjištěných okolností směřují k modifikaci starých tektonických konceptů (Mísař 1994, Štípská et al. 2000, Schuman et al. 1991). Vystává tedy několik dosud ne zcela vyřešených otázek. Jak definovat moravikum? Jak a kdy se přesunuly příkrovy? Které horniny jsou alochtonní? Jaká je lokalizace báze příkrovů a násunových ploch? Jaký je směr ve kterém se příkrovy pohybovaly a jak popsat rozdíly v metamorfóze moravika a moldanubika? (Batík 2004).

Alternativní představu nabízí například Batík (2002). V tomto scénáři Batík předpokládá ve svratecké klenbě kadomské stáří deformace a spodnopaleozoickou sedimentaci. V závěrečné fázi variské tektogeneze se moldanubický, již konsolidovaný blok, nejprve strmě nasunul na z. okraj svratecké klenby, deformaci fundamentu pak dokončily převážně ploché připovrchové stříhy. V této představě je tak moravikum prezentováno jako autochtonní celek (viz příloha č.4).

V dnešní době nejvíce uznávanou koncepci vývoje moravika svratecké klenby lze tedy shrnout následovně.

Olešnická skupina byla původně tvořena proterozoickým vulkanosedimentárním komplexem, který byl během kadomského vrásnění metamorfován. K metamorfóze přispělo i granitové magma, z něhož po utuhnutí a následné deformaci vznikla bítešská ortorula. Během variské orogeneze byly oba tyto komplexy přesunuty přes skupinu Bílého potoka, tvořenou slabě metamorfovaným vulkanosedimentárním komplexem spodnopaleozoického až svrchnoproterozoického stáří. Stáří vzniku příkrovové stavby

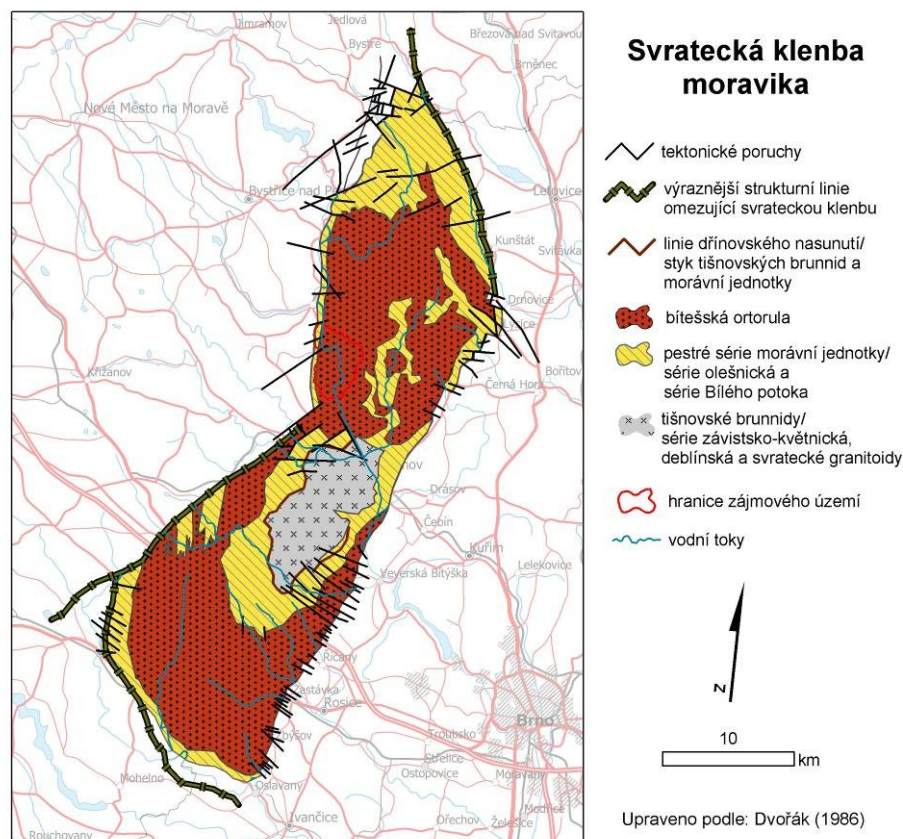
je vymezeno devonem, na který bylo moravikum přesunuto, a svrchním karbonem Boskovické brázdy, který sedimentuje již na zformované moravikum (Müller et al. 2000).

Lokálně hlavně podél západního okraje bítešské skupiny (na zájmovém území) se vyskytují vložky amfibolitů. Pro vysvětlení jejich střídání s bítešskou ortorulou existuje několik teoretických možností. Např. Dvořák et al. (2003) předpokládá, že bazické horniny (z nichž amfibolity vznikaly) pronikaly do prekursoru bítešské ortoruly (granitoidní masiv) podél aplitových žil. Během tektonických pohybů podél moravské střížné zóny pak došlo k deformaci jednoduchým stříhem. Amfibolity se vyskytují v zájmovém území hlavně v okolí Borače.

5.1.3 Tektonika

Zlomová tektonika Českého masivu je výsledkem kadomského a hercynského geotektonického cyklu, přičemž její současný obraz byl dotvářen poslední neotektonickou fází, při které došlo k oživení starých zlomových struktur a ve výjimečných případech i k vytvoření nových zlomových systémů (Balatka et al. 1983).

Moravikum, nacházející se na východním okraji Českého masivu, tvoří tektonicky silně postiženou zónu mezi moldanubikem a brunovistulikem (Maheľ a Malkovský 1984). Hranice svratecké klenby moravika s moldanubikem tvoří na jihozápadě náměšťský zlom, který je na severu ukončen bítešskou dislokací. Ta zasahuje až na zájmové území. Svratecké krystalinikum odděluje tektonická linie (závistký zlom), která probíhá severním směrem z okolí Horních Louček (cca 3 km jižně od Borače) až k tektonickému uzlu u Víru (Mísař 1962). Styk moravika a letovického krystalinika na severovýchodě představuje křetínský zlom, metamorfně a strukturně přepracovaný kontakt. Východní hranice moravika je povrchově určena zlomově modifikovaným západním okrajem boskovické brázdy (Mísař et al. 1983). Tektonická hranice při jižním, západním a severovýchodním okraji svratecké klenby (křetínský přesmyk, svojanovská mylonitová zóna, bítešská a náměšťská dislokace) jsou jednotně označovány jako moravskoslezské zlomové pásmo, představují však soubor dislokací různé povahy, geneze i stáří (Dudek 1960).



5-12 Svratecká klenba moravika

Makrotektonické poměry širší oblasti

Příkrovová a klenbová stavba svratecké klenby je výsledkem variských geotektonických pohybů. Hlavní deformace proběhly ve dvou etapách v období mezi svrchním devonem a stefanem. Ve starší etapě došlo ke vzniku šupinovitě stavby tišnovských brunnid, přes něž byl nasunut příkrov moravika. V mladší etapě vznikla klenba sledující strukturální prvky ve směru SSV – JJZ předchozí etapy (Jaroš a Mísař 1976). Mladší radiální poruchy subparalelní s bítešským zlomem (směr SV - JZ) rozdělily klenbu na jihovýchodní, relativně vyzdviženou část a severozápadní relativně pokleslou část, které byly navzájem vůči sobě horizontálně posunuty. Rovněž většina hraničních zlomů svratecké klenby a okolních jednotek (s výjimkou náměšťské dislokace) patří k mladší radiální tektonice (Müller et al. 2000). V období badenu došlo na mnoha zlomech k alpínské remobilizaci, která postihla i zájmové území (Krejčí et al. 2006).

Svratecká klenba má tvar antiklinoria a z petrografického hlediska je charakterizována pestrým střídáním hornin a složitou tektonickou stavbou, zejména

v okolí Tišnova, kde je bítešská ortorula přesunuta spolu s tzv. vnějšími fylity (olešnickou skupinou) přes tzv. vnitřní fylity (skupinu Bílého potoka) (Papoušek 1980). V této oblasti je svratecká antiklinála zúžena bítešskou dislokací a posléze přerušena tišnovským poruchovým pásmem směrem SZ – JV (Dvořák et al. 1986). Stavba klenby je komplikována výraznými tektonickými pochody (Šamalíková a Hašek 1979), v její střední části se nachází výrazná příčná tektonika, která má mimo jiné význam i z hlediska metalogenetického (Dvořák et al. 1986). Příčné prvky rozdělují celou oblast na jednotlivé relativně samostatné kry, přičemž bez nápadných rozdílů postihují svrateckou antiklinálu i přechodní zónu (Puda 1967).

Severně od zájmového území na severním okraji svratecké klenby leží tektonicky intenzivně porušené území, kde se kříží Bystřicko – olešnická tektonická zóna (směr JZ – SV) a zlomový systém Křídelské dislokace (směr Z – V). Navíc se zde stýkají strukturní jednotky svrateckého krystalinika a poličského krystalinika s mylonitovou zónou svojanovskou. Pro tuto oblast je charakteristické intenzivní porušení s četnými poruchovými pásmy (Papoušek 1977). Od této oblasti na jih vede tektonická hranice mezi jižní částí moravské svorové zóny a olešnickou skupinou (vnějšími fylity). Kromě své petrologické pestrosti jsou horniny obou zón v místech tektonického namáhání také značně podrceny (Prachař 1973). Sysel (1962) zde vymapoval dvě příčné poruchy. Severní porucha mezi Ujčovem a Olešnicou je dle Sysla zřejmě spojena s poklesem severní kry. Velikost horizontálního posunu nepřesahuje 50 m. Většího charakteru je porucha jižní, mezi Bořínovem a Nedvědicemi. Horizontální složka posunu se nejmarkantněji projevuje na rozšíření bítešské ortoruly a pohybuje se kolem 350 m (Sysel 1962). Tektonické poruchy a pásma jsou dle Šamalíkové a Haška (1979) v této oblasti vyvinuta výrazněji než v tělese bítešské ortoruly, která je dle jejich názoru kompaktnější a příčné poruchy v ní spíše vyznívají respektive nejsou tak výrazné.

Dle Papouška (1977) se horniny v trase štolového úseku přivaděče BOV (zhruba od Doubravníku na jih) obecně jeví celistvější a méně tektonicky porušené než v severnější části mezi Vírem a Doubravníkem, a to nejen v tělese bítešské ortoruly, ale i v horninách olešnické skupiny (vnější fylity). Výjimku však tvoří okolí některých dislokací, které byly zjištěny provedenými vrty, geofyzikálním měřením a mapováním v rámci inženýrskogeologického zhodnocení trasy přivaděče BOV (přílohy č. 5 a 6).

Z interpretace geofyzikálních měření prezentovaných Šamalíkovou a Haškem (1979) vyplývá, že hlavní směry oslabených pásem v zájmovém území probíhají ve

směrech SV – JZ, resp. SSV – JJZ, tj. ve směru kosém na průběh tektonické linie oddělující svratecké krystalinikum od svratecké klenby moravika. Stejný výsledek přinesly i geologické mapování a průzkumné práce (Papoušek 1977 a 1979). Podobně hovoří i závěry Pudy (1967), podle kterého příčné pukliny a zlomy svírají se směrem vrstev nejčastěji úhel 60- 90° tj. probíhají ve směru SSV – JJZ až SV – JZ (směr vrstev je SZ – JV).

Zmíněné diagonální poruchy dislokují směrné struktury s amplitudou posunu až několik desítek metrů (Benedikt 1992).

Kromě hlavních tektonických linií, které se morfologicky projevují v reliéfu, byly popsány i další méně výrazné oslabené zóny. Tektonické poruchy i puklinová pásma mají rozdílné mocnosti. Jedná se pravděpodobně o poměrně úzké a strmé poruchy, jejichž vlivem dochází k porušení masivu v místech jejich průběhu do cca 80 – 100 m (Šamalíková a Hašek 1979). Na těchto dislokacích je založena většina drobných údolí pravostranných přítoků Svatky (Papoušek 1977). Jak uvádí Puda (1967), nastávaly po nich často pohyby a v tomto případě hrály úlohu příčných dislokací, velmi častých a typických pro širší oblast zájmového území.

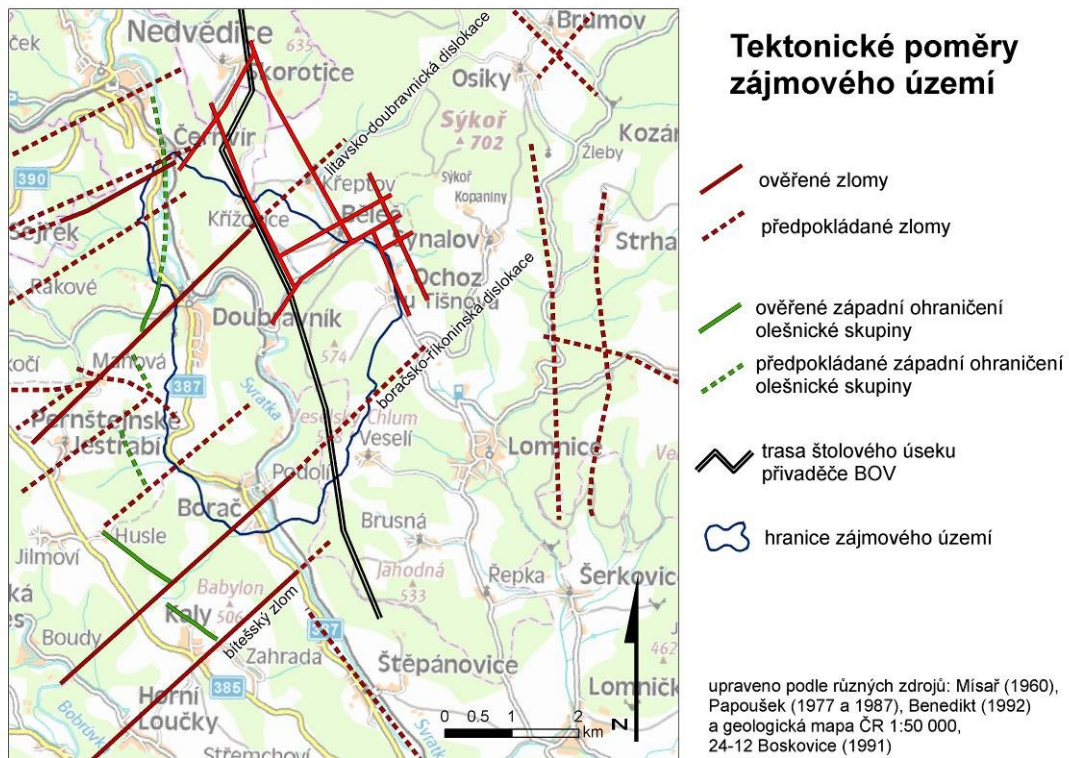
Makrotektonické poměry na zájmovém území

Nejvýraznějšími dislokacemi zasahujícími na zájmové území jsou litavsko-doubravnická dislokace, boračko-říkonínská dislokace a především bítešský zlom. Všechny tyto dislokace mají směr SV – JZ až SSV – JJZ (viz mapa 5-2).

Litavsko-doubravnická dislokace probíhá zhruba po linii Litava, respektive Pernštejnské Jestřábí – Doubravník – Křeptov. Tato dislokace byla zjištěna např. při inženýrskogeologickém mapování Papouškem (1977).

Boračko-říkonínská dislokace probíhá zhruba ve směru Říkonín – Borač a pravděpodobně dále směrem na Veselí (Papoušek 1979, 1980, Benedikt 1992).

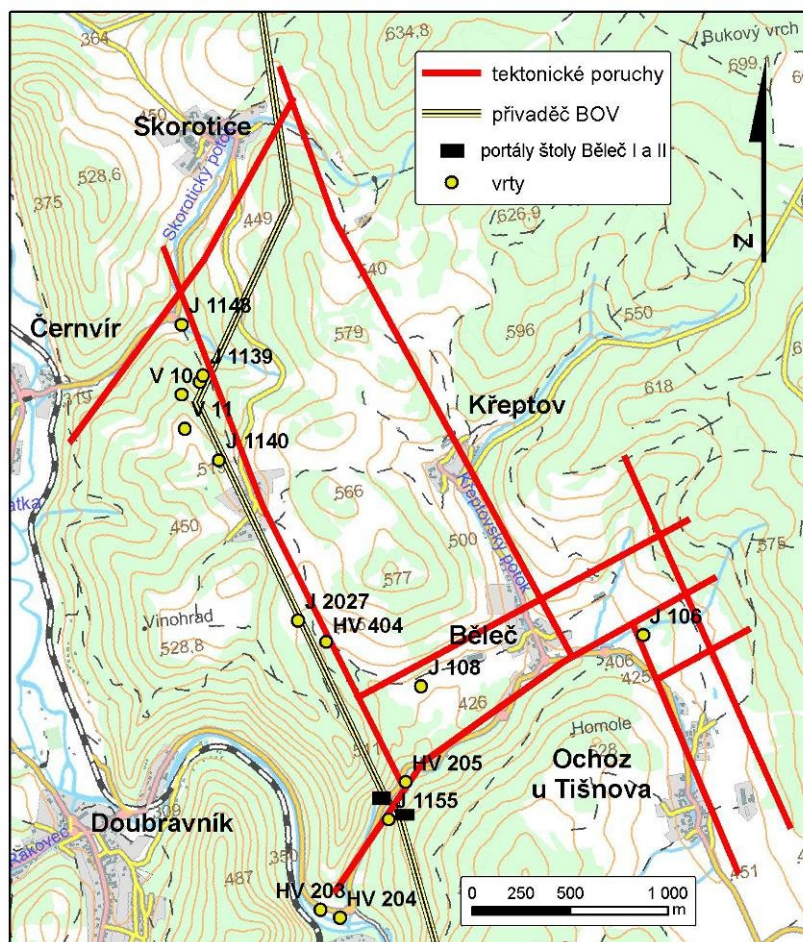
Obě tyto dislokace byly zachyceny při geofyzikálním měření provedeném v roce 1979 Šamalíkovou a Haškem (viz příloha. č.7).



5-13 Tektonické poměry zájmového území

Bítešská dislokace odděluje moldanubikum od moravika a probíhá od Velké Bíteše ke Křížínovsku. Šířka této poruchové zóny je v úseku Kuřimská Nová ves – Libochůvka 50 – 200 metrů, mezi Libochůvkou a Újezdem dosahuje šířka drcených aplitických hornin až 400 – 500 metrů. Velikost sklonu bítešské dislokace je asi 40° SZ směrem (Puda 1967). Jak naznačují některé výzkumy (Benedikt 1992, Papoušek 1977, Puda 1967), tato dislokace zasahuje až k údolí Svatky a pravděpodobně ještě dále.

Složité tektonické poměry byly dále popsány v poměrně mladém reliéfu v okolí Běleče (Papoušek 1987, Synek a Čeleda 1985). Vyskytuje se zde morfologicky významná, tektonicky predisponovaná Bělečská kotlina, na které docházelo k diferencovaným pohybům germanotypního charakteru, které daly vznik tomuto morfologicky výraznému, poměrně mladému reliéfu (Papoušek 1987).



5-14 Tektonické poměry Bělčské kotliny (upraveno podle: Papoušek 1987)

Tato kotlina je ze západu omezena poruchou probíhající paralelně s údolím Svatky. Směr poruchy je SSZ-JJV a uplatňuje se výrazně v morfologii terénu. Porucha je zvodněna a vody odtékají hluboce zaříznutými údolními sledujícími poruchu ve směru JJV (přítok Křeptovského potoka) a ve směru SSZ (přítok Skorotického potoka). Tato porucha byla zjištěna vrty J 2027 (Papoušek 1987) a J 1139 (Papoušek 1983). Na východ od této poruchy byly zjištěny další tři poruchy s ní paralelní. O jejich pozici vypovídají vrty J 106 a J 108 (Papoušek 1979) a zejména pak geofyzikální měření a morfologický rozbor tohoto území (Synek a Čeleda 1985). První probíhá údolím Křeptovského potoka a přes Křeptov dále na Skorotice a dělí dno Bělčské kotliny na dvě výškově odlišné úrovně (Papoušek 1987). Další dvě poruchy omezují kotlinu z východu a probíhají údolím k Ochozu u Tišnova a dále na Lomnici. Tyto poruchy byly také potvrzeny vrtem J 107 u Lomnice (Papoušek 1979). Dle Papouška (1979) poslední dvě zmiňované poruchy vymezují protáhlou prolomovou depresi probíhající ve

směru SSZ – JJV zhruba po linii Běleč - Lomnice – Lomnička – Drásov. V této depresi se vyskytují příčné rulové prahy, které se pravděpodobně vytvořily na příčných tektonických poruchách přecházející prolom. Tektonický charakter tohoto území je podmíněn blízkostí významné linie Boskovické brázdy a z širšího hlediska leží nedaleko tektonicky namáhaného okraje Českého masivu (Papoušek 1979).

Další tektonické linie směru SSZ – JJV byly zastiženy na jih od území u obce Štěpánovice (Nečas 1960). Tyto linie omezují údolí řeky Svatky, které má rysy výrazného prolomu s plochým dnem širokým až 500 m (Roštínský a Kirchner 2006, Demek 1987). Tato část údolí Svatky mezi Štěpánovicemi a Boračí, která z jihu okrajově zasahuje na zájmové území, je označována jako Štěpánovický příkop (Hrádek 2000).

Kromě zmiňovaných výrazných poruch byla výzkumy zachycena řada poruch slabších (Papoušek 1979). Zajímavým z hlediska porušení štoly se jeví poruchové pásmo, které bylo prokázáno jádrovým vrtem v tělese štoly ve staničení 10,765 km. Jeho existenci podporuje i voda vytékající z tohoto vrtu, která je dotována poruchovým pásmem, jakožto vhodným vodním kolektorem v masivu. Kaverna za rubem obezdívky u tohoto vrtu byla vyplněna horninovými úlomky částečně opracovanými vodní erozí. Poruchové pásmo má rozměry minimálně 1 m, avšak není široké, protože nebylo zastiženo ostatními vrty a je odkloněné od svislé roviny (Pavlík 2005).

Drobná tektonika

Foliace

Pro bítešské ortoruly je obecně charakteristická lavicovitá odlučnost podél výrazné foliace. Na lokalitě se foliace pod úhly 15 – 40° sklání k JJZ (Hanžl a Buriánek 2006). Tato foliace je paralelní s vrásovými rovinami a křídly nejstarších vrásových struktur a probíhá tedy převážně ve směru SZ – JV (Dosoudil 1990).

Lineární struktury

Na foliaci je vyvinuta výrazná metamorfní lineace, mírně (s maximálním sklonem 30°) se uklánějící k jihu (Hanžl a Buriánek 2006, Dosoudil 1990). Druhý, podřadnější, avšak rovněž význačný směr odpovídá SZ – JV. Vergence vrás je východního směru (Sysel 1962).

Puklinová stavba

Orientace puklinové stavby je úzce spjata s vrásovou stavbou oblasti (Sysel 1962), kdy plastická deformace přechází do deformace tříštivé. Plochy puklin jsou převážně rovné, hladké, v bítešských rulách často hematitizované (Dosoudil 1990). Pukliny jsou obvykle sevřené nebo jen mírně otevřené a hornina se podél nich rozpadá do víceméně pravidelných bloků (Hanžl a Buriánek 2006). Úklon puklin je velmi strmý (70 – 90°) a tvoří systémy zhruba SZ – JV a SV – JZ směru. Ve vztahu ke zlomovým strukturám jsou puklinové systémy kosé, ve vztahu k lineárním směrům jsou kolmé nebo paralelní (Dosoudil 1990). Nejčastější pukliny jsou orientovány přibližně kolmo na hlavní směr lineací (Sysel 1962), tj. pukliny příčně kosé, které sledují směr nejvýznamnějších tektonických poruch na území (bítešská dislokace, litavsko-doubravnická dislokace a boračsko-říkonínská dislokace) (Puda 1967).

Směr druhých, v podřadném množství se vyskytujících, puklin se shoduje s hlavními směry lineací (Sysel 1962).

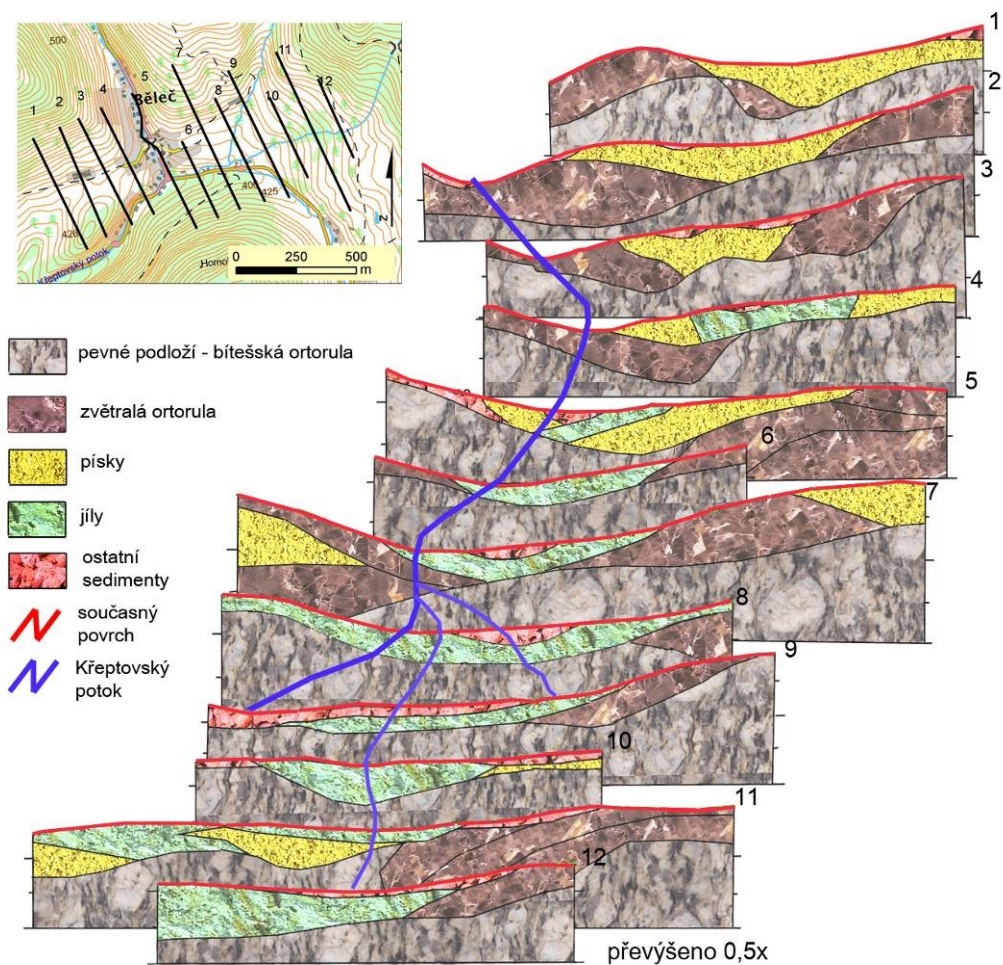
5.1.4 Pokryvné útvary

Terciérní sedimenty

Základní rozšíření terciérních sedimentů bylo nastíněno v kapitole 4.2.3. V této části se zmíním o této problematice blíže.

Nejvýznamnějšího rozsahu dosahují miocénní sedimenty v Bělečské kotlině, kde zasahovaly až do hloubky 63 m (vrt 106). Dále byly zastíženy i vrty J 107 (u Lomnice) a J 108 (západně u Bělče) (Šamalíková a Hašek 1979). Synek a Čeleda (1985) uvádějí ve své práci, že se však nejspíše jedná o křídové sedimenty. Papoušek (1987) pak uvádí, že by se mohlo jednat o redeponované křídové sedimenty. Nicméně dle něj nelze o tom, zda jsou sedimenty křídové jednoznačně rozhodnout z důvodu sporadického výskytu organismů. Uvádí však, že křídové stáří nelze vyloučit. Nicméně vrtem J 107 u Lomnice byly prokázány ostrůvky miocénních jílových sedimentů, které v prolomové depresi mezi Bělčí, Ochozem u Tišnova a Lomnicí mohou dosahovat mocnosti až 50 m (Papoušek 1979). V samotné kotlině se jedná o křemité písky, jílovité písky až písčité jíly (Papoušek 1987). Ve východní části převládají sedimenty jílovité, zatímco směrem na západ přibývá sedimentů charakteru písků až pískovců (Synek a Čeleda 1985).

Díky odporovému kontrastu mezi neogenními sedimenty a staropaleozoickým podložím bylo možno jimi vyplněnou depresi poměrně spolehlivě vymapovat pomocí geofyzikálních geoelektrických metod (viz obr. 5-4).



5-15 Interpretované profily geoelektrického měření v Bělčské kotlině (upraveno podle: Synek a Čeleda 1985)

Pruh sedimentů je široký 150 – 500 m a probíhá územím od západu na východ, na východní straně se stáčí k jihu a zřejmě dále pokračuje k jihovýchodu k Lomnici. Největší mocnost 80 m byla zaznamenána na jihovýchodním okraji území (Synek a Čeleda 1985). Miocénní sedimenty byly uloženy v depresi, která byla pravděpodobně tektonicky predisponovaná (viz výše) a před uložením miocénu byla pravděpodobně erozně přetvořena, případně byly sedimenty ukládány syngeneticky s tektonickými pochody (Papoušek 1979, 1987). V současné době jsou miocénní sedimenty většinou překryty kvartérními písčítými hlínami, šterky a hlinitokamenitými sutěmi (Chybová 1980).

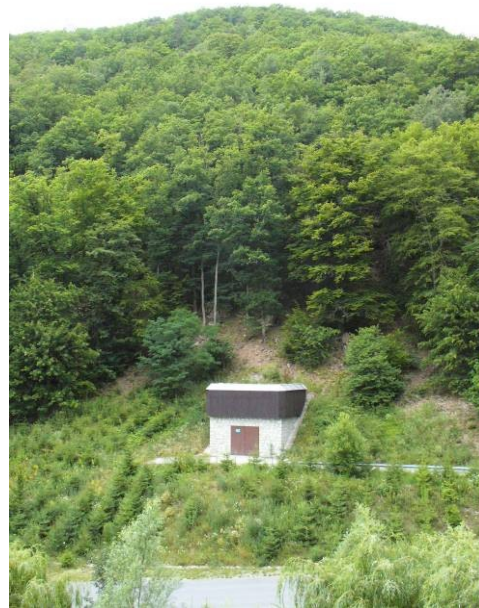
Další lokalitou výskytu miocénu je protáhlé údolí v oblasti jižně od Doubravníku, kterým vede silnice na Borač (místní názvy: *V Propadlí, Niva, Pod Pláňavou*). Toto protáhlé pásmo je považováno některými autory za předmiocenní údolí Svratky (Vosyka 1979, Demek 1987). Miocénní sedimenty byly zachyceny na jižním okraji Doubravníku sondami a geofyzikálním měřením a byly lokalizovány do protáhlé deprese v podloží (Hruška 1991). *V Propadlí* dále na jih Vosyka (1979) dokumentuje výskyt fosílií korálů, dírkonožců, ježovek, ostronožců, mlžů aj., které jsou dnes uloženy v doubravnickém archivu. Dále jižněji v *Nivě* byly sedimenty mapovány Dosoudilem (1990) jako neostře ohraničené ostrůvky. Rozšíření je však nejspíše větší, protože vyplněná deprese je v dnešní době z větší části překryta deluviálními sedimenty. Další nálezy fosílií solitérních korálů jsou zmapovány v *Rovinách* (údolí Boračského potoka). Sedimenty jsou na základě nálezů fosílií datované do spodního badenu (Schütznerová-Havelková 1969). Jedná se většinou o vápnité jíly až jílovce, slíny nebo jemně písčité prachové vápnité jíly až silty (Dosoudil 1990) nebo písky (Hruška 1991).

Kvartérní sedimenty

O kvartérních sedimentech a antropogenních pokryvech se studie zmiňují jen okrajově. Tyto pokryvy budou blíže popsány v kapitole 6.4.

5.2 Havárie vodovodního přivaděče

Jedním z témat řešení předkládané práce, jak bylo avizováno v úvodu, je také posouzení příčin havárie vodovodního přivaděče BOV. Dne 22.9.2005 se na levé straně portálového domku Běleč I objevil značný přítok vody (cca 400 l/s). Po vypuštění a revizi bylo zjištěno, že ve vzdálenosti 70 až 85 m od portálu je betonové ostění ve svrchní části profilu podélně roztrženo. Trhlina byla cca 5 cm široká (Cigler a Follprecht 2007).



5-16 portál štolového přivaděče Běleč I
(foto: autor)

Portál se nachází v hlubokém průlomovém údolí cca 1,5 km východně od Doubravníku a je umístěn ve strmém svahu sklánějícím se pod úhlem 34 – 35° k jihovýchodu. Na svahu se vyskytují až několik metrů vysoké výchozy skalních hornin (bítešské ortoruly) a svah je pokryt svahovými sutěmi (Pavlík 2005). V místě poruchy má přivaděč kruhový průřez o průměru 2,1 m. V počátečních 60 m úseku je výstroj tvořena ocelovým pancířem, v porušeném úseku má pak přivaděč betonovou obezdívku. Trhliny v porušeném úseku jsou převážně podélné, zejména v oblasti dřívějších pracovních spár v bocích přivaděče. Oddálením částí obezdívky došlo i k přerušení ocelové výztuže Kari sítí (viz obr. 5-6 a 5-7). Dále směrem do nitra masivu se trhliny nevytvořily, na pracovních spárách jsou však patrné výkvěty (sintry) vznikající v důsledku prosakování vody (Pavlík 2005, Cigler a Follprecht 2007).



5-17 (vlevo) trhlina v betonovém ostění (foto: Cigler a Follprecht 2007)

5-18 (vpravo) trhlina s porušenou Kari sítí (foto: Cigler a Follprecht 2007)

5.2.1 Možné příčiny havárie

Jak uvádí Pavlík (2005), havárii přivaděče mohlo způsobit několik příčin. S velkou pravděpodobností se však na havárii podílelo několik nepříznivých činitelů současně. Tyto příčiny rozděluje do tří skupin – příčiny geologické, stavební a provozní.

Stavební příčiny zahrnují existenci stavebních spár a nedostatečné navázání ocelové výztuže, případně nekvalitní přípravu betonu či nedostatečné zaplnění prostor za obezdívkou injektáží.

Provozní příčiny mohla způsobit nesprávná manipulace při uzavírání průtoku, která mohla způsobit enormní nárůst vnitřního přetlaku v důsledku vodního rázu.

Mezi geologické příčiny, kterými se zabývá předkládaná práce, patří existence poruchového pásma a v souvislosti s ní nepříznivé působení podzemní vody, případně svahové pohyby v místě oslabení masivu.

Existence poruchového pásma, jakožto vodního kolektoru by mohla výrazně snížit hladinu podzemní vody v horninovém masivu, což by způsobilo zmenšení vnějšího vodního tlaku. Vnitřní přetlak (projektovaný na 3,5 MPa) by tak nebyl eliminován tlakem vnějšího vodního sloupce, což by vyvodilo tahová napětí v obezdívce. Nedostatečné překrytí výztuže v místě pracovních spár by pak nemohlo toto napětí přenést. Nedostatečné vyplnění prostor za obezdívkou injektáží by vytvářelo další vodní cestu, která by v důsledku erozní činnosti postupně zvětšovala volný prostor za obezdívkou a tím by ještě více oslabovala účinek spolupůsobení horninového masivu s výstrojí přivaděče (Pavlík 2005).

Ke svahovým pohybům blíže v kapitole 5.3.

5.2.2 Negeologické příčiny havárie

Výzkumy a závěry zpráv týkajících se negeologických příčin havárie jsou shrnuty v závěrečné zprávě Pavlíka (2005).

Tato zpráva obsahuje informace z odkryvných prací ve štole (jádrové vrty), výsledky laboratorních zkoušek, měření deformace ostění konvergencí světlého profilu a sledování pohybů obezdívky podél trhlin sázecím deformetrem.

Jádrové vrty sloužily ke zjištění charakteru obezdívky, skalní horniny a anomálií ve skalním masivu. Vrty byly zajištěny vzorky betonu a hornin masivu, které byly následně podrobeny laboratorním zkouškám. Byla tak zjištěna objemová hmotnost a pevnost v tlaku, přičemž bylo zjištěno, že pevnost betonu na mnohých místech nedosahovala projektované hodnoty 20 MPa. V havarovaném úseku (staničení 10,765 km) pak tato hodnota nebyla dosažena na 6 z 9 měřených míst. Ve většině vrtů byly zastiženy mezi betonem obezdívky a horninou kaverny hluboké několik decimetrů.

Konvergenční měření deformace ostění probíhalo jen krátkou dobu. Není tak možno vyvodit spolehlivé závěry. Nicméně za dobu měření (1 měsíc) docházelo k mírnému rozšiřování štoly v intervalu 0,1 – 0,4 mm.

Výsledky všech deformetrických měření prokázaly normální rozšiřování trhlin převážně o 0,02 mm. K normálnímu rozšiřování došlo i v dosud neporušené části přivaděče. Tangenciální pohyby nebyly patrné a průkazné (Pavlík 2005).

Z uvedených informací dále není zřejmé, co bylo hlavní příčinou poruchy. Nicméně lze konstatovat, že stavební příčiny, hlavně nekvalitní příprava betonu, se částečně podílely na havárii, do jaké míry však není z provedených výzkumů průkazné.

5.3 Svahové pohyby jako možná příčina havárie vodovodního přivaděče

Po vyhodnocení výsledků geofyzikálních průzkumů, provedených firmou Geodrill, a dat získaných terénním strukturně-geologickým a geomorfologicko – inženýrskogeologickým mapováním svahu nad portálem přivaděče Běleč I, provedených Českou geologickou službou (Zvelebil et al. 2006) a firmou Geotest Brno (Pavlík 2005), ČGS zaujala stanovisko, v němž preferuje existenci rozsáhlé svahové poruchy, která se dle Zvelebila et al. (2006): „... minimálně významně spolupodílela na havarijním porušení tělesa štoly.“ Dle odhadů ČGS se jedná o hluboko založenou gravitační svahovou poruchu s dlouhodobým vývojem a velmi pomalými plouživými pohyby o rychlostech v řádech desetin mm/rok.

Pavlík (2005) se ve své závěrečné zprávě vyjadřuje tak, že svahové pohyby mohly přispět ke vzniku havárie, nikoli však pohybem podél smykové plochy procházející přes úsek přivaděče, nýbrž odlehčením části masivu v důsledku odklánění velkých horninových bloků. Argumentuje rozporem v orientaci trhlin v obezdívce a orientaci potencionální smykové plochy. Dle jeho názoru by stabilitu zmíněných bloků mohly snižovat postupně se sesouvající kužely sutí, které zajišťují bloky v indiferentní poloze.

5.3.1 Klasifikační rámec svahových pohybů

Klasifikace a nomenklatura svahových pohybů není jednotná a u odborníků se často liší. Pestrost materiálu při svahových poruchách a množství různých faktorů, které je vyvolávají, poskytují neomezenou možnost různých třídění (Terzaghi 1950).

Řada autorů, kteří se zabývali klasifikací svahových pohybů, navrhla vlastní systémy třídění. Mezi nimi například Carson a Kirkby (1972), Varnes (1978), Pierson a Costa (1987) či Hutchinson (1968), z českých autorů pak Záruba a Mencl (1987) či Nemčok, Pašek a Rybář (1974).

V závislosti na rozmanitosti faktorů, způsobující svahové pohyby, Popov (1951) navrhl, aby třídění bylo založeno na regionální charakteristice. Takovouto regionální charakteristiku provedl například Hutchinson (1968) pro regionální poměry Anglie. Pro naše regionální podmínky, respektive pro podmínky mírného klimatického pásma severní polokoule, navrhli klasifikaci Nemčok, Pašek a Rybář (1974).

Ve světově nejrozšířenější klasifikaci od Varnese (1978) chybí termín *ploužení*, se kterým se pravděpodobně setkáváme na zájmové lokalitě. Varnes doporučuje

nahradit pojem *ploužení* pojmy *pomalý* nebo *extrémně pomalý pohyb*, případně jej zmiňovat jen v určitém a dobře definovaném smyslu. Z tohoto hlediska se regionální klasifikace autorů Nemčok, Pašek a Rybář (1974) jeví pro účely této práce jako nejvhodnější.

Plouživé pohyby jsou v ní charakterizovány jako dlouhodobé pohyby (rychlost pohybu mm – cm/rok), při kterých ve většině případů nedochází ke zrychlujícímu pohybu horninových hmot. Dále se dělí na hlubinné a povrchové, přičemž hlubinné ploužení má za následek rozvolnění a roztrhání horských masivů, ohýbání vrstev a blokové poruchy (Nemčok, Pašek a Rybář 1974). V některých případech se u ploužení jedná pouze o iniciální stadium, které může v čase přejít do sesouvání. Obzvláště náchylné k tomuto typu sesuvů jsou masivy křehkých (granitoidních) hornin nebo zvrásněné metamorfity či sedimenty (Schütznerová-Havelková 1994).

Dva předkládané scénáře působení svahových pohybů na lokalitě Běleč (Zvelebil et al. 2006 a Pavlík 2005) lze tedy z hlediska klasifikace popsat takto:

V prvním scénáři (preferované ČGS - Zvelebil et al. 2006) by se jednalo o rozvolňování skalního svahu (vznikem puklin lemujících tvary svahu) zapříčiněné uvolňováním horizontálního napětí v horninách v důsledku erozní činnosti Křepťovského potoka. Díky úbytku hmoty se mění napjatostní režim v horninovém masivu. Ve svahu tak uvolněním vzniká zóna zvýšeného napětí. Při překročení pevnosti se horninový masiv poruší vznikem puklin paralelních s údolím, jež se postupně rozšiřují pohybem, který má vlivem gravitace směr šikmo dolů po svahu (Pašek a Košťák 1977). Oslabených pásem mohlo být využito ke vzniku souvislých smykových ploch, podél nichž došlo k pohybům sesuvného typu, které se mohly občasně zrychlit a mohlo dojít až ke katastroficky rychlým událostem (Zvelebil et al. 2006).

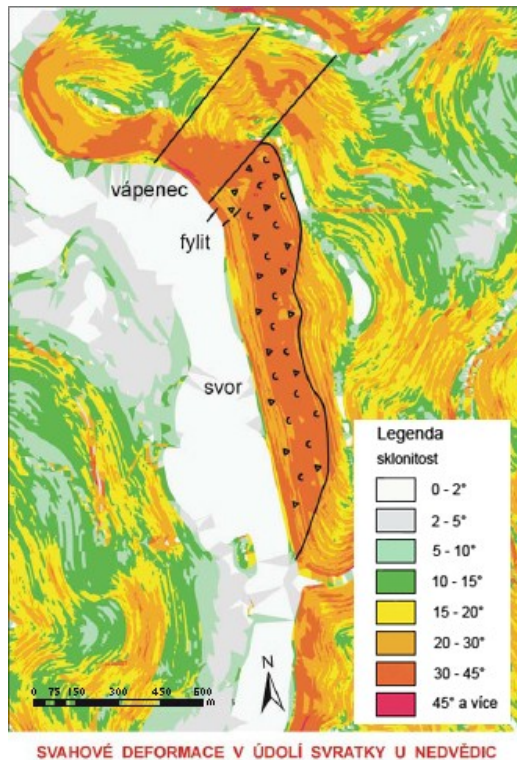
Druhý scénář, preferovaný Pavlíkem (2005) lze zařadit k blokovým pohybům podél předurčené plochy (tedy v tomto případě podél ploch primární struktury rul). Jedná se o relativně mělké pohyby rulových bloků omezené na připovrchovou, jen několik metrů mocnou zónu skalního masivu, tedy o rozvolňování této zóny v rámci polygenetických pochodů jejího zvětrávání a odnosu.

5.3.2 Svahové deformace podobného typu v ČR

Výskyt rozsáhlejších plouživých hlubinných svahových deformací v České republice je nejčastěji vázán na oblasti budované komplexy sedimentárních hornin, kde je jejich vznik z velké míry predisponován specifickou litologickou stavbou (Roštínský a Kirchner 2006). Jedná se především o českou křídovou tabuli (Pašek a Košťák 1977, Zvelebil a Stemberk 1999, Rybář a Forczek-Kyrianová 2004, Stejskal 2005) a západokarpatský flyš (Rybář et al. 2001, Baroň 2003, Baroň et al. 2004). V krystalických horninách jsou tyto jevy méně rozšířeny a jsou známy především z oblastí neotektonicky aktivních zón (Marek 1983, Hartvich 2004) nebo svahů hlubokých erozních údolí (Košťák 2001, Krejčí et al. 2006). V těchto územích podmiňuje blokové deformace působení komplexních svahových pohybů, kdy dochází jak k podpovrchovému hlubinnému ploužení, tak i k blokovým svahovým pohybům spojeným se sesouváním (Roštínský a Kirchner 2006).

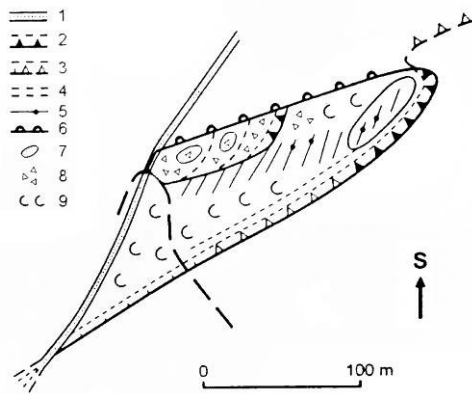
V blízkém okolí zkoumané svahové poruchy byly mapovány dvě deformace plouživého charakteru. První z nich se nachází na sever od zájmové oblasti u obce Nedvědice. Jedná se o hluboký rozpad svahu v krystaliniku svratecké klenby při styku olešnické skupiny s bítešskou ortorulou (viz obr. 5-8 a 5-9). Svah je zde tektonicky predisponován, přičemž zlom probíhající při úpatí byl oživen v době alpínského vrásnění. Na svahu je množství blokových akumulací a skalních výchozů jevících známky pohybů (Krejčí et al. 2006).

Druhá zmapovaná porucha se nachází 1,5 km východně od obce Borač a je vyvinuta v periodicky protékaném přítoku řeky Svratky. Jedná se o blokovou svahovou deformaci v bítešské rule, u které je možno sledovat několik fází vývoje. Morfologicky nejvýraznější je oblast nejmladší fáze sesuvné aktivity s odlučnou hranou o délce až 300 m. Tato deformace se vyznačuje morfologicky dobře zřetelnými tvary (odlučná stěna výšky 5 – 9 m, odtrhová deprese, příčné trhliny, pseudokrasové deprese, výrazná akumulace) (viz obr. 5-10 a 5-11). Dle informací majitele lesa k posledním pohybům došlo v roce 1976 (Roštínský a Kirchner 2006).



5-19 (vlevo) Svahové deformace v údolí Svratky u Nedvědic (převzato z: Krejčí et al. 2006)

5-20 (vpravo) Pohled na postižený svah od Nedvědic (převzato z: Krejčí et al. 2006)



5-21 (vlevo) Blokovaná svahová deformace Borač (převzato z: Roštinský a Kirchner 2006)

Vysvětlivky: 1 – stržové dno údolí, 2 – odlučné stěny se skalními výchozy, 3 – nižší odlučné terénní stupně, 4 – hlavní sesuvná rozsedlina, 5 – dílčí trhliny, místy s pseudokrasovými dutinami, 6 – boční čelo akumulace, 7 – rozsáhlejší akumulací elevace, 8 – bloky skalního podloží, 9 – oblasti bez výraznějších morfologických deformací.

5-22 (vpravo) Odlučná stěna deformace Borač (foto: autor)

5.3.3 Vlastní svahová deformace

Tato kapitola shrnuje dosud provedené výzkumy zaměřené převážně na prověření existence a zpřesnění znalostí (míra a typ aktivity) o svahové poruše. Tyto znalosti mají zásadní význam pro zhodnocení míry zavinění havárie vodovodního přivaděče právě svahovými pohyby.

Na zájmovém svahu byla provedena řada výzkumů, které jsou shrnuty ve zprávách Pavlíka (2005) a Zvelebila et al. (2006). Jedná se o informace získané strukturně-geologickým a geomorfologicko-inženýrskogeologickým mapováním, průzkumnými geofyzikálními průzkumy a extenzometrickým měřením.

Povrchové tvary

Uvedené informace jsou získány na základě terénních prací provedených ČGS (Zvelebil et al. 2006) a doplněné o dodatečný průzkum v rámci této práce.

Zájmový svah v oblasti nad portálem štoly má podobu skalního hřbítku mezi dvěma dílčími kuloáry. Tvary nalezené při jeho rekognoskaci jsou zobrazeny v příloze č. 8. Na hřbítku se vyskytuje několik terénních stupňů se stěnami tvořenými soustavami skalních výchozů (obr. 5-12). Stupně sledují jak směry primární tektoniky (viz kapitola 5.1.3 - tektonika), tak probíhají i napříč primární strukturou. Tyto tvary Zvelebil et al. (2006) interpretují jako stěny vzniklé dílčími poklesy povrchu svahu a následně je lemující. Při jejich úpatí se vyskytují tahové či smykové zóny (obr. 5-14) mající podobu lineárních depresí, které probíhají i územím bez výskytu výchozů.



5-23 (vlevo) Skalní výchoz na svahu nad portálem (foto: autor)



5-24 (vpravo) deprese při úpatí skalního výchozu (foto: autor)

Hlavní linie řazení terénních stupňů lemované poklesy vytváří charakteristické tvary několika sesuvných cirků (obr. 5-14). Morfologicky nejvýraznější se jeví nejmenší

a zároveň nejnižší z nich (v příloze č. 8 zhruba mezi stromy č. 12 a 13). Výše ležící stupně jsou pak součástí cirku výrazně většího (dále „Velký Cirk“), který nejspíše zasahuje až do oblasti dalšího dílčího hřbítku směrem na západ. Dno cirku představuje kuloár, který je v příčném řezu ploše konkávní, s méně výraznými výchozy.



5-25 sesuvný cirk v dolní části svahu (foto: autor)

Dalšími tvary, které jsou Zvelebilem et al. (2006) spojovány se svahovými pohyby, jsou lineárně řazené tvary porušení povrchu svahu, které jsou orientovány kose až kolmo ke směřům stěn skalních výchozů (obr. 5-15 až 5-17). V místech protínání těchto linií s výchozy se nacházejí horniny porušené pohyby. Mimo výchozy se linie odrážejí jako zóny rozvolnění blokových sutí, nebo jako stupně či deprese v blokových polích. Tyto linie jsou však interpretovány jako formy porušení nižších řádů. Šikmé zóny sekundárního porušení ve směru SSV – JJZ navíc na dvou místech svou polohou na povrchu svahu odpovídají dvěma hlavním místům porušení štoly. Zajímavé jsou pak také dvě velmi výrazné poruchy, které probíhají svahem ve směru, který odpovídá směru vodovodní štoly, nikoli však směřům strukturním.



5-26, 5-27, 5-28 lineární poruchy v místech průchodu skalními výchozy (foto: autor)

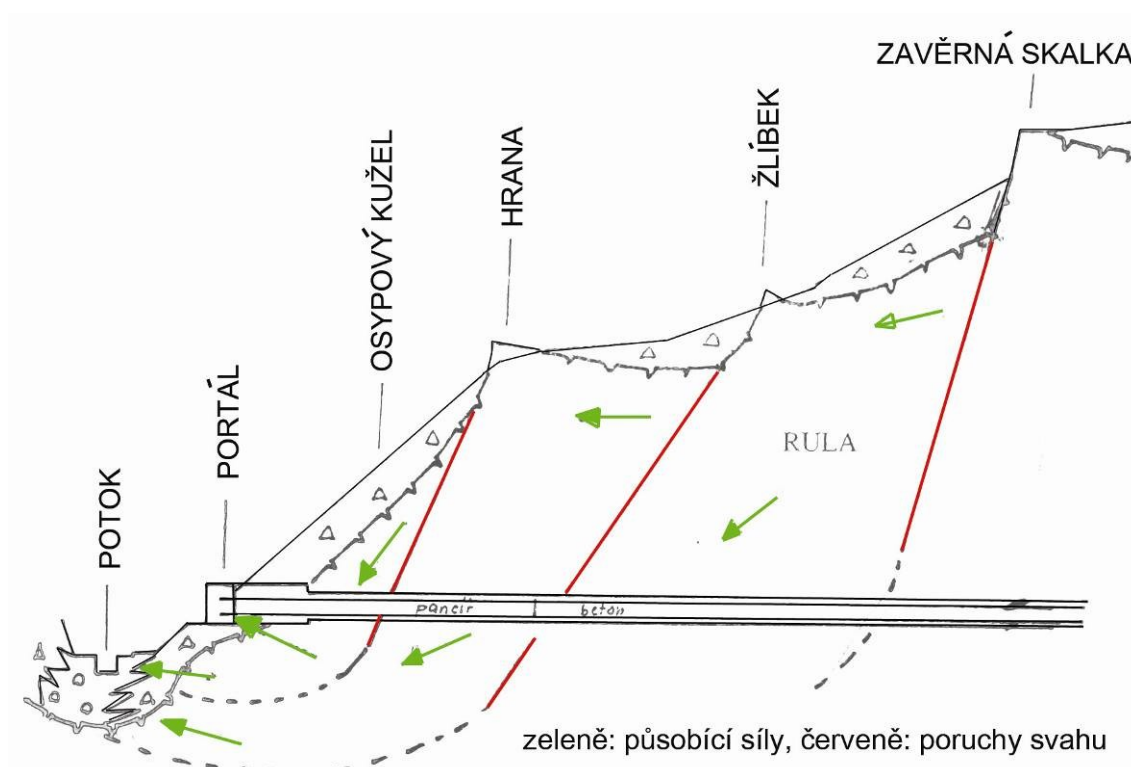
Tvary svahové poruchy nejnižšího řádu jsou pak formy porušování rul jako; otvírání stávajících puklin, vznik puklin nových, drcení a olamování kontaktů dílčích bloků rul.

Z hlediska čerstvosti tvarů a relativní velikosti povrchových forem lze zájmový svah rozdělit do několika částí. Ve spodní části svahu se vyskytují relativně čerstvé, avšak nejmenší tvary. Ve střední části se vyskytují tvary čerstvé a velké, kdežto v horní části svahu jsou tvary rovněž velké, nejeví se však jako příliš čerstvé.

Geofyzikální průzkum

Po havárii byla po odstavení úseků zavodněné štoly provedena revize. V souvislosti s ní bylo provedeno georadarové měření v prostoru štoly, které ukázalo na výrazné poruchové zóny procházející v místě štoly (viz příloha č.5) (Cigler a Follprecht 2007).

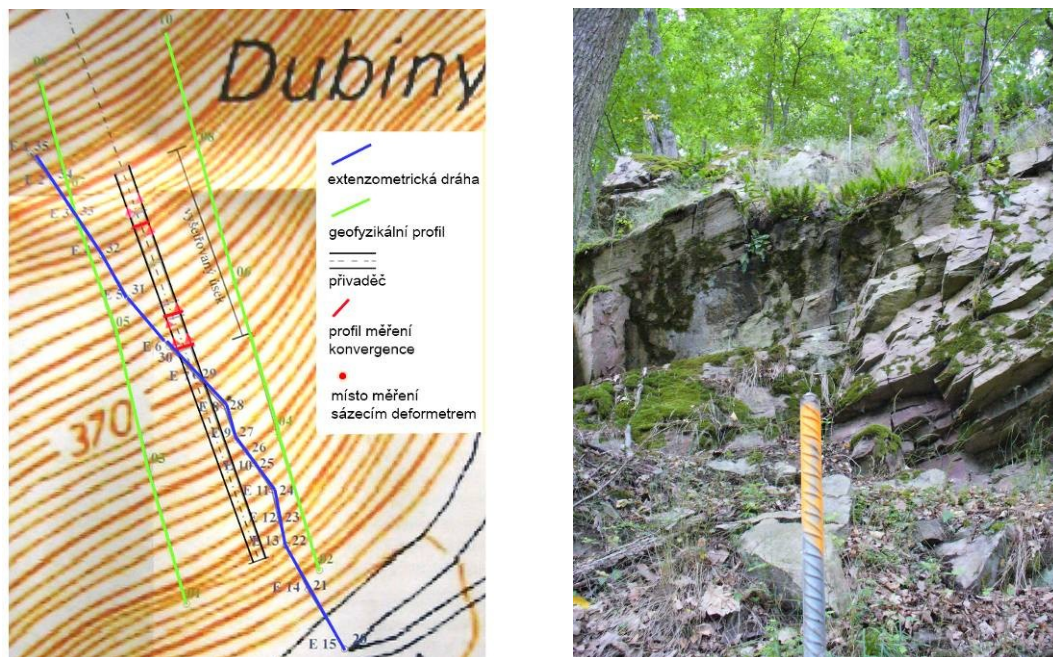
Další georadarové měření ve dvou profilech provedla firma Geodrill na potencionální svahové poruše na svahu nad portálem Běleč I (viz obr. 5-19). Toto georadarové profilování zastihlo ve svahu výrazné, do hloubky probíhající, převážně lineárně protažené zóny porušení rul (ústní sdělení, Dostál in: Zvelebil et al. 2006). Místa vyústění těchto zón na povrch dobře prostorově souhlasí s terénními stupni ve svahu a podporují tak teorii, že se jedná o výchozy smykových ploch (viz obr. 5-18) (Zvelebil et al. 2006).



5-29 Náčrt svahových poruch (rovnoběžných s údolím) (převzato z: Zvelebil et al. 2006)

Extenzometrické měření

Na svahu nad portálem Běleč byla firmou Geotest Brno nainstalována extenzometrická dráha, sestávající z 15 bodů. Základní měření se uskutečnilo dne 23.11.2005. Pro měření byl užit pásmový extenzometr s přesností 0,1 mm (Pavlík 2005). Další měření nebyla dosud provedena. Lze však vyslovit názor, že bez úprav extenzometrické dráhy nebudou data případného dalšího měření příliš věrohodná z důvodů špatného zajištění měřících bodů. Tyto body jsou umístěny na zhruba 1 – 1,3 m vysokých tyčích z betonářské oceli (tzv. roxory, viz obr. 5-20) zabetonovaných do podkladu a jsou od sebe vzdáleny zhruba 10 - 20 m. Paží lze vyvinutím menší síly extenzometrický bod (ohnutím roxoru) vychýlit ze své polohy cca o 0,5 – 1 cm. Pásmo extenzometru při napnutí vyvolává také značnou sílu, která roxor musí zjevně rovněž ohnout, proto zákonitě musí dojít ke zkreslení měřených délek a přesnost měření se posune z řádu desetin mm do řádu cm.

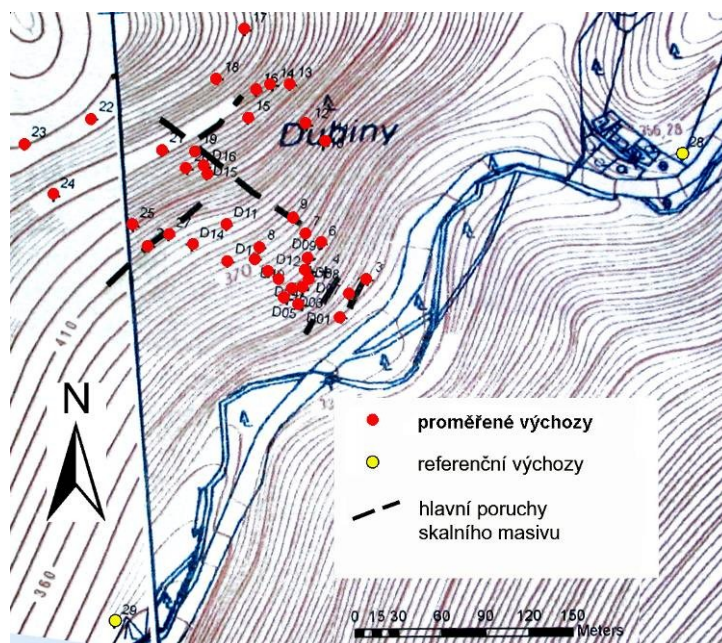


5-30 Situace extenzometrické dráhy a geofyzikálních profilů (převzato z: Pavlík 2005)

5-31 extenzometrický pořad - roxory (foto: autor)

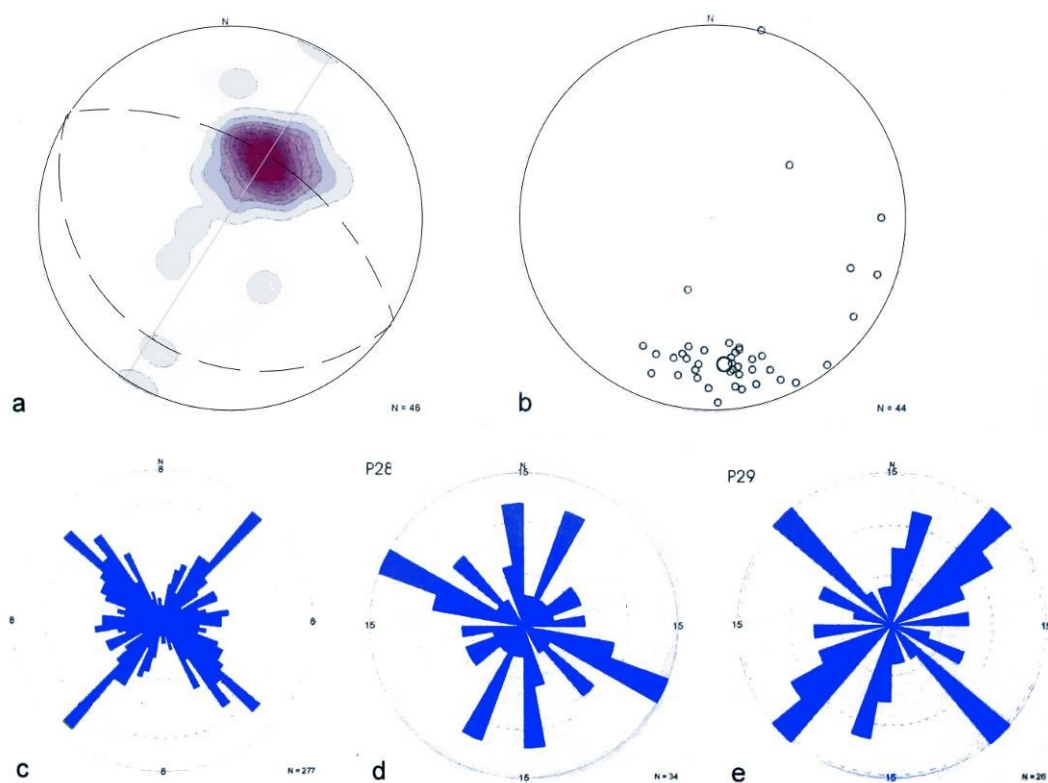
Charakteristika puklinových systémů

Charakteristika puklinových systémů byla zkoumána na jihovýchodním svahu údolí Křeptovského potoka nad portálem Běleč Hanžlem a Buriánkem (2005). Bylo proměřeno 43 výchozů na svahu a dva výchozy v údolí mimo předpokládanou svahovou poruchu. Ty byly brány jako referenční.



5-32 Mapa dokumentace svahu nad portálem Běleč I. (převzato z: Hanžl a Buriánek 2005)

Zásadním fenomén pro rozpad skalního masivu nad portálem Běleč je orientace metamorfni foliace vůči svahu, která se uklání kose k průběhu svahu (směr JJZ, sklon 15 – 40°). Horninový masiv se dvěma hlavními směry puklin přibližně s orientací SZ – JV a SV-JZ se po foliaci rozjíždí do té míry, že podél hlavních puklin dochází k výrazným odtrhům (Hanžl a Buriánek 2006). Uplatnily se tady systémy směru cca 135 – 145° (tj. zhruba směr generelní spádnice svahu) a směru 40 – 50°. O využití těchto systémů k pohybu svědčí jejich zdůraznění v morfologii vzhledem k dalším systémům puklin vyskytujících se na referenčních výchozech (viz obr. 5-21). Tyto rozdíly lze považovat za výsledek pohybů preferujících a tudíž zdůrazňujících kinematicky vhodné směry (Zvelebil et al. 2006).



5-33 Orientace hlavních strukturních prvků v bítešské ortorule.

A – póly ploch metamorfni foliace, rovnoplochá projekce na spodní polokouli; **b** – orientace lineací a osy vrásy; **c** – růžicový diagram orientace puklin v ortorule ve svahu nad štolou; **d,e** – orientace puklin na referenčních výchozech (převzato z: Hanžl a Buriánek 2005)

Dle zjištěných informací Zvelebil et al. (2006) tedy přichází z interpretací, že na svahu nad portálem Běleč I. se vyskytuje rozsáhlá svahová porucha sahající výškově do 430 – 440 m n.m. (dno údolí cca 335 m n.m.) a půdorysně minimálně 180 m do nitra svahu. Podle scénáře ČGS se porucha vyvíjela dlouhodobě. Ve starších etapách došlo k vnějšímu vymezení těla poruchy vůči stabilnímu zbytku svahu (v rozmezí „Velkého Cirku“). Střední část masívu (vymezená dílčími skalními hřbítky) byla poté destruována rychlejším pohybem (sesuvem, či planárním řícením), čímž došlo k vytvoření zárodku kuloáru mezi hřbítky, tedy dna cirku (Zvelebil et al. 2006).

Současná aktivita svahové poruchy v celém jejím rozsahu „Velkého Cirku“ je bez dalších měření nejistá. Na základě vizuálního ohodnocení nelze pohyby plouživého charakteru vyloučit. Aktivita pohybů ve střední a spodní části svahu je však nesporná, otázkou však zůstává její rychlost a tendence vývoje (Zvelebil et al. 2006). Za účelem exaktního posouzení současné aktivity proto bylo v této práci použito metod dendrogeomorfologického výzkumu.

5.3.4 Scénář vzniku porušení štoly na základě aktivity svahových pohybů

Tento scénář je založen na kombinaci tří až čtyř vzájemně příčinně souvisejících jevů, které spolupůsobily při vzniku zón lokálně silně zvýšeného namáhání tělesa štoly, tak jak je předkládá ČGS (Zvelebil et al. 2006)

- 1) Výskyt primárních poruchových pásem spojený se zhoršením geomechanických vlastností narušil vytváření přirozené horninové klenby nad výrubem. Vahou rozvolněného materiálu nad tělesem štoly tak docházelo k prvnímu namáhání tohoto díla.
- 2) Využitím primárních poruchových pásem svahovými pohyby přitom došlo k dalšímu zhoršení jejich vlastností a pravděpodobně i k zvětšení rozsahu drcených zón a vzniku nových sekundárních zón porušení.
- 3) Dalším zdrojem namáhání štoly mohly být dále samotné dynamické účinky generované aktivitou svahového pohybu (pokud ovšem aktivita pohybu časově korespondovala s existencí štoly).
- 4) Po iniciálním narušení betonového ostění se počaly projevovat zvýšené úniky vody do masívu. Vodní erozí a odnosem materiálu mohlo docházet k tvorbě kaveren za ostěním. Přítomností vody také mohlo dojít k zmenšení pevnostních parametrů porušených zón a k akceleraci svahových pohybů.

V této souvislosti vyvstává také otázka, do jaké míry zvýšený přítok vody do masivu zaktivizoval případně již uklidněnou svahovou poruchu a zda-li po sanaci dojde k jejímu uklidnění (Zvelebil et al. 2006).

6 GEOMORFOLOGICKÁ ANALÝZA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Geomorfologická analýza byla provedena s cílem přinést podklady pro popis morfogenetického vývoje zájmového území zejména s ohledem na vývoj studované svahové deformace. V rámci jejího zpracování byly použity dílčí metodické nástroje morfostrukturní analýzy, například analýza puklinatosti či analýza podélných a příčných profilů. Metodou zvolenou pro zpřesnění informací o podílu tektonických, respektive neotektonických pohybů při vývoji reliéfu byla morfotektonická analýza. Ta při zjišťování křehkého porušení geologických komplexů využívá kombinace morfostrukturních metod a vyhodnocení digitálního modelu terénu. Součástí analýzy je také geomorfologické mapování s výstupy v podobě podrobné geomorfologické mapy 1:15 000 a analýzy vybraných povrchových tvarů.

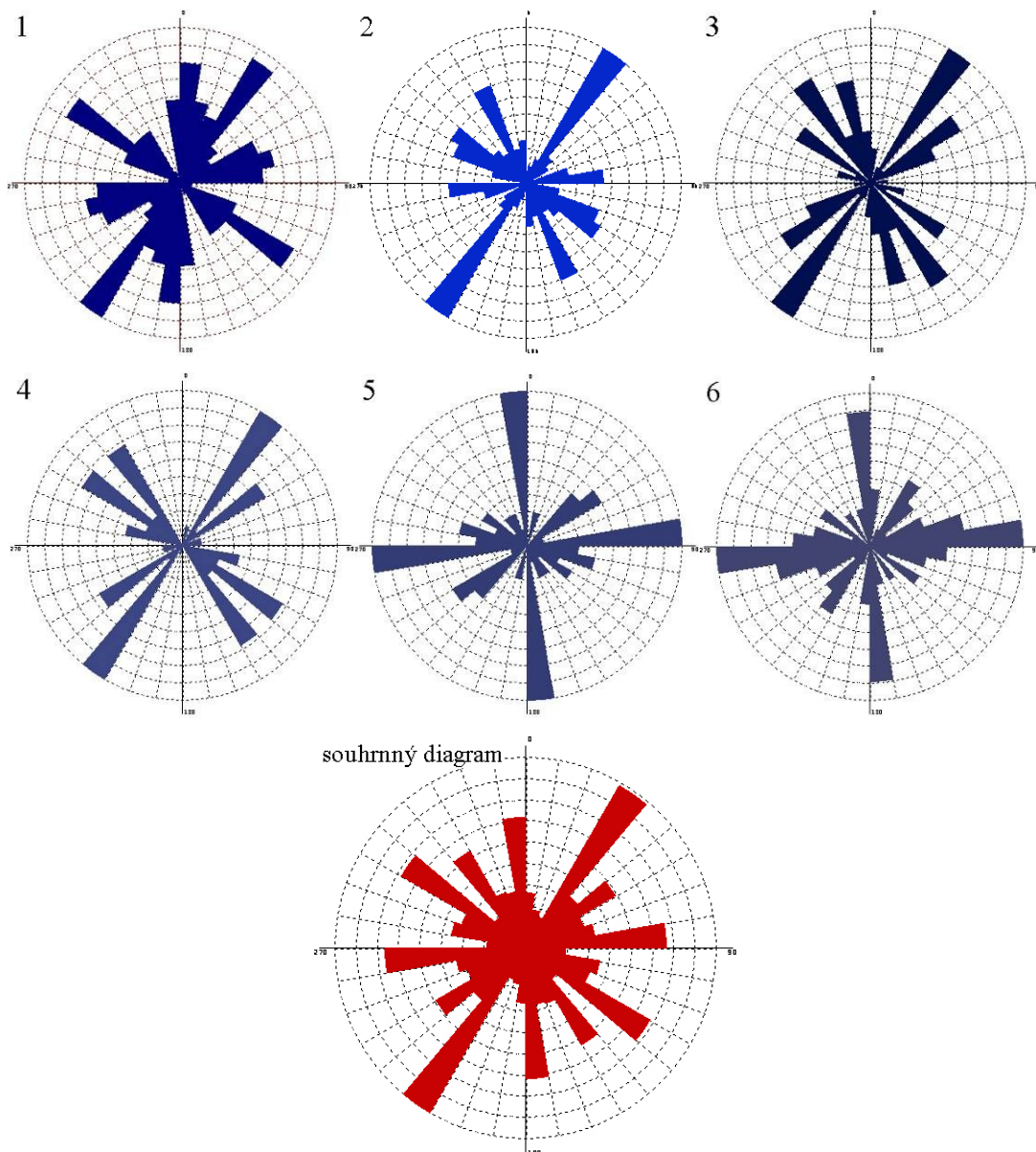
6.1 Puklinová analýza

Puklinové měření a jeho vyhodnocení je tradiční součástí morfostrukturní analýzy. Při puklinové analýze se měří směry morfometricky měřitelných puklinových ploch v terénu (Jaroš a Vachtl 1978). Puklinové struktury podmiňují vznik primárních (skalní výchozy, mrazové sruby, atd.) a následně i sekundárních tvarů reliéfu (kamenná moře, blokové akumulace, atd.). Vyhodnocení vztahu směrů puklin k příslušným tvarům reliéfu tedy přispěje k poznání geomorfologického vývoje studované oblasti a poslouží k ověření morfotektonické analýzy.

Puklinová měření byla provedena na skalních výchozech na šesti lokalitách (viz příloha č. 30). Na lokalitách 1 a 2 bylo provedeno po 100 měřeních, na zbývajících lokalitách pak po 75 měřeních. Výsledky byly zpracovány a vizualizovány v programu Rozeta 2.0.

Ve výsledcích puklinové analýzy (obr. 6-1) jsou nejvíce zastoupené dva na sebe téměř kolmé systémy křehkého porušení. První systém s orientací zhruba SV-JZ a SZ-JV je rozpoznatelný na diagramech 1 - 4. Směr poruch v orientaci SV-JZ (až SSV-JJZ) odpovídá směru bitešské dislokace a dalších radiálních poruch vzniklých v mladší fázi variských geotektonických pohybů, podobně jako další zlomy ve svratecké klenbě (Müller et al. 2000). Na mnoha těchto zlomech došlo k alpínské remobilizaci v období neogénu (Krejčí et al. 2006). Systém puklin směru SZ-JV je méně častý, avšak také výrazný. Odpovídá orientaci tišnovského poruchového pásma nacházejícího se jižně od zájmové oblasti (Dvořák et al. 1986). Druhý na sebe kolmý systém puklin má orientaci S-J a Z-V. Puklinový systém směru S - J je ovlivněn závistským zlomem, který

odděluje Svrateckou klenbu od Svrateckého krystalinika a na němž také podle Krejčího et al. (2006) došlo k remobilizaci během neogénu. Směry puklin západovýchodního směru, patrné zejména z diagramů 5 a 6, odpovídají směru severně ležícího zlomového systému Křídelské dislokace (Papoušek 1977).



6-34 Růžicové diagramy udávající četnost směrů puklinových ploch
 1 – 6 diagramy pro jednotlivé lokality (viz příloha č. 30), *souhrnný diagram* prezentuje souborné výsledky všech měření

6.2 Analýza údolní soustavy

Analýza údolní soustavy se skládá z analýzy příčných a podélných profilů údolní sítě (zejména údolí vodních toků) a z analýzy směrů údolních úseků, které jsou

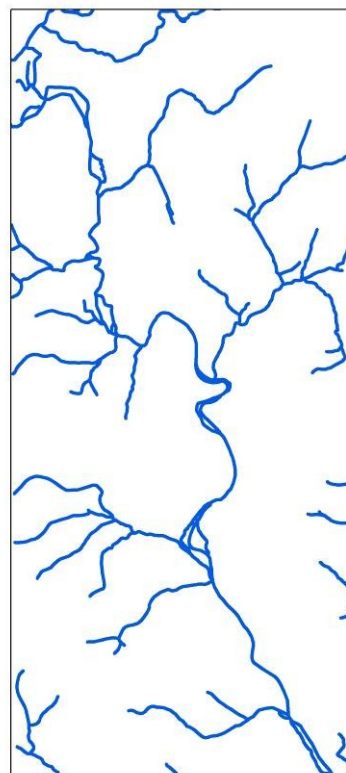
porovnány s výsledky puklinové analýzy. Cílem je zjištění souvislostí vývoje údolního systému vzhledem k morfostruktuře a vzhledem k vývoji tvarů reliéfu.

6.2.1 Analýza podélných profilů

Vývoj profilu toku (degradace a agradace) vede k vytvoření takového tvaru spádové křivky a příčného profilu, v němž by se veškerá kinetická energie toku spotřebovala na transport materiálu, tedy ke stavu, kdy by vodní tok ani neerodoval ani neakumuloval. Takovým ideálním profilem je tvar blížíící se úseku paraboly se sklonem v dolním úseku 0,03 % (Horník et al. 1986). Podélný profil se málokdy blíží této křivce, protože je ovlivňován řadou činitelů např. klimatickými změnami či eustatickými a tektonickými pohyby, a proto jeho analýza hraje při objasnění geneze údolního systému významnou úlohu.

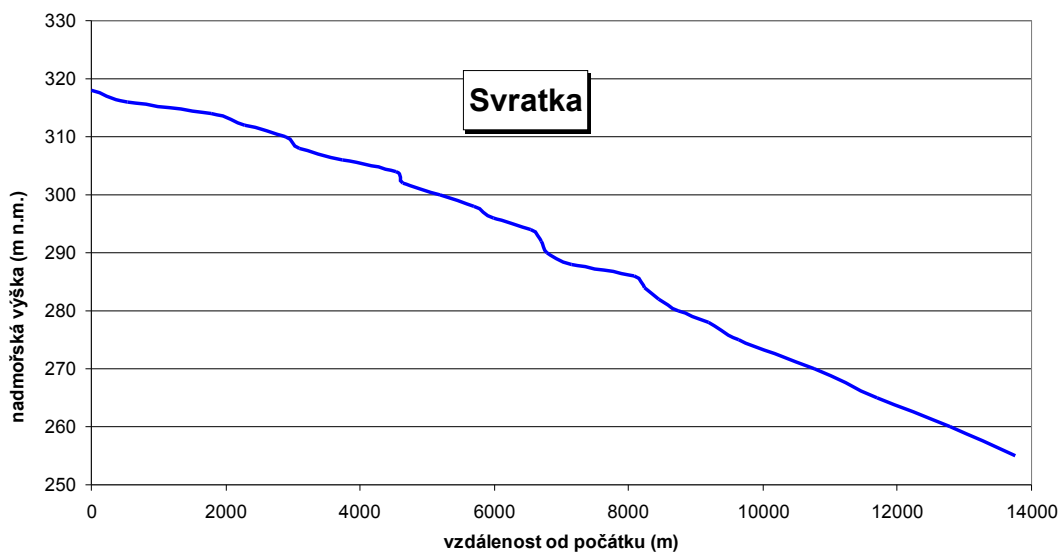
Vodní toky vytvářejí v širší oblasti zkoumaného území přibližně pravoúhlo soustavu říční sítě (obr 6-2). Tento typ údolní sítě je obvykle vázán na oblasti s četnými zlomovými liniemi (Horník et al. 1986).

Hlavním vodním tokem a zároveň osou oblasti je řeka Svratka, která, vyjma zakleslého meandru mezi Doubravníkem a Boračí, nejspíše exhumuje po miocénní mořské záplavě své staré koryto (Balatka a Sládek 1962). Ve zmiňovaném meandru Svratka teče pravděpodobně od miocénu. Dříve sledovala oslabenou zónu hranice svratecké klenby (Vosyka 1979), od Borače dále pak tekla Štěpánovickým příkopem (Hrádek 2000). Svratka má v úseku mezi Černvírem a Doubravníkem průměrný sklon 3,2 ‰ a tvoří zde meandry ve vlastní nivě. V úseku mezi Doubravníkem a Boračí se sklon zvyšuje na 5,6‰, což je patrné i na podélném profilu celého toku Svratky (viz příloha 2). V těchto místech je Svratka zaříznutá v úzkém erozním údolí, které bylo podle Vosyky (1979) predisponováno předneogenními zlomy. V této části také zaznamenáváme na podélném profilu 3 výrazné lomy ve spádu (viz obr. 6-3), které svou polohou odpovídají průchodu tektonických poruch směru SV-JZ (litavsko-doubravnická dislokace, boračsko-říkonínská dislokace) (viz příloha 1 a 4). V Boračí se při vstupu do široké nivy sklon toku opět zmenšuje na průměrných 4,8‰.



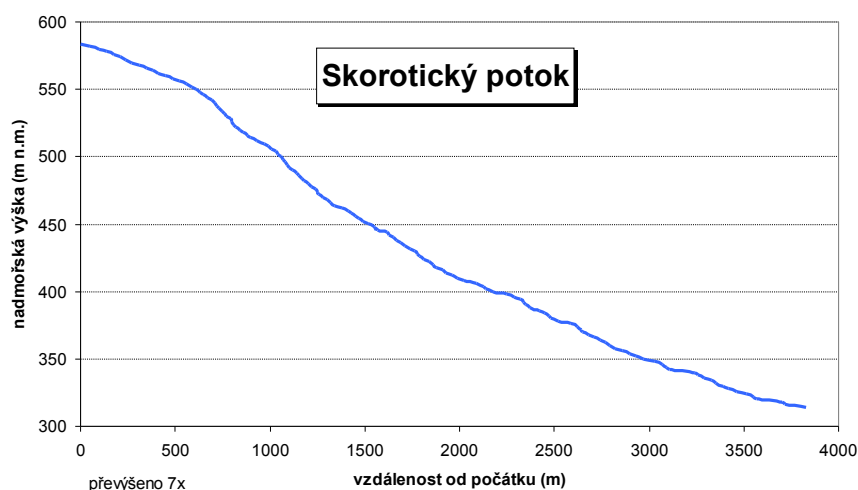
6-35 Půdorys říční sítě

6-36 Podélný profil řeky Svatky na zájmovém území (100x převýšeno)



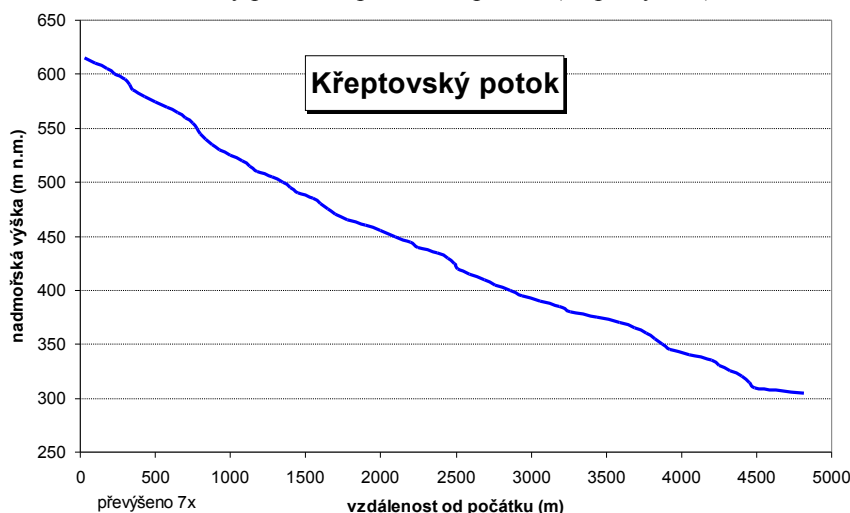
Levostranný přítok Svatky ústící v Černvíru, *Skorotický potok*, má nevyrovnanou spádovou křivku a průměrný sklon 71%. Údolí hluboce zaříznutého toku s příčným profilem V je tektonicky predisponováno (Vosyka 1979) systémy poruchových zón směru SV-JZ a SV-JZ a je složeno z úseků konsekventních, subsekventních a resekventních.

6-37 Podélný profil Skorotického potoka (7x převýšeno)



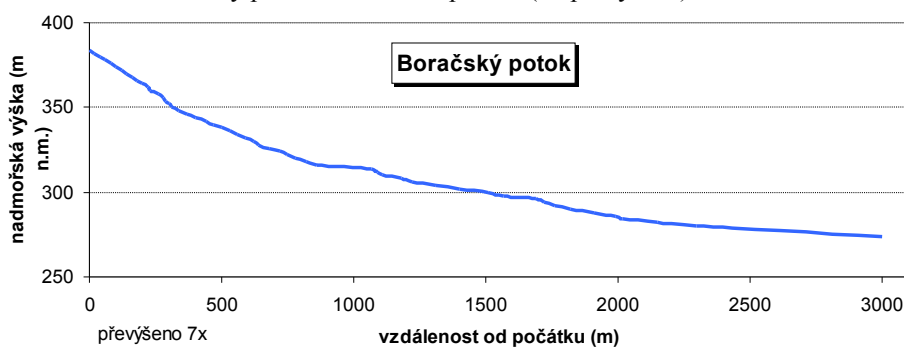
Dalším levostranným přítokem je *Křeptovský potok*, tok bystrinného charakteru s nevyrovnanou spádovou křivkou, erozním údolím tvaru ostrého V a balvanitým korytem s množstvím menších prahů v korytě. Tok má průměrný sklon 75% a je založen na tektonické poruše (Papoušek 1987).

6-38 Podélný profil Křeptovského potoka (7x převýšeno)



Pravostranný přítok Svratky *Boračský potok* má ze zmiňovaných toků nejvyrovnanější spádovou křivku, kterou lze rozdělit do několika úseků. První úsek po silnici *V Propadlí* má bystřinný charakter, je vyvinut v méně odolnějších horninách olešnické skupiny a svorového pásma a má průměrný sklon 79‰. V krátkém úseku pod *Jarcovou* (pravděpodobný úsek předmiocenního údolí Svratky) má sklon jen 9,5‰. V nejnižší, poměrně široké části se sklon opět zvyšuje na průměrných 21‰. Tento úsek musel být v minulosti vzhledem ke svému charakteru vytvořen mnohem vodnějším tokem.

6-39 Podélný profil Boračského potoka (7x převýšeno)



6.2.2 Analýza příčných profilů

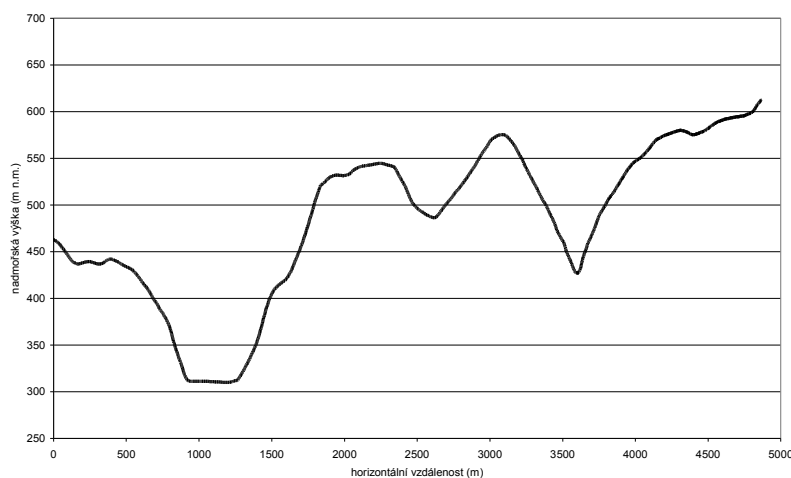
Příčné profily interpretují tvarové vlastnosti údolí v příčném směru kolmém na údolí, přičemž mohou odhalit různé tvarové asymetrie (Lacika 1999). Významnými parametry podle nichž lze usuzovat na genezi údolí jsou šířka, hloubka, asymetrie,

úklon, plynulost a stupňovitost údolních svahů. Tvar profilu je výsledkem poměru sil fluviaální eroze a svahové modelace (Buzek 1979).

Pro tuto analýzu byly zkonstruovány příčné profily údolí Svratky a jejich významnějších přítoků. Dohromady bylo vytvořeno 15 profilů, z čehož bylo 8 pro údolí Svratky, 2 pro Skorotický potok, 3 pro Křeptovský potok a 2 pro Boračský potok.

V prvních třech profilech (viz obr. 6-7 a přílohy 11 a 12), které protínají údolí Svratky v úseku mezi Nedvědicemi a Doubravníkem, je patrný jeho neckovitý charakter s poměrně strmými svahy. Nesouměrnost svahů je predisponována tektonicky a litologicky. Široké údolí je pravděpodobně ještě předneogenního stáří, kdy Svratka pramenila dále na západ než dnes a byla vodnější (Vosyka 1979, Balatka a Sládek 1962). Boční erozí tak bylo vytvořeno široké údolí. V miocénu bylo údolí vyplněno mořskými sedimenty. Po ústupu moře Svratka počala exhumovat své staré údolí (Vosyka 1979). Vosyka (1979) usuzuje na předneogenní stáří údolí, z důvodů výskytu černozeleňých jílu neogenních mořských akumulací v současném dně údolí.

6-40 Příčný profil údolím Svratky č.3 (severně od Doubravníku) (7x převýšeno)

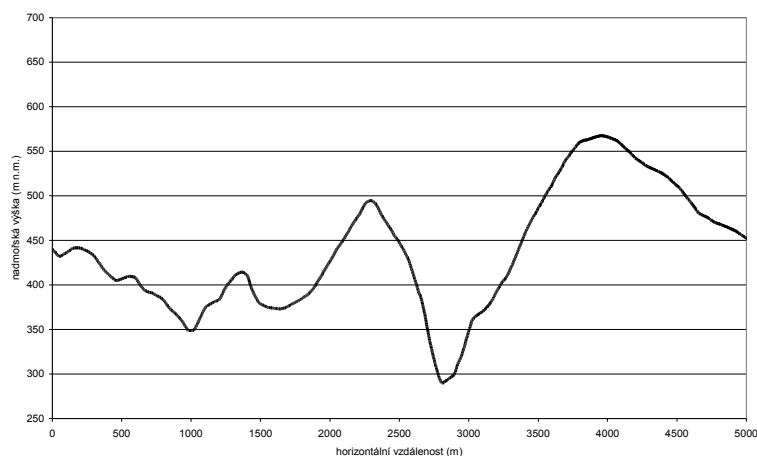


Na profilech 1 až 3 je také zřejmá reliktní úroveň zarovnaného povrchu, který se od středu svratecké klenby směrem k údolí sklání pod úhlem cca $2,5^\circ$. Tento povrch je rozřezán menšími často hluboce zařízlými toky.

Profily 4, 5 a 6 (obr. 6-8 a přílohy 13 a 14) jsou vedeny v úseku mezi Doubravníkem a Boračí a je na nich zřejmé hluboce zařízlé (až 200m) údolí tvaru V - nynější údolí Svratky a úvalovité opuštěné předmiocenní údolí Svratky, dnes již částečně přemodelované svahovými sedimenty a erozí menších vodních toků. Dnešní

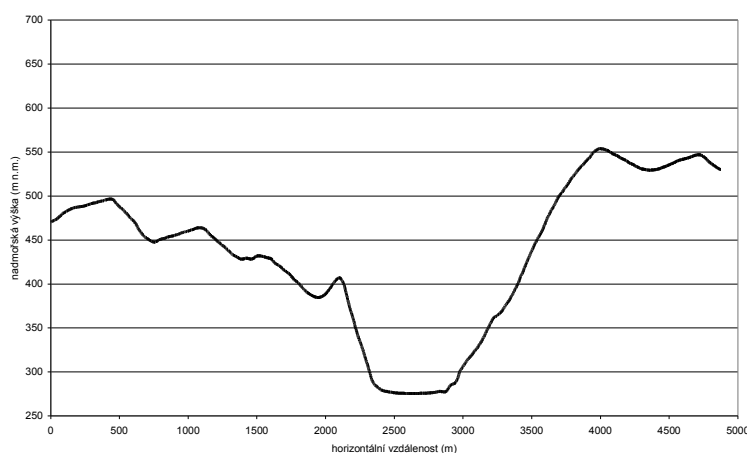
údolí Svratky má vyrovnaný sklon v celém profilu, mírná sklonová asymetrie může být dána tektonicky. Výšková asymetrie je nejspíše důsledkem původního sklonu reliéfu.

6-41 Příčný profil údolím Svratky č.5 (severně od Borače) (7x převýšeno)



Profily č. 7 a 8 (obr. 6-9 a příloha 15) protínají údolí Svratky jižně od Borače, kde se již opět projevuje neckovitý charakter údolí. V tomto úseku je údolí vázáno na tzv. Štěpánovický prolom. V úrovni 80 - 90 m nad současnou hladinou se na obou profilech výrazně projevuje stupeň ve svahu nad levým břehem. Tato úroveň odpovídá IV. terasové úrovni podle Říkovského, kterou řadí do spodního pleistocénu (1932 in Balatka a Sládek 1962).

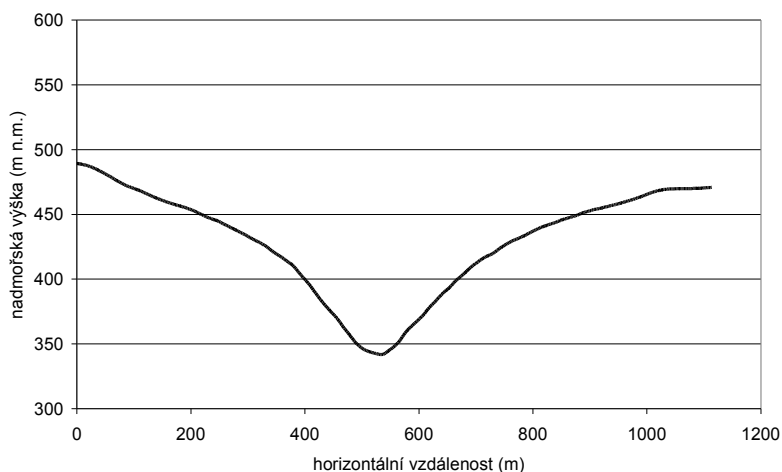
6-42 Příčný profil údolím Svratky č. 7 (jižně od Borače) (7x převýšeno)



Tektonicky predisponované údolí Skorotického potoka vzniklo nejspíše již před miocénem (Vosyka 1979). Důvodem tohoto předpokladu je výskyt miocénních sedimentů na údolních svazích (Geologická mapa ČSSR 1:200 000, list M-33-XXIX Brno). Ploché údolí je v nižších partiích přehlubeno, o čemž svědčí lom ve spádu ve

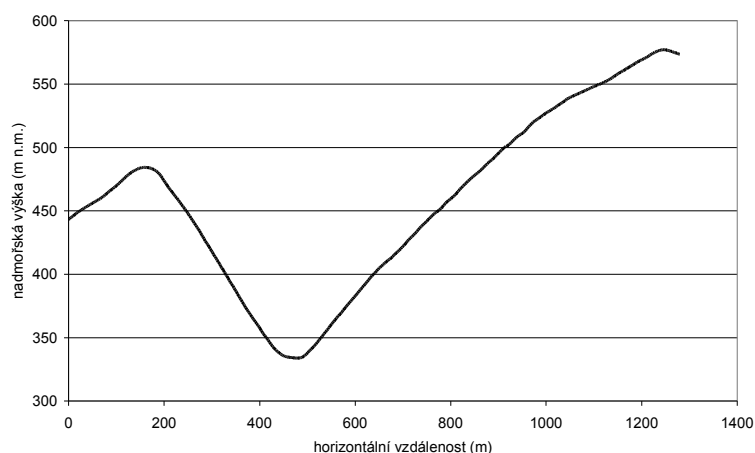
svazích údolí (obr. 6-10). V horní části má již profil tvar V bez výrazných lomů ve sklonu svahů (příloha 16).

6-43 Příčný profil údolím Skorotického potoka, č. 9 (2,5x převýšeno)



Profily údolím Křeptovského potoka (obr. 1-11, přílohy 17 a 18) ukazují hluboce zařízlý profil tvaru V (až 150 m) s výškově nesouměrnými svahy. Jediný lom ve sklonu svahu na profilu č. 12 je nejspíše výsledkem tektonického omezení Bělečské kotliny.

6-44 Příčný profil údolím Křeptovského potoka, č.11 (2,5x převýšeno)

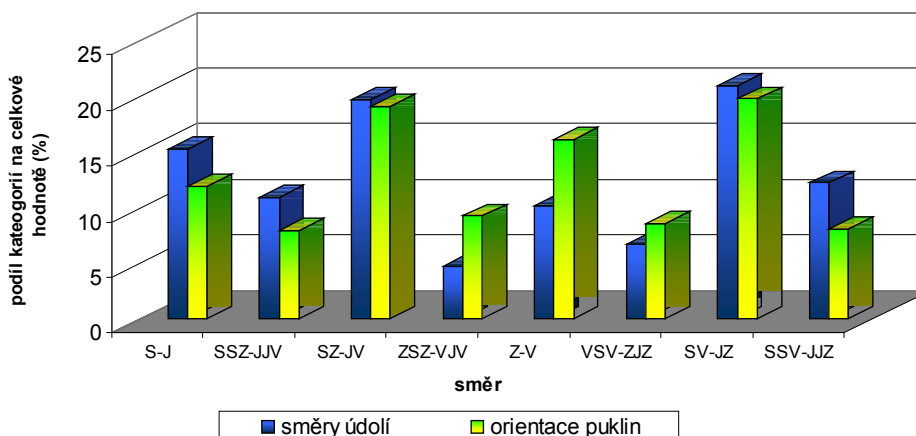


Profily 14 a 15 (příloha 19 a 20) odrážejí situaci u Boračského potoka, která byla popsána již v předchozí kapitole. Horní tok má charakter erozního údolí, dolní část erozně přemodelovává staré neckovité předmiocenní údolí Svratky (Vosyka 1979).

6.2.3 Analýza směrů údolních úseků

Analýza směrů údolních úseků podává přehled o hlavních směrech údolní sítě v kontextu s průběhem linií křehkého porušení. Toto srovnání umožňuje zjistit míru závislosti vývoje říční sítě na morfostruktuře.

6-45 Podíl směrů údolních úseků na celkové délce říční sítě



Pozn.: orientace puklin je znázorněna jako podíl směrů puklin na celkovém počtu naměřených hodnot

Analýzováno bylo přibližně 40 km údolních úseků stálých vodních toků. Dominantními směry údolí jsou SZ-JV a SV-JZ (až SSV - JJZ), jejichž podíl se blíží 20%. Tyto směry se uplatňují zejména u větších přítoků Svratky a také u samotné Svratky v zakleslém meandru mezi Doubravníkem a Boračí. Odpovídají nejvýraznějším směrům naměřeným při puklinové analýze a shodují se se směrem nejvýznamnějších diskontinuit v oblasti. Dalším výrazným směrem údolí je S – J, který se uplatňuje především u svrateckého údolí mezi Nedvědicí a Doubravníkem. Toto údolí je vázáno na tektonické rozhraní mezi svrateckým krystalinikem a svrateckou klenbou moravika oddělených závistským zlomem (směr S – J). Směr Z – V, který se výrazně projevil při puklinovém měření, není v říční síti příliš častý. Objevuje se spíše u občasně protékanych údolí, které nebyly do analýzy zahrnuty.

Celkově lze říci, že směry údolních úseků jeví značnou shodu se směry křehkého porušení v oblasti. Z tohoto důvodu lze předpokládat značné ovlivnění tvorby říční sítě tektonickou predispozicí.

6.3 Morfotektonická analýza

Morfotektonická analýza byla provedena na základě potřeby zpřesnění údajů o tektonické stavbě zájmového území v souvislosti s ověřením hypotézy uplatnění příčných a směrných neotektonických poruch při vzniku svahové deformace Běleč. Jak totiž uvádí Jelínek (2004), geologické mapy obsahují často následující nepřesnosti; zlomy jsou často vykresleny jako přímé linie nerespektující zakřivení reliéfu, dochází k nepřesné lokalizaci, zlomy formující údolí řek nejsou pod aluviálními sedimenty zobrazeny, mapy nevystihují regionální významnost zlomů a některé významné zlomy nejsou vykresleny vůbec.

Stav poznání

Morfologická analýza topografických prvků, obzvláště lineamentů, je již dlouho aplikována jako jeden z nástrojů v strukturních a tektonických studiích (Burbank a Anderson 2001). Ačkoli interpretace morfologie z hlediska geologických struktur je dobře zavedená, v různých studiích bylo poměrně málo využito dostupných digitálních metod v prostředí GIS pro účely tektonické analýzy (Jordan 2004). Problematika geomorfologické stavby reliéfu a strukturně-geologické stavby horninového prostředí byla donedávna řešena odděleně, bez vzájemné konfrontace výsledků jednotlivých metod (Jelínek et al. 2005). V současné době jsou již ve strukturní geologii využívány moderní morfotektonické postupy, a naopak strukturně-tektonické analýzy nacházejí uplatnění v geomorfologii (Pánek 2004).

Digitální tektonická geomorfologie (*Digital Tectonic Geomorphology*) je integrací tří komponent: strukturní geologie, geomorfologie a digitální analýzy reliéfu (Jordan a Csillag 2001). Morfotektonická analýza je založena na sledování vztahů mezi geologickou stavbou a reliéfem (Lysenko 2004). Využívá morfostrukturních metod studia reliéfu při zjišťování křehké tektoniky prostřednictvím interpretace digitálního modelu terénu (dále DTM) (Jelínek et al. 2005). Analýza DTM, prováděná za účelem modelování zlomových deformací zemské kůry, může v konfrontaci se strukturně geologickými poznatky přinést data o délce, dosahu a relativním stupni aktivity zlomů (Ganas et al. 2005, Jelínek et al. 2005, Jordan et al. 2005). Během posledních let byla spojitost mezi topografií a zlomovou tektonikou takto ověřena v řadě studií z různých území (Kumanan 2001, Pánek 2004, Ganas et al. 2005, Rodríguez et al. 2003, Jelínek 2004 a 2006, Grygar, Jelínek 2002, Lysenko 2004).

Morfostrukturní analýza je soubor metodických postupů, jejichž cílem je objasnění přímých nebo nepřímých vazeb mezi částmi reliéfu a stavbou zemského nitra

(Demek 1987). Metoda vychází z pojetí morfostruktur I. P. Gerasimova a vyplývá ze základního poznatku o georeliéfu, který je výsledkem neustálého protikladného působení endogenních a exogenních procesů (Gerasimov 1946 in: Bezvodová et al. 1985).

Cílem morfotektonické analýzy je identifikace a zhodnocení tvarů reliéfu, které jsou přímo podmíněny geologickou strukturou. Zvláštní pozornost je věnována hlavně orientaci výrazných lineárních struktur, tzv. morfolineamentů, jež je možno identifikovat na DTM či ze snímků dálkového průzkumu Země (dále DPZ). Morfolineamenty jsou lineární morfologické prvky (lineární údolí, hřbety, lineární lomy svahů, linie strmých svahů atd.), které se často vyskytují v místech strukturních diskontinuit (zlomové struktury, místa zvýšené hustoty puklin, litologická rozhraní). Nejzřetelnější jsou v případech hluboko založených zlomů normálního a reverzního typu, zatímco tahové zlomy se v topografii často jeví jako nepravidelné linie (Jordan 2004, Lysenko 2004). Rodríguez et al. (2003) používají výraz morfolineament (*morphoalignment*) ve smyslu hraniční zóny mezi dvěma bloky (teritoriálními jednotkami), které jsou průkazně liniemi tektonického porušení. Klasifikují je jako longitudální (podélné), tj. přibližně paralelní se základními rysy reliéfu, a transversálně-diagonální (příčné), tj. ty, které procházejí v ostrém úhlu skrz bloky.

Geomorfologické linie, projevující se v georeliéfu zřetelnou orientací geomorfologických forem, tvoří mřížkovou, případně stromovitou síť, podle níž je možno určovat směr tektonicky podmíněných linií (Urbánek 1993). Taková tektonická linie je prostorovým sjednocením jednodušších forem, které se váží na obě její strany (Jedlička a Mentlík 2003). Geomorfologické linie mohou kromě tektonických linií odrážet i vliv pasivní morfostruktury, na což je třeba při analýze brát ohled.

Jedním z nejvhodnějších způsobů zpracování morfostrukturní analýzy pro účely stanovení prostorové orientace geomorfologických forem je využití geografických informačních systémů. GIS přináší do geomorfologie nové výrazné možnosti: využitím digitálního modelu terénu je možno pracovat s velkým množstvím dat, například s morfometrickými charakteristikami území, které mohou sloužit k vzájemnému srovnávání a analýzám (Jedlička a Mentlík 2003, Voženílek et al. 2001). Mezi morfometrickými a genetickými formami reliéfu existuje na všech úrovních významný vzájemný vztah. V důsledku toho jsou morfometrické parametry reliéfu důležitými charakteristikami jeho genetických tvarů (Krcho 1990).

Informace o prvcích reliéfu, které ukazují na jeho tektonický původ, poskytují některé morfometrické charakteristiky, například sklonitost svahů, orientace svahů, hypsometrie, zakřivení reliéfu či směrové derivace (Jelínek 2004, Jedlička a Mentlík 2003, Jordan et al. 2005, Sebe a Jordan 2006). Dalšími možnostmi extrakce morfolineamentů z dat DTM jsou analýza textury říčních sítí, hřebenových linií (Jedlička a Mentlík 2003, Kumanan 2001), analýza specifických produktů DTM jako stínový reliéf, 3D model či horizontální řezy (Ganas et al. 2005, Rodríguez et al. 2003, Grygar a Jelínek 2002) nebo hodnocení snímků DPZ (Solaimani 2001, Kumanan 2001, Jelínek 2004).

Metodikou morfotektonické analýzy se zabýval zejména Jordan (Jordan a Csillag 2001, Jordan 2004, Jordan et al. 2005), podle jehož studií jsou hlavními, po sobě následujícími analytickými kroky v digitální tektonické geomorfologii: studium geometrie tektonických struktur; morfologický projev tektonických struktur; analýza DTM; rekognoskace lineamentů a jejich extrakce; popis a charakteristika; ověření. Dále doporučuje při analýze použít co největší počet metod, neomezit se pouze na vizuální interpretaci a zaměřit se na studium projevů sekundárních geologických procesů a jejich reprezentaci v DTM.

Výsledky

Morfotektonická analýza byla zpracována na základě metodiky popsané v kapitole 3.2. Výsledná síť morfolineamentů znázorněná v příloze č. 30 ukazuje místa pravděpodobného křehkého porušení horninového masivu v zájmové oblasti. Některé výrazné linie poměrně dobře vystihují směr a polohu hlavních tektonických poruch, které jsou vykresleny v geologických mapách (litavsko-doubravnická dislokace, boračsko-říkonínská dislokace a bítešský zlom), zpřesňují však jejich průběh na základě jejich morfologických projevů. Mimo tyto linie je v síti patrná řada dalších lineamentů křehkého porušení, které se vyskytují převážně ve dvou na sobě kolmých systémech. Prvním a výraznějším je systém linií směru zhruba SZ-JV a SV-JZ (až ZSZ-VJV a SSV-JJZ), druhým, spíše okrajovým a jen místně se projevujícím, je systém linií směru S-J a Z-V. Tyto systémy jeví značnou shodu jak se směry puklinové stavby uváděné v geologické literatuře (Sysel 1962, Puda 1967, Šamalíková a Hašek 1979, Dosoudil 1990, Hanžl a Buriánek 2006), tak i se směry vyplývajícími z puklinových měření (viz puklinová analýza). Z tohoto srovnání vyplývá poměrně dobrá úspěšnost

morfotektonické analýzy, a to i přes to, že se plně nepodařilo vystihnout regionální významnost jednotlivých poruch.

V místě výskytu svahové deformace Běleč byla identifikována výrazná linie porušení, na níž je založeno údolí Křeptovského potoka (vymapována Papouškem 1987), a dále příčná linie porušení nižšího řádu, která prochází kolmo napříč údolím. Tato linie není sice v interpretaci příliš výrazná (četnost 3), nicméně při bližším posouzení lze najít rysy nasvědčující tomu, že reprezentuje neotektonickou poruchovou zónu. Nasvědčují tomu následující zjištění:

- 1) Na levém údolním svahu Křeptovského potoka, na protilehlé straně údolí od portálu Běleč I., kde se nachází zájmová svahová porucha, se vyskytuje další svahová deformace, přesně v prodloužení zmiňované linie (viz podrobná geomorfologická mapa).
- 2) V místě průchodu linie údolím dochází ke změně směru toku Křeptovského potoka. Tato změna toku nicméně mohla vzniknout také odtlačení toku vlivem uložení sesuvných akumulací, v současnosti již odnesených.
- 3) V místě křížení linie s Křeptovským potokem se nachází menší skalní práh v řečišti (viz podrobná geomorfologická mapa)
- 4) Skalní hřbítek se známkami svahových pohybů vyklišuje do údolí z jinak přímého svahu v místě průchodu linie. Jsou na něm patrné také liniové poruchové zóny souhlasné se směrem linie (viz mapa sesuvu, příloha 8).
- 5) Na svahu údolí Svratky se v prodloužení linie vyskytují menší poruchy sesuvného charakteru a dochází ke změně směru průběhu erozní rýhy (viz podrobná geomorfologická mapa).
- 6) V přímém prodloužení linie se nachází jedna z větví rozsáhlé strže (viz podrobná geomorfologická mapa).

Výše popsaná linie tedy pravděpodobně reprezentuje příčnou neotektonickou poruchovou zónu s vysokou četností výskytu diskontinuit, která nejspíše lokálním zhoršením geomechanických vlastností hornin přispěla ke vzniku studované svahové poruchy. Stejným způsobem se mohlo projevit porušení tektonikou směrnou vázanou na strukturně založené údolí Křeptovského potoka. O uplatnění obou těchto poruchových zón svědčí i orientace puklin na výchozech na svahu s výskytem deformace, která nápadně odpovídá směřům obou pásem porušení (viz obr. 5-22). Na vznik svahové poruchy tedy měly neotektonické zóny porušení masivu pravděpodobně značný vliv.

6.4 Analýza vybraných povrchových tvarů reliéfu

Tato kapitola prezentuje charakteristiky jednotlivých skupin geomorfologických tvarů, které byly zmapovány při geomorfologickém mapování zájmového území a byly

zaneseny do podrobné geomorfologické mapy v měřítku 1:15 000 (viz volná příloha). Kapitola je doplněna fotodokumentací vybraných tvarů.

Základním kritériem při dělení jednotlivých tvarů reliéfu bylo genetické hledisko, podle něhož byly tvary rozděleny do dvou základních skupin, a to na tvary podmíněné endogenními činiteli a tvary vytvořené exogenními činiteli. Exogenně vytvořené tvary jsou dále členěny podle převládajícího procesu vzniku na tvary erozně denudační a tvary akumulární. Zvláštní kategorii pak tvoří tvary antropogenní.

Legenda a definice tvarů spadajících do jednotlivých kategorií jsou uvedeny v příloze č. 54. Bližší charakteristiku podává následující přehled.

6.4.1 Strukturně podmíněné tvary

Strukturní vlivy na vznik tvarů se obecně v reliéfu projevují třemi základními způsoby: aktivní horizontální a vertikální tektonikou, úložnými poměry hornin a litologickým složením hornin a jejich střídáním (Demek, Zeman 1979).

Na zájmovém území se v terénu z důvodů poměrně monotónního horninového složení (bítešské ortoruly) téměř neprojevují tvary vzniklé na základě rozdílů v odolnosti hornin. Hlavními způsoby jak struktura ovlivňuje vývoj tvarů v území jsou tedy vlivy pasivní tektoniky a dominující strukturní prvek u bítešských rul, kterým je charakteristická lavicovitá odlučnost podél výrazné foliace.

Strukturně denudační svahy, tedy svahy nebo jejich části, u nichž struktura zřetelně ovlivňuje jejich charakteristiky, se v území nacházejí ve dvou typech.

A) Svahy probíhající souhlasně s ukloněním foliačních ploch v ortorule

Foliace se na mapovaném území sklání pod úhly 15 – 40° směrem k JJZ až JZ. Do uvedené kategorie byly zařazeny svahy s touto orientací. Jedná se o svahy na *Brdu*, v *Křibech* a na *Jarcové*, které nejeví známky výrazného porušení. Svahy na *Dubinách* a pod *Bučinou*, zařazené také do této kategorie, jsou postiženy svahovými pohyby zapříčiněnými nejspíše podříznutím svahu boční erozí řeky Svratky, či porušením svahu tektonickými procesy.



6-46 Metamorfni foliace na zářezu u železnice v Doubravníku (foto: autor)



6-47 Strukturni svah pod Bučinou. (foto:autor)

B) Svahy tektonického původu

Tyto svahy jsou vázány na ověřené zlomy v území a jeví známky značného porušení. Objevují se na nich skalní výchozy, množství kamenných a blokových akumulací a proudů a často svahové deformace různé velikosti. Jejich výskyt je vázán především na průběh litavsko-doubravnické a boračsko-říkonínské dislokace a na pravděpodobně tektonické omezení svahů nad zakleslým meandrem Svratky (viz kapitola 6.3).

Skalnaté hřbety jsou většinou vázány na rozvodní hřbety při ukončení strukturálních svahů a jsou orientovány v hlavních směrech křehkého porušení oblasti. Dále se vyskytují na hřbetech některých erozně denudačních svahů, zde se však jedná o tvary s převážně exogenní modelací.



6-48 Skalnatý hřbet na Pláňavě (foto:autor)

6.4.2 Exogenní tvary

Erozně-denudační tvary reliéfu

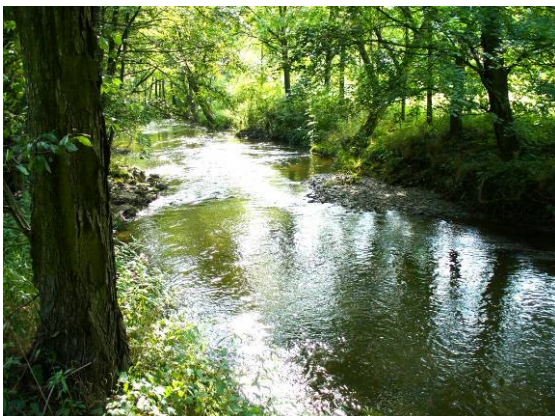
Aktivizace erozně denudačních procesů na tektonicky omlazeném reliéfu vedla k remodelaci území a vzniku výrazných tvarů reliéfu, které dnes značnou měrou dotváří výraz krajiny. Na současné podobě reliéfu se tak významně podílely zejména fluviální, nivální a kryogenní procesy a procesy gravitační.

Fluviální tvary

Tyto tvary byly hlavní měrou vytvořeny hloubkovou a boční fluviální erozí, které rozrušují svahy a vytváří podmínky pro další vývoj povrchových tvarů.

Mezi nejvýrazněji se projevující tvary reliéfu na mapovaném území se řadí *erozní rýhy*, které byly dle míry zahloubení rozděleny do erozních rýh občasně protékaných a do výrazných erozních rýh.

Vodní toky vytvořily svá koryta ve vlastních náplavech, deluviích a ve strmých úsecích i ve sklaním podkladu. Erozní údolí toků jsou značně zahloubena (obr. 6-18). Relativní převýšení se pohybuje od 210 m u Svatky do 80 m u bezejmenného přítoku Křeptovského potoka. Samotná říční koryta jsou zahloubena do svých akumulací od 1 do 2 m (obr. 6-17). Bezejmenný přítok Křeptovského potoka se u svého vyústění výrazně zařezává do skalního podloží (obr. 6-19).



6-49 Koryto řeky Svatky u Doubravníku (foto: autor)



6-50 Boračský potok v Rovínách (foto: autor)



6-51 Údolí Křeptovského potoka (foto: autor)

6-52 Koryto bezejmenného přítoku Křeptovského potoka (foto: autor)

Erozní rýhy občasně protékané jsou vyvinuty na údolních svazích a místy dosahují až 500 m délky. Často vycházejí ze svahových úpadů a přecházejí do výrazněji vyvinutých forem klasifikovaných jako výrazné erozní rýhy..

Výrazné erozní rýhy byly zvláště klasifikovány z důvodů většího zahloubení a obvykle tvořily přechod k výraznějším stržím.

Strže jsou ve sledovaném území poměrně značně vyvinuty. Jsou většinou vázány na strmé svahy v údolí Svratky, mají profil V a místy se zahlubují až do skalního podkladu. Jejich dno je tak často vyplněno kameny a bloky hornin. Místy dosahují délky až 500 m a hloubky až 12 m. Při jejich vyústění se většinou nacházejí výrazné akumulace, které nejsou prořezány erozními rýhami.



6-53 Erozní rýha ve svahu Pláňavy (foto: autor)

6-54 výrazná erozní rýha nad strží v Dílech (foto:autor)



6-55 Strž na Brdu (foto:autor)



6-56 Strž nad Prudkou zahloubená do skalního podkladu (foto: autor)

Výrazné stupně vodních toků se ve sledovaném území ne několika místech. Několik stupňů se vyskytuje v korytě Svratky. Další stupně byly zmapovány u Křeptovského potoka. Jelikož nejsou vázány na litologické přechody, jsou pravděpodobně výsledkem tektonické aktivity. Vliv zpětné eroze na tvorbu nalezených stupňů se neprokázal.



6-57, 6-58 Skalní stupně v korytě řeky Svratky (foto: autor)

Gravitační tvary

Do gravitačních tvarů řadíme tvary vzniklé svahovými pochody, při nichž se gravitace účastní přímo jako síla způsobující pohyb (Demek 1987). V geomorfologické mapě jsou v této kategorii zaznamenány svahové deformace. Na lokalitě se vyskytuje kromě řešené svahové deformace řada dalších menších poruch, které jsou vyvinuty v pokryvných útvarech a místy zasahují i do skalního podkladu. Byly nalezeny rotační sesuvy (místy s transportní oblastí proudového typu) a blokové pohyby podél predisponovaných ploch.. Většina tvarů této kategorie je vázána na erozní svahy

vodních toků, kde lze předpokládat tektonické porušení horninového masivu. Akumulace jsou ve většině případů sneseny dalšími svahovými procesy či odneseny fluvialní činností. Aktivita je výrazná jen u menších tvarů, ostatní nejeví známky výrazné současné aktivity (dle porušení stromové vegetace a čerstvosti forem). Časté jsou také lokality skalního řízení, které jsou vázány na většinu skalních stěn v oblasti, nejsou však velkých rozměrů a v mapě tak nejsou vykresleny z důvodu přehlednosti



6-59 Sesuv v deluviích u Svatky Na řekách (průměr 20 m, akumulace odnesena) (foto:autor)

6-60 Sesuv v pokryvných útvarech ve svahu na Bučině (průměr 40 m) (foto:autor)



6-61 Odlučná stěna sesuvu s tahovými trhlinami, pod Hrušínem (průměr 70 m) (foto: autor)

6-62 Blokovaná deformace podél ploch minerální foliace nad papírnami v Prudké (foto: autor)

Kryogenní tvary

Tvary vzniklé působením kryogenních a nivačních procesů (erozní i akumulární) jsou na území značně rozšířené, pokrývají 8,6% rozlohy území, což svědčí o významném reliéfovorném podílu intenzivního mrazového zvětrání v průběhu kvartéru a v menší míře i dnes. Jsou povětšinou vázány na hluboce zaříznutá erozní a strukturální údolí, jejichž svahy jsou značně porušeny a vytvářejí tak vhodné podmínky pro rozrušování kryogenními procesy.

Nejčastějšími tvary této skupiny byly ve sledované lokalitě skalní výchozy modelované kryogenními procesy. Tyto tvary, jejichž charakteristiky odpovídaly mrazovým srubům (různě velké sruby se strmou stěnou a horní plochou splývající se svahem), avšak neměly dostatečně vyvinuté kryoplanační terasy, byly proto vyčleněny do samostatné skupiny. Na místě kryoplanačních teras se povětšinou nacházely strmě ukloněné svahy pokryté kamenitými a blokovými akumulacemi tvořícími proudy. Kryoplanační terasy se nevyvinuly nejspíše v důsledku polohy skalních srubů na strmých svazích (většinou nad 25°) a tedy intenzivně působících svahových procesů.



6-63 Skalní srub s výraznou kryogenní modelací na svahu mezi Prudkou a Hrušínem (foto: autor)

6-64 Skalní stěna s kryogenní modelací na Pláňavě (foto: autor)

Tvary, které je možné klasifikovat jako mrazové sruby, se vyskytují pouze na dvou lokalitách, a to na svazích podél plochých hřbetů vrchu Hrušín a v Horkách u Bělče.



6-65 Mrazový srub na Hrušíně (foto: autor)

6-66 Mrazový srub s vyvinutou kryoplanační terasou v Horkách (foto: autor)

Úpady se na území nacházejí ve vyšších méně sklonitých partiích svahů a tvoří zde uzávěry erozních rýh.

Polygenetické tvary

Erozně denudační plošiny vznikající zarovnávaním horninového podkladu jsou považovány za relikty zarovnaného povrchu z období předkvartérního a kvartérního vývoje (Demek 1987). V lokalitě se vyskytují jen velice okrajově na rozvodních partiích *Hrušína* a *Vinohradu*. Plošiny a svahy se sklonem do 2° se nacházejí také „Pod Pláňavou“, kde jsou pravděpodobně reliktem předmiocenního údolí Svratky (Vosyka 1971, Demek 1987).

Z erozně denudačních svahů mají největší zastoupení sklonové kategorie 5 – 15° (34%) a 15 – 25° (33%). Erozně denudační svahy o sklonu do 5° s převahou denudace zaujímají 6,7 % plochy, svahy o sklonu 25 – 35° s převahou eroze 7,5 % a nejstrmější svahy nad 35° pouze 1% rozlohy (většina nejstrmějších svahů je klasifikována jako strukturní).



6-67 Plochý vrchol Hrušín (foto: autor)

6-68 ploché předmiocenní údolí Svratky v Propadlí (foto: autor)

Mezi polygenetické tvary byly zařazeny také *skalní stěny*, jejichž modelace byla ovlivněna převážně erozní činností vodních toků, projevíly se na nich však i další činitelé. Vysoké skalní stěny (až 30 m) se vyskytují hlavně v údolí Svratky a také v údolí Křeptovského potoka.



6-69 Skalní stěna v údolí Svratky u Borače (foto: autor)

6-70 Skalní stěna v údolí Svratky u Prudké (foto:autor)

Akumulační tvary

Z akumulčních tvarů byly v území zjištěny tvary fluviálního, kryogenního a gravitačního původu.

Fluviální tvary

Plošně nejrozsáhlejším akumulčním tvarem vzniklým působením fluviálních procesů jsou údolní nivy. Tyto holocenní náplavy, vyplňující dna údolí (Demek 1987), jsou nejvíce rozvinuty v údolí řeky Svratky. V úsecích mezi Černvirem a Doubravníkem a od Borače dále dosahují šířky až 300m. Svratka je v nivě zahloubena asi 1 m a celá niva je kromě bezprostředního okolí toku intenzivně hospodářsky využívána. Mocnost fluviálních akumulací uvádí Pacák (1989) od 2 do 8 m, přičemž se jedná o hlíny, písky se štěrkem, štěrky a jíly. V úseku mezi Doubravníkem a Boračí se vyvinula niva jen velice úzká, místy zcela chybí, což svědčí o převládající erozní činnosti řeky. Obdobně je tomu u Křeptovského potoka. Mocnost fluviálních sedimentů Svratky u *Prudké* (hlinitý písek se štěrkem) udává Veselý (1983) na 2 – 3 m. Boračský potok využívá ve zkoumaném úseku předmiocenního údolí Svratky, proto se zde vytvořila niva širší, u Borače až 100 m široká.



6-71 Údolní niva mezi Černvirem a Doubravníkem (foto:autor)

6-72 Úzká údolní niva Křeptovského potoka, antropogenně přemodelovaná (foto:autor)

Říční terasy, tedy akumulace terasových stupňů představujících bývalá údolní dna (Balatka, Sládek 1962), se vyskytují ve dvou úrovních. Terasy würmského stáří se nacházejí na obou březích Svratky v Boračí a na pravém břehu v Doubravníku, výškově se nacházejí 3 – 6 m nad současnou hladinou. Starší risská terasa se vyskytuje na

pravém břehu Svratky u Černvíru, její relativní výška je 10 – 14 m nad současnou hladinou (datování dle geologické mapy ČR 1:50 000, list Boskovice, 1991).



6-73 Říční terasa (riss) u Černvíru (foto: autor)

6-74 Říční terasa (würm) u Borače (foto: autor)

Výplavové kužely ukončují některé fluviální destrukční tvary jakými jsou erozní rýhy, strže a boční údolí. Většinou se v území vyskytují kužely malých rozměrů při vyústění strží do údolí Svratky, často jsou tvořeny i většími úlomky neopracovaných hornin (až 30 cm), které svědčí o epizodách náhlých přívalů a proudů. Z větší části jsou však akumulace odneseny. Největší výplavový kužel se nachází při vyústění menší vodoteče do nivy Svratky u Černvíru (až 100 m široký, 3 m mocný). Kužely nejsou vyjma jediného případu (při vyústění Křeptovského potoka) výrazně prořezány.



6-75 Výplavový kužel pod strží u železniční zastávky Prudká (foto: autor)

6-76 Výplavový kužel pod strží pod Bučinou (foto: autor)

Štěrkové výspy se nacházejí v korytě Svratky u Doubravníku (vytvořeny v místě rozšíření koryta) a před Boračí (jelikož materiál nejeví známky výrazného opracování, nejspíše se jedná o ne zcela odnesenou akumulaci skalního říčení).

Gravitační tvary

Zejména se jedná o produkty skalních řícení a následných pohybů těchto materiálů po svahu. Nachází se v podstatě pod všemi většími skalními výchozy na prudších svazích. Jelikož se na jejich vzniku podílely velkou měrou kryogenní a nivální procesy, byly tyto tvary zařazeny do akumulacních tvarů kryogenních.

Kryogenní tvary

Tyto tvary jsou v území značně rozšířené, celkově zaujímají plochu 1,2 km² (tj. 8,6 % z celého území). Jedná se především o kamenné, balvanové a blokové proudy, které se nejčastěji vyskytují na prudkých svazích pod skalními výchozy v údolí Svratky mezi Doubravníkem a Boračí. Jsou dobře vyvinuté, značné délky (až 200 m) a s různou mírou aktivity. Většina tvarů jeví známky recentní aktivity. Větší míra aktivity byla patrná na sklonitějších svazích. Zcela neaktivní tvary této skupiny nebyly nalezeny. Ve smyslu definice dle Rubín et al. (1986) má řada tvarů této skupiny charakter suťových proudů, tedy výskyt na svazích se sklonem větším než 15° a nestabilita. Nicméně na základě původu materiálu, jakožto produktu mrazového zvětrávání, a větší velikosti materiálu byly klasifikovány do výše uvedené skupiny. U řady těchto tvarů se vyskytují prvky, které by mohly svědčit o rychlejších pohybech v době přívalových dešťů, kdy se mohly vyvinout až mury. Jedná se především o oválné sníženiny v horních závěrech některých proudů, které by mohly být zdrojovou oblastí intersticiálního materiálu a výskyt místy výrazného podílu hlinité složky.



6-77 Kamenný proud v Dubinách (foto: autor)



6-78 Blokový proud na Pláňavě (foto: autor)

Rozptýlené kamenné, balvanové a blokové akumulace jsou na území velice hojně rozšířeny, pokrývají téměř celé plochy svahů úzkého údolí Svratky mezi Doubravníkem a Boračí. Tyto akumulace se na povrch dostávají z eluvií (krytými nepříliš mocnými deluvii) nebo zvětráním skalních výchozů. Po svahu jsou transportovány soliflukcí a dalšími svahovými pohyby, zejména na strmých svazích. Mezi nimi se nacházejí bloky místy až třímetrových rozměrů.



6-79 Rozptýlené kamenné, balvanové a blokové akumulace na svahu Pláňavy (foto: autor)

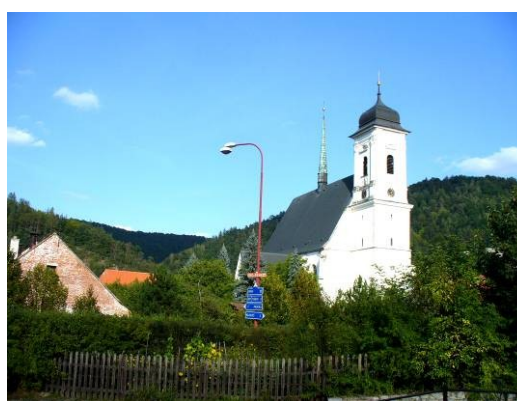
6-80 Rozptýlené kamenné, balvanové a blokové akumulace na svahu Hrušina (foto: autor)

6.4.3 Antropogenní tvary

Z této skupiny tvarů jsou v území nejčastější agrární terasy vyskytující se poměrně hojně na méně svažitéch územích, které byly zejména v minulosti hospodářsky využívány (jak potvrzují mapy II. vojenského mapování). Časté jsou také zářezy a násypy komunikací a cestní sítě, která je v území poměrně hustá a vytváří tak umělé stupně působící jako zpomalující prvek eroze. Navážky se vyskytují zejména v sídlech a průmyslových (papírny v Prudké) či rekreačních objektech (r.s. Prudká). U silnice *Pod Pláňavou* se nachází skládka komunálních odpadů.



6-81 Agrární terasa na Jarcové (foto: autor)



6-82 Doubravník (foto: autor)

6.5 Morfologický vývoj reliéfu

Dnešní podoba reliéfu zájmového území a jeho okolí byla formována zejména během kenozoika, respektive v průběhu neogénu a kvartéru. Po dlouhém období tektonického klidu a denudace, kdy se vytvořil post-hercynský zarovnaný povrch (peneplén), byl Český masiv výrazně přetvořen až v souvislosti s alpínskou orogenezí probíhající od křídý (Balatka a Kalvoda 2006). První období neotektonického zmlazení Českého masivu proběhlo při vrásnění laramid na počátku terciéru, po němž v paleogénu nastal vývoj nového zarovnaného povrchu paleogenního stáří (Demek 2004). Relikty tohoto povrchu jsou nejstarším prvkem dnešního reliéfu na zkoumaném území. Vyskytují se jen velice okrajově v pozici rozvodních hřbetů na *Hrušíně* a *Vinohradě*. Tato úroveň typu etchplénu byla od neogénu značně přemodelována do dnešní podoby (viz 3D model v příloze č. 28).

Zarovnávání reliéfu bylo přerušeno na konci oligocénu až ve spodním miocénu, kdy došlo k tektonickému rozpadu paleogenního zarovnaného povrchu (Balatka a Kalvoda 2006). Tektonické pohyby spojené s vývojem alpsko-karpatské orogenní soustavy se projeví jednak vyklenováním tohoto povrchu, jednak oživením starých zlomů a vytvořením nových. Do vyzdvižených částí se rychle zařezávaly toky (Demek et al. 1965). Takto bylo hluboce zařezáno i údolí Svatky na zájmovém území, o čemž svědčí relikty miocenních mořských sedimentů na dně údolí mezi Černvírem a Doubravníkem a u obce Borač (Vosyka 1979, Roštínský 2002). Svatka v této době sledovala oslabenou zónu tektonického rozhraní svratecké klenby a svrateckého krystalinika a tekla v ose Černvír, Doubravník, *Propadlí*, dále na Borač a Štěpánovickým prolomem k Tišnovu. O této skutečnosti svědčí charakter údolí a nálezy fluviálních štěrkových akumulací *Pod Pláňavou* (Vosyka 1979). S vrásněním Alp a Karpat bylo úzce spjato značné kolísání úrovně mořské hladiny, což mělo v neogénu za následek několik rozsáhlých transgresí na jv. část Českého masivu spojených se sedimentací (Roštínský 2002). Na zájmové území zasáhla záplava z alpsko-karpatské předhlubně údolím Svatky a prolomovou depresí od Lomničky a Lomnice do Bělečské kotliny (dle lokalizace výskytu mořských sedimentů). Podle charakteru sedimentů a fosilních nálezů se jednalo o spodnobádenskou transgresi (Schütznerová-Havelková 1969).

Geneze bádenských sedimentů, zejména v Bělečské kotlině, zřejmě souvisí s vlivem tektonických pohybů během neogénu. Tektonickou predispozici kotliny

vyplněnou neogenními a částečně nejspíše i redeponovanými křídovými sedimenty naznačuje Papoušek (1987), který však neuvádí stáří kotliny a pouze nabízí dvě možnosti vývoje. Podle těchto možností se buď sedimenty ukládaly již do vytvořené a erozně přemodelované deprese nebo syngeneticky s tektonickými pohyby. Dle prvního scénáře tedy k rozlámání paleogenního zarovnaného povrchu v území došlo na konci paleogénu a spodním miocénu. Druhá možnost by znamenala, že k pohybům germanotypního charakteru docházelo až v průběhu bádenské sedimentace. Posouzení těchto dvou teorií je zásadní při hodnocení geneze zájmového území; je však poměrně obtížné. S tímto problémem se setkává např. Peterková (2006) při hodnocení geomorfologických aspektů údolí řeky Svratky mezi Veverskou Bítýškou a městskou částí Brno-Bystrc. K první možnosti se přiklání např. Ivan (1974), k druhé pak např. Krejčí (1964).

Po zohlednění výsledků geomorfologické analýzy a studia dřívějších výzkumů, preferuji v zájmovém území následující scénář. Na konci oligocénu a počátku miocénu docházelo k vyklenutí reliéfu, což mělo za následek zahlobení údolí řeky Svratky, a to v podstatě do dnešní úrovně. K rozlámání vyklenutého paleogenního zarovnaného povrchu na jednotlivé kry došlo podél starých a nově vzniklých zlomů následně v období spodního a středního miocénu. O tomto závěru svědčí odlišný charakter údolí řeky Svratky mezi Doubravníkem a Boračí ve srovnání s ostatními částmi údolí. Tato část údolí má charakter výrazně odlišný od ostatních částí údolí (údolí tvaru V, větší výskyt skalních tvarů, skalní prahy v řečišti) a jeho geneze je tak zřejmě mladšího data. Svratka před miocénní záplavou tekla do Borače přes *Propadlí* a *Roviny*. Rozhodující vliv na změnu toku mělo nejspíše relativní vyzdvižení příčné kry vůči okolí v prostoru *Propadlí*. K této události však došlo zřejmě až ve středním miocénu. V případě dřívějších pohybů by nejspíše Svratka vytvořila antecedentní údolí a tok by dále pokračoval touto cestou. K tomu však došlo pouze částečně, o čemž svědčí vyzmapovaná podélná deprese na jižním okraji Doubravníku (Hruška 1991). Druhou možností by bylo přeložení toku, což se dle výše uvedených skutečností odehrálo až později. K pohybům jednotlivých ker docházelo podél starších zlomů systému SSV-JJZ (až SV-JZ) a SZ-JV, vzniklých v době variských geotektonických pohybů. Dle výsledků morfotektonické analýzy mohly hrát podřadnou úlohu i zlomy nejstaršího systému S-J a V-Z. Velikost relativního vyzdvihu příčné kry v *Propadlí* lze odhadovat až na 70 m. Relativní pokles Bělečské kotliny, jejíž sedimentární výplň tedy vznikala nejspíše syngeneticky, má srovnatelnou mocnost (největší hloubka navrtných neogenních

sedimentů byla 63 m). Pohyby zřejmě částečně pokračovaly i po ústupu moře, což dokládají příčné rulové prahy v mořskými sedimenty vyplněné prolomové depresi mezi Lomnicí a Bělčí (Papoušek 1979).

Mořská transgrese se začíná do území rozšiřovat vlivem poklesů jihovýchodní části Českého masivu ve spodním badenu (Cicha 2002). Dle rozšíření mořských sedimentů se dá usuzovat, že již před mořskou záplavou byly částečně vyvinuty některé přítoky Svratky, Skorotický potok a také zřejmě vodní tok, který se do Svratky vléval v Borači a tekł ze směru údolí dnešní Svratky od *Prudké*. Dle Roštinského (2002) se předpokládá hloubka moře v Borači až 200 m. Hladina tedy dosahovala výše než příčný hřbet, o čemž svědčí i nálezy fosilií v jeho okolí. V době ústupu moře voda ještě dočasně proudila přes *Propadlí*, o čemž svědčí zbytky terasy, které jsou nyní rozneseny orbou. Nicméně Vosyka (1979) dle petrografických rozborů valounů soudí, že se spíše jedná o směs zbytku terasy říční a terasy vytvořené příbojem ustupujícího moře (valouny převážně z místního materiálu). Svratka oderodovala mořské sedimenty na hřbetu až na skalní podklad, nicméně v epigenetickém zahlubování nepokračovala, a lze tedy soudit, že již od té doby proudila údolím v *Prudké*. Zpětnou erozí malého vodního toku založeného na tektonicky porušené zóně došlo nejspíše k načepování hlavního toku Svratky a k jejímu přeložení do dnešního údolí. Druhou možností je, že údolí malých toků v tomto úseku byla již částečně erozně zahloubena, byla překryta mořskými sedimenty a Svratka se po ústupu moře do těchto sedimentů a následně do podloží zahloubila epigeneticky.

Dnešní údolí Svratky mezi Doubravníkem a Boračí je tedy pravděpodobně středně až svrchně miocenního stáří. Svratka počala exhumovat své staré údolí vyplněné mořskými sedimenty a ve zmiňovaném prostoru se podél tektonicky oslabeného pásma začala zařezávat do bítešské ortoruly. Míru zahloubení od středního miocénu lze podle úrovně terasy v *Propadlí* a úrovně dnešního toku odhadovat na 100 – 110 m. V souvislosti s přeložením a zahlubováním toku se začala vyvíjet i údolí bočních přítoků Svratky; údolí Boračského potoka, který ve své spodní části exhumuje staré údolí Svratky, a také údolí Křeptovského potoka, které je zřejmě předurčeno oslabenou zónou podél tektonické linie. Bělečská kotlina byla v pozdním miocénu a pliocénu nejspíše odvodňována tokem sledujícím prolomovou depresi ve směru Lomnice. Zpětnou erozí však došlo k podchycení tohoto toku a Křeptovský potok začal odvádět vody i z části této deprese od Lomnice. Dle výškové úrovně sedla v Lomnici a míry

zahloubení dnešního toku se tak stalo pravděpodobně na přelomu pliocénu a pleistocénu.

Míru zahlubování řeky Svatky lze stanovit z úrovně říčních teras. Nejvyšší úroveň terasových štěrků uvádí Vosska (1979) na pravém údolním svahu mezi Černvírem a Doubravníkem, a to 85 m nad současnou hladinou. Na několika příčných profilech byly také zaznamenány menší erozní stupně a lomy spádu svahu v úrovni zhruba od 76 do 84 m. Tato úroveň přibližně odpovídá IV. terasovému stupni dle Říkovského (1932 in Balatka a Sládek 1962), kterou klade do staršího pleistocénu. Risská terasa se nachází v úrovni 10 – 14 m a würmské terasy 2 - 4 m nad dnešní hladinou. Míra zahlubování tedy odpovídá následujícím intervalům: svrchní miocén a pliocén 0,03 – 0,1 cm/100 let, starší pleistocén 0,3 – 0,4 cm/100 let, střední pleistocén 0,6 – 0,9 cm/100 let, mladý pleistocén 0,5 – 1 cm/ 100 let.

V období pliocénu dochází k rozvoji říční sítě a zarovnávání vertikálních rozdílů reliéfu iniciovaných tektonickými pohyby v miocénu. V základních rysech je již vytvořeno základní uspořádání reliéfu jako v dnešní době. Detailní modelace je výsledkem kvartérního vývoje (Demek et al. 1965).

Vývoj reliéfu v kvartéru probíhal hlavně pod vlivem silných klimatických výkyvů. Vlivem těchto změn docházelo k oscilacím hladiny světového oceánu a tedy i hlavní erozní báze a vodní toky se zařezávaly do horninového podkladu s různou intenzitou (viz výše). V chladných obdobích pleistocénu leželo území Českých zemí v periglaciální klimamorfogenetické oblasti (Demek et al. 1965). V těchto obdobích docházelo v zájmovém území na rozvodních hřbetech ke kryoplanaci, místy se vytvořily mrazové sruby. V erozních údolích se kryogenními a nivačními procesy vytvářely také zárodky mrazových srubů, nicméně v důsledku intenzivní hloubkové eroze a svahových procesů se nevyvinuly kryoplanační terasy a vznikly tak pouze skalní výchozy modelované kryogenními procesy. S jejich vývojem je spojen také vznik kryogenních kamenných, balvanových a blokových akumulací. Svahy jsou v této době rozbrázděny nivačními depresemi karovitého tvaru. Činností větru vznikly v chladných obdobích sprašové závěje a akumulace sprašových hlín v Černvíru, v *Propadlí* a u Bělče, které byly v období interglaciálů a holocénu stabilizovány (Demek et al. 1965).

V pozdních glaciálech dochází k degradaci permafrostu, vývoji svahových sedimentů, vzniku úpadů, zvýšené činnosti svahových pohybů, soliflukci a vzniku mur, vytvářejících se ve vodou nasycených svahových akumulacích. Vývoj tvarů spojených

s klimatickými výkyvy se naposled projevuje koncem poslední chladné fáze v mladším dryasu.

V holocénu je již intenzita geomorfologických procesů menší. Nejvýznamnějším činitelem se stává člověk. S odlesněním v průběhu zemědělské kolonizace souvisí vývoj povodňových sedimentů v širokých nivách mezi Černvírem a Doubravníkem a dále za Boračí. Úsek v zakleslém meandru Svratky má stále erozní charakter a větší sklon, proto tam nedošlo k vývoji nivy. Boční eroze na nárazových březích zde v průběhu kvartéru vytvořila strmé skalní stěny. V důsledku odlesnění, špatného hospodaření a vývoje cestní sítě dochází v holocénu ke zvýšení míry eroze a vývoji strží a erozních rýh, u jejichž vyústění se tvoří výplavové kužely.

Vývoj většiny svahových deformací v zájmovém území souvisí nejspíše s výraznou hloubkovou činností vodních toků. Mělké deformace vyvinuté v pokryvných útvarech se vyvíjely zřejmě v důsledku zvýšeného přísunu vody, jak ze srážek, tak z tání sněhu a permafrostu v pozdních glaciálech. Řešená svahová porucha pravděpodobně vznikla jako důsledek uvolňování horizontálního napětí v horninách masivu v důsledku erozní činnosti Křeptovského potoka, přičemž významnou roli nejspíše sehrál výskyt oslabených zón podélné a příčné tektonické poruchy. Dle míry zahlubování lze stáří deformace odhadovat na středně pleistocénní.

7 DENDROGEOMORFOLOGICKÁ ANALÝZA

Dendrogeomorfologická analýza byla pro výzkum zvolena zejména z důvodů chybějících informací o aktivitě svahové poruchy v nedávných letech. Jelikož je povrch svahové deformace pokryt vzrostlou lesní vegetací, jevila se tato metoda jako vhodná pro záměr výzkumu.

Termín dendrogeomorfologie, který byl zaveden Alestelem (1971), označuje dendrochronologickou metodu, která se zabývá reakcemi stromů na geomorfologické procesy a může tak předkládat data o počátku, délce trvání, amplitudě či četnosti těchto procesů. Metoda, byla popsána již Alestelem (1971) a Shroderem (1980), je založená na analýze růstových vlastností dřevin, letokruhů stromů, tvaru kmene, větví a kořenů. Tato forma výzkumu byla mimo jiné použita pro účely studia řady typů svahových pohybů, např. u suťových proudů (Bollschweiler 2007), svahových pohybů blokového typu (Daňhelka 1999 a 2001), skalních řícení (Perret et al. 2006, Stoffel 2006) či u pohybů skalních ledovců (Bachrach et al. 2004). Přehled literatury zabývající se dendrogeomorfologickou analýzou v souvislosti s přírodními riziky nabízí např. Stoffel (2006).

Dendrogeomorfologie v současné době nabízí množství metodických přístupů a široký rozsah jejich aplikací (Strunk 1997, Wiles et al. 1996). Výběr vhodné metodiky je závislý na povaze studovaného procesu a vlastnostech stromové vegetace na výzkumné lokalitě.

Základním principem metody, na kterém je založené datování historických událostí, je tvorba letokruhů u stromů. Tyto charakteristické útvary vznikají periodickým opakováním produkce kambia, které společně s felogénem zajišťuje radiální růst stromů. Kambium je prstenec dělivého pletiva produkující dřevní hmotu. Periodické opakování produkce jarního světlejšího a letního (až podzimního) tmavšího dřeva a přerušení činnosti v období vegetačního klidu zajišťuje vznik makroskopicky výrazných letokruhů. Každý letokruh je tedy produktem jednoho roku činnosti kambia (Daňhelka 1999).

Geomorfologické procesy, jako například svahové pohyby, mohou růst stromů a tvorbu letokruhů ovlivňovat různým způsobem. Jejich vlivem může u stromů dojít k:

- a) naklonění kmenu stromu
- b) napnutí až přetržení kořenů
- c) pohřbení části kmene

- d) expozici (obnažení) kořenů
- e) poškození kůry a pletiva
- f) destrukci části nebo celého stromu

Strom na tyto události reaguje:

- a) růstem reakčního dřeva a tvorbou excentrických letokruhů
- b) uhynutím, potlačením nebo zvýšením růstu (např. z důvodu poškození sousedních stromů)
- c) tvorbou traumatických pryskyřičných kanálků
- d) neobvyklým pučením
- e) tvorbou korazních jizev (Braam et al. 1987a)

Shroder (1980) pro tyto druhy vztahů zavedl termín „Process – Event – Response chain“ (řetězec proces – událost – odpověď).

Pro účely této práce je rozhodující hodnocení excentrického růstu letokruhů a zhuštění nebo rozvolnění letokruhů.

Excentrické letokruhy jsou charakteristické pro stromy vyskytující se na sesuvných lokalitách (Braam et al. 1987b). Růst excentrických letokruhů je reakcí na naklonění stromu např. v důsledku svahového pohybu. Strom má tendenci opět dosáhnout rovnovážného stavu a vytváří tzv. reakční dřevo. Pro listnaté stromy je typická tvorba tenzního dřeva (na opačné straně ke směru náklonu). K tvorbě reakčního dřeva dochází nejpozději v následujícím roce po iniciující události (Daňhelka 1999). Vychýlení stromu z rovnovážné polohy vlivem takové události lze tedy přesně datovat.

Zhuštění nebo rozvolnění letokruhů může být také reakcí na svahový pohyb a lze je jednoduše interpretovat z růstové křivky stromu. Ke zhuštění letokruhů dochází například v důsledku porušení kořenového systému vlivem pohybu. Naopak k rozvolnění dochází například vlivem eliminace okolní vegetace a tedy odstraněním konkurence způsobené pohyby (Daňhelka 1999). Ostatní příčiny jako požáry, nemoci, vývraty, hospodářská činnost či konkurenční boj lze eliminovat průzkumem lokality.

Vhodnost výběru stromů pro dendrogeomorfologický výzkum je závislá na charakteristikách stanoviště stromu spíše než na charakteristikách biologických. V praxi je nezbytné použít ty druhy, které jsou na stanovišti k dispozici (Daňhelka 1999).

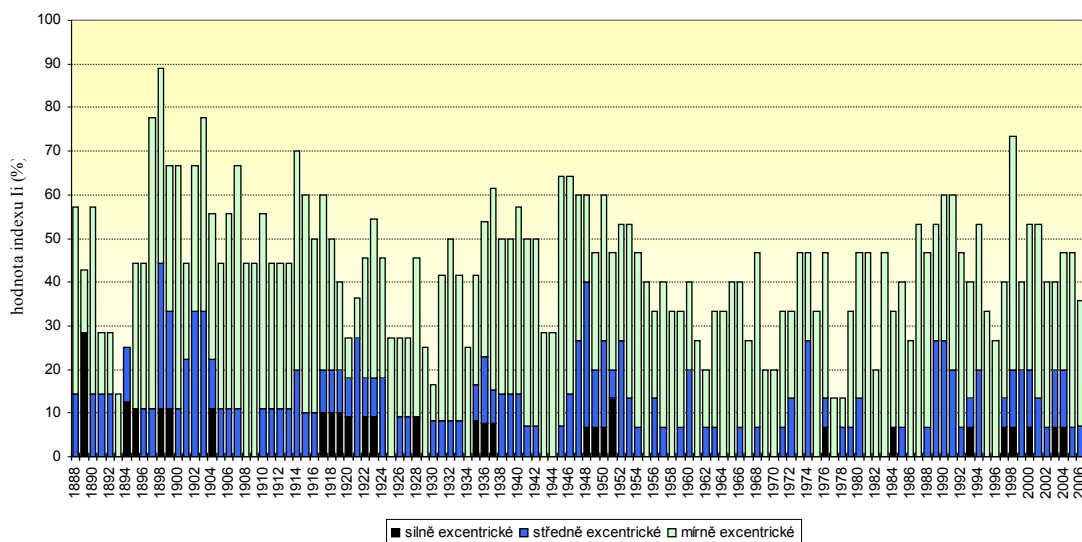
7.1 Interpretace výsledků

Hodnocení dynamiky svahové poruchy Běleč bylo na základě zpracování letokruhových řad možno zhruba od roku 1880 do roku 2007 (viz příloha č. 30). Nejstarší vývrt zasahoval do roku 1861, nicméně až od roku 1880 bylo k dispozici více řad. Jelikož byly vzorky odebrány v létě roku 2008 a poslední letokruh nebyl tedy zcela vytvořen, bylo možno aktivitu poruchy hodnotit do roku 2007. K analýze bylo použito 43 vzorků. Vzorky ze stromu č. 4 nebylo možno kvůli značnému poškození využít.

Základní naměřená data a fotodokumentace jednotlivých měřených stromů jsou součástí příloženého CD.

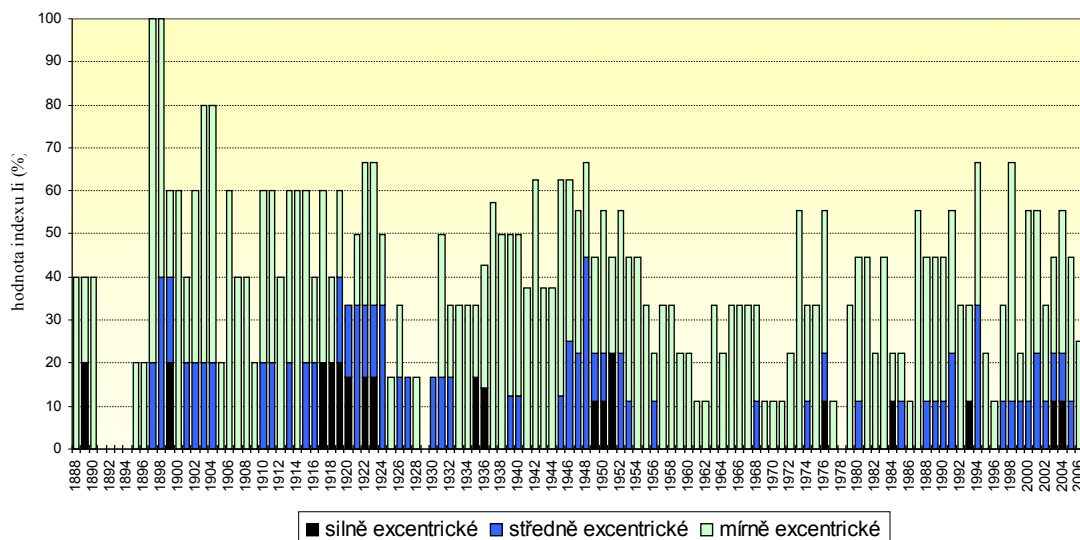
7.1.1 Excentrické letokruhy

Dynamika svahových pohybů na zájmovém území byla nejdříve hodnocena pro celý svah nad portálem štol, tedy pro všechny stromy.



7-83 Hodnoty I_i podle míry excentricity letokruhů pro celou analyzovanou oblast

Z grafu 7-1 je patrné, že hodnota indexu I_i nedosahuje příliš velkých hodnot, to znamená, že nedochází k pohybu ve všech partiích svahu najednou. Proto byla dále posuzována míra excentricity zvláště pro stromy rostoucí v rámci pravděpodobného vymezení svahové poruchy.



7-84 - Hodnoty I_i podle míry excentricity letokruhů pro předpokládané vymezení svahové poruchy

Graf 7-2 ukazuje, že ani v rámci vymezení svahové deformace nelze usuzovat na pohyby v celém jejím profilu. Spíše se jedná o pohyby diferencované do dílčích částí svahu. Nicméně podle vypočítaných hodnot lze stanovit několik období zvýšené pohybové aktivity. Jedná se o období 1897–1899, 1903–1904, 1917–1924, 1945–1952, 1993–1994 a 1998–2004. Naopak období bez výrazné produkce excentrických letokruhů jsou zejména roky 1891–1894, 1928–1929, 1961–1962, 1969–1970, 1977–1978 a roky 1986 a 1996.

Lepší prostorovou interpretaci je třeba provést rozбором hodnot excentricity u jednotlivých stromů a jejich skupin podle lokalizace na svahu. Grafy znázorňující numerické hodnoty excentricity jsou uvedeny v přílohách X až X.

První skupinu tvoří stromy č. 1, 3, 5, 12 a 13, které se nacházejí v nejnižší partii svahu, v které se dle mapování (Zvelebil et al. 2006) nacházejí nejčerstvější tvary a u této části se tedy předpokládá největší aktivita. Křivky znázorňující excentricitu mají nestálý průběh s řadou výkyvů. Růstové disturbance jsou poměrně četné. Významného vrcholu dosahují všechny křivky ve srážkově výrazném roce 1949, nejvýrazněji se tento vrchol projevuje u stromů č.1 a 3. Většina stromů jeví známky naklánění již v průběhu 40. let. Jelikož se tento vrchol shoduje ve všech křivkách, lze usuzovat, že není pouze produktem fototropické reakce v důsledku konkurenčního boje, ale že naklonění bylo iniciováno svahovým pohybem, který mohl probíhat v celém profilu poruchy. Na stromech 1, 3 a 5 je pak od roku 1951 patrné zklidnění růstu excentrických letokruhů. Další vrcholy na křivkách jsou sledovány v letech 1976, 1991 a 1994, nejsou však

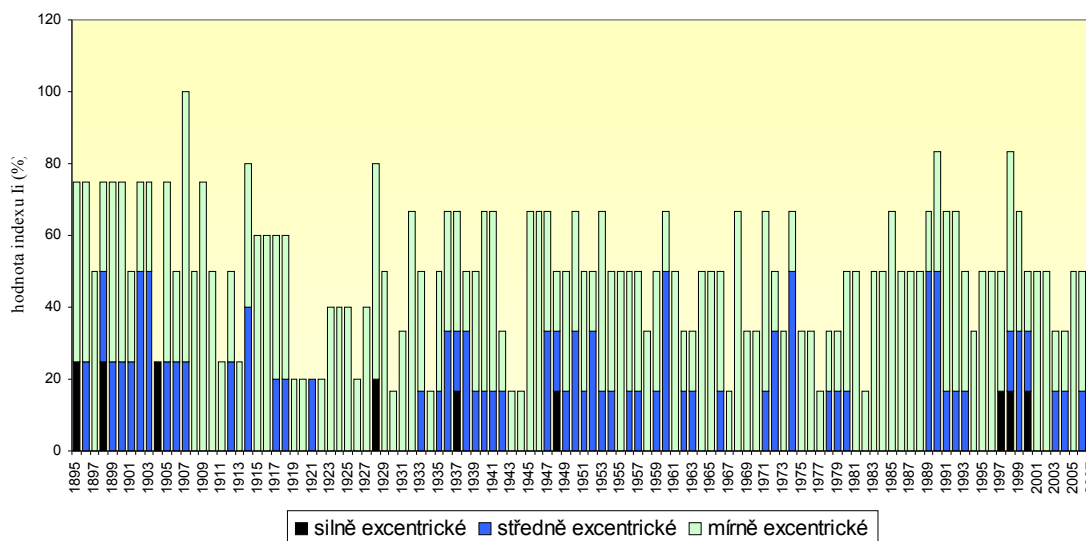
společné pro všechny stromy, a tak mohou být produktem jen menších lokálních pohybů. Je však zajímavé, že tyto roky se shodují s poměrně srážkově slabými vegetačními obdobími. Proto lze soudit, že se nejspíše jedná o odezvu na události v letech předchozích.

Další skupinou jsou stromy 6 a 7 nacházející se v horní partii svahu pod hranou předpokládané svahové poruchy. Zvelebil et al. (2006) předpokládá pohyby podél smykových ploch, v jejichž důsledku by mohlo dojít k naklonění stromů v této partii v opačném směru. Proto byly odebrány a hodnoceny i vzorky A. Hodnoty excentricity počítané pro tento směr nejevily u stromů žádnou výraznou shodu. Ačkoliv hodnoty, a to zvláště u stromu č. 6, dosahovaly v některých letech poměrně velkých hodnot, nelze usuzovat, že došlo k naklonění vlivem svahového pohybu. Obdobně je tomu i v případě hodnocení naklonění v opačném směru, kde křivky nedosahují shody ve výraznějších vrcholech. Jediným společným rokem, v němž byly zaznamenány disturbance, byl rok 1948, avšak jedná se pouze o středně excentrické letokruhy. Z těchto poznatků se dá usuzovat, že část poruchy v horní části je již stabilizována a nedochází zde k výrazným pohybům, nebo již tato část svahu nezasahuje do zájmové poruchy. Bohužel v tomto úseku byly nalezeny a analyzovány jen dva stromy, což je pro hodnocení nedostačující a nelze tak vyvodit spolehlivé závěry.

Ve střední části svahu byly hodnoceny stromy č. 9, 10 a 11, které se nacházejí pod skalními výchozy, které dle Zvelebila et al. (2006) představují výchozy smykových ploch na povrch. Z tohoto důvodu byly opět odebrány i vzorky A. Při hodnocení naklonění ve směru proti svahu byly zjištěny dvě období, které jeví shodu v excentricitě. Jsou to období 1964-1966 a 1985-1990. V prvním období (srážkově nadprůměrném) se shodují všechny křivky, v druhém pouze dvě. Disturbance mezi lety 1964 a 1966 tedy mohla být způsobena nakloněním stromů v závislosti na pohybu po smykové ploše. Jelikož však v ostatních partiích svahu tyto disturbance nebyly zaznamenány, jedná se pravděpodobně pouze o lokální pohyb. Jelikož se nejedná o nijak významné hodnoty excentricity, zmiňovaný pohyb byl nejspíše jen malého rázu. Naklonění stromu v opačném směru, tedy po svahu, bylo výrazněji zaznamenáno jen u stromu č. 10, kde je zhruba od roku 1983 patrná zvýšená excentricita. V tomto případě se zřejmě jedná pouze o fototropickou reakci (podle situace na stanovišti).

U zbývajících stromů č. 14, 15, 16, 18, 19 a 20 byla hodnocena tvorba excentrických letokruhů při naklonění po svahu. Stromy leží vně předpokládaného rozsahu svahové poruchy, v místech bez výskytu výraznějších povrchových forem

naznačujících pohyby. Stromy však jeví makroskopické znaky naklonění a byly zkoumány z důvodů posouzení stability svahu i v těchto místech.



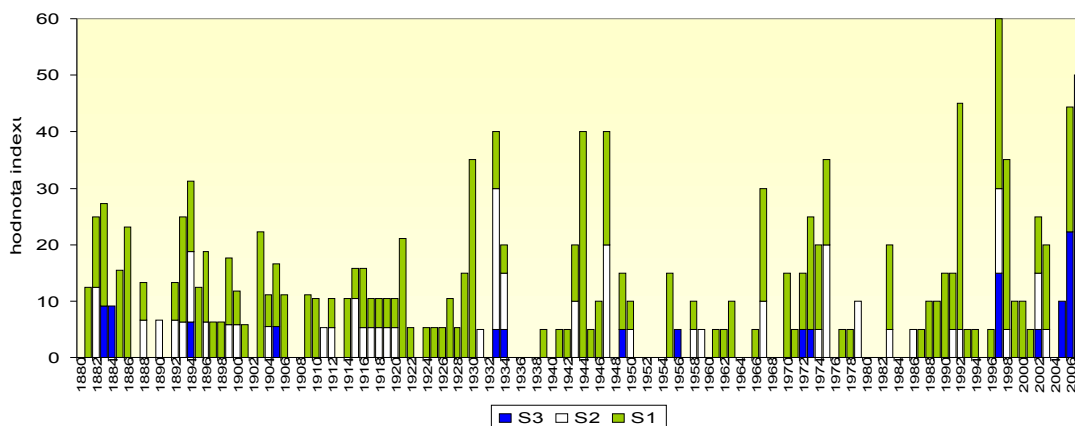
7-85 Hodnoty I_i podle míry excentricity letokruhů pro stromy ležící mimo předpokládané vymezení svahové poruchy

V grafu 7-3 se neprojevují výrazná maxima, hodnoty jsou, na rozdíl od hodnot pro stromy na vlastní poruše, rozloženy po celé zkoumané období poměrně rovnoměrně. Období mírně zvýšené produkce excentrických letokruhů lze stanovit do let 1935-1941, 1947-1954, 1989-1992 a 1997-2000. Tyto periody (s výjimkou let 1947-1954) se neshodují s podobně vymezenými obdobími v rámci svahové poruchy. Lze tedy soudit, že část svahu dále na jihozápad již není začleněna do zájmové svahové deformace. Nicméně s ohledem na srovnání hodnot excentricity pro jednotlivé stromy v této oblasti je svah postižen přinejmenším pohyby plouživých charakterů, které postihují nejspíše jen svahové akumulace. O tom svědčí zvýšení míry excentricity mezi lety 1935-1941 a 1947-1950, shodně se vyskytující u stromů č. 14, 16, 18 a 20. Podle morfologie terénu a lokalizace těchto stromů je možné, že v uvedených letech došlo ke zrychlení pohybů a vývoji menšího svahového pohybu proudového tvaru.

7.1.2 Náhlé růstové změny

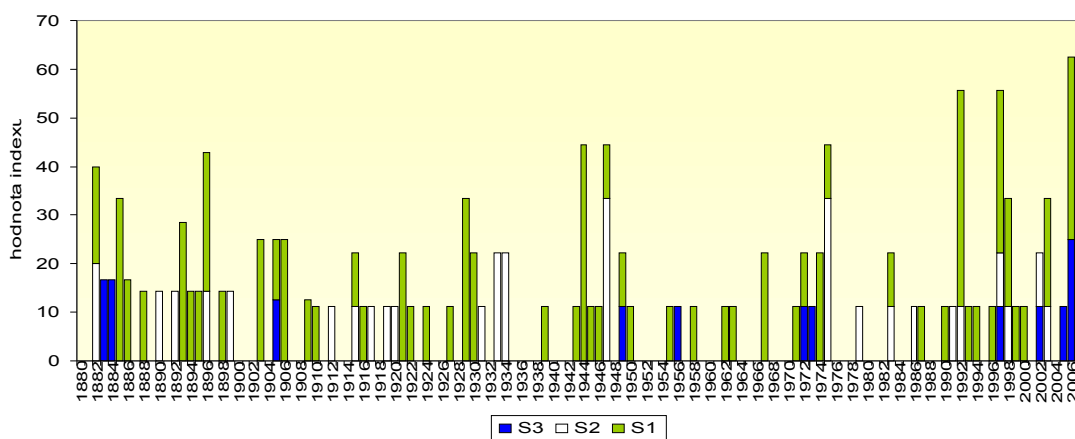
Růstové změny v jednotlivých letech odpovídají změně podmínek stanoviště. Vlivem svahových pohybů může dojít k poškození kořenového systému a následnému snížení tvorby dřevní hmoty, nebo k poškození okolní vegetace a následkem toho k odstranění konkurence a naopak k zvýšené produkci dřevní hmoty. Růstové změny však mohou být způsobeny i klimatickými výkyvy, proto je třeba vyhodnotit i srážková

data a standardní křivku. Teploty nebyly hodnoceny, z důvodu malého ovlivnění růstu. Pro selekci období s výraznými růstovými změnami byl použit opět index I_i pro kategorie zvýšení a snížení růstu.



7-86 Hodnoty I_i podle míry poklesu růstu pro celou analyzovanou oblast

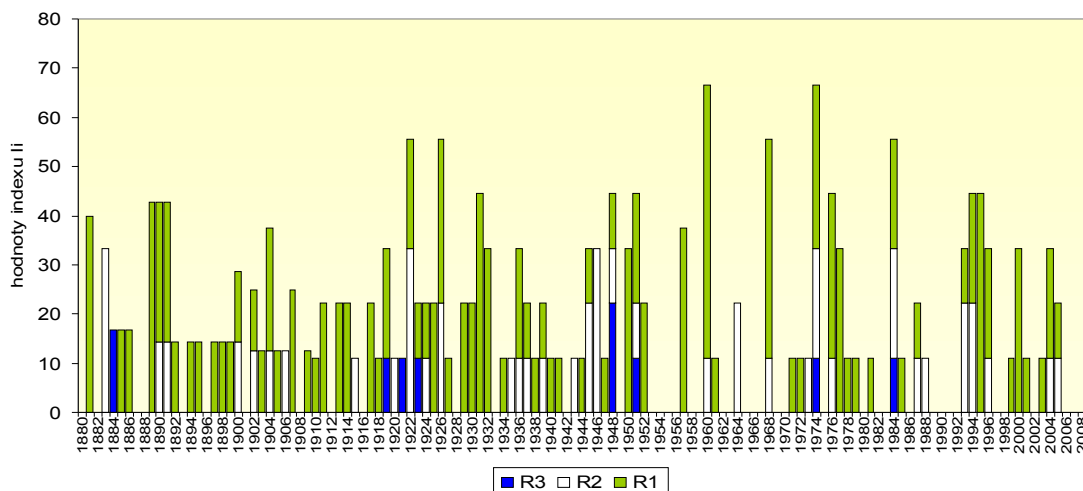
Graf 7-4 ukazuje hodnoty indexu I_i pro jednotlivé roky podle kategorií poklesu růstu. Tyto změny mohou být způsobeny při tvorbě excentrických letokruhů, poškozením kořenového systému či poklesem tvorby dřevní hmoty v suchých obdobích.



7-87 Hodnoty I_i podle míry poklesu růstu pro předpokládané vymezení svahové poruchy

Graf 7-5 uvádí stejné hodnoty pouze pro stromy na samotné svahové poruše. Ze srovnání je zřejmé, že na svahové poruše docházelo ke snížení růstu u některých stromů v jiných letech než u stromů mimo poruchu. Z toho lze vyvodit, že některé změny nejsou výsledkem kolísání množství srážek a teploty. Zvýšené hodnoty indexu I_i u stromů na svahové deformaci pozorujeme v letech 1896, 1929, 1944, 1947, 1975, 1992, 1997, 2006 a 2007. Tyto roky příliš nekorelují s roky zvýšené tvorby excentrických

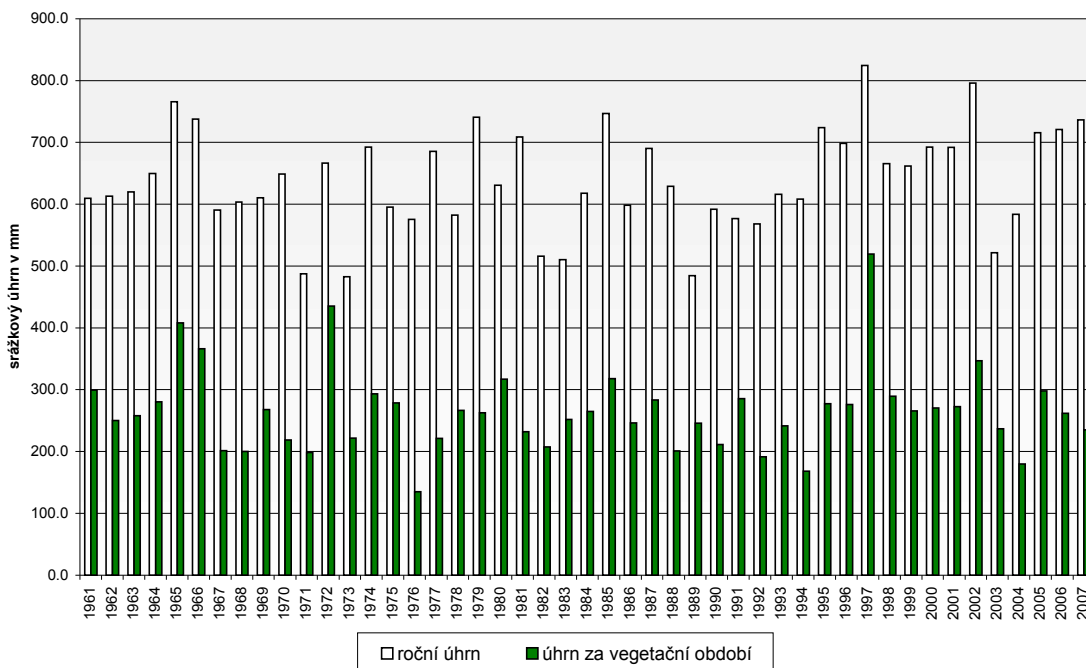
letokruhů a vyskytují se maximálně v 50% případů, takže nelze tvrdit, že v jednotlivých letech došlo k pohybům v celé oblasti poruchy.



7-88 Hodnoty I_i podle míry zvýšení růstu pro předpokládané vymezení svahové poruchy

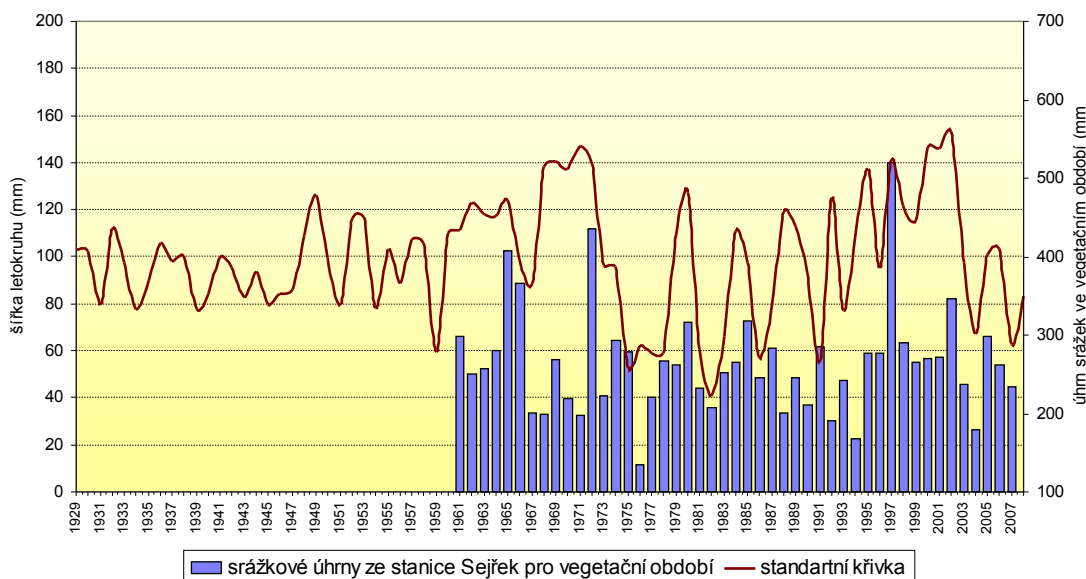
Graf 7-6 udává podíl zkoumaných letokruhů na svahové poruše, jevících v daném roce zvýšený růst. Je zřejmé, že k růstu docházelo častěji než v předchozím případě. Největších hodnot nabývá index I_i v letech 1922, 1926, 1931, 1938, 1948, 1951, 1960, 1968, 1974, 1984, a 1994-1995, z čehož pouze rok 1948 a 1951 se shodují s výsledky analýzy excentrických letokruhů. Tyto roky jsou zajímavé i při bližším pohledu na letokruhové křivky jednotlivých stromů. Křivky stromů 10 a 11 ze střední části svahu v těchto letech vykazují poměrně prudký pokles šířky letokruhů, a ty dále zůstávají na malé hodnotě. Naopak stromy v dolní části svahu 1, 3 a 5 začínají od této doby vykazovat zvýšený růst letokruhů. Toto by mohlo být způsobeno svahovými pohyby, při nichž došlo ve střední partii svahu k narušení kořenového systému stromů a v dolní části naopak vlivem pohybu k odumření sousedních stromů ke snížení konkurence a následnému rozvolnění letokruhů.

Jelikož tvorbu letokruhů výrazně ovlivňují atmosferické srážky, bylo třeba porovnat zjištěné hodnoty růstových změn a excentricity se srážkovými daty. Srážková data (měsíční úhrny) byla k dispozici ze třech nejbližších stanic Synalov, Sejřek a Štěpánov. Z nejbližší stanice Synalov byla k dispozici data až od roku 1996, proto byla použita data ze vzdálenější stanice Sejřek (od roku 1961). Jelikož byla data neúplná, byla doplněna upravenými hodnotami ze stanice Štěpánov (data ze stanice Štěpánov vykazovala dlouhodobě nižší hodnoty, proto byl přičten průměrný rozdíl).



7-89 úhrny srážek ve stanici Sejřek

Graf 7-7 ukazuje srážkové úhrny za roky 1961-2007 za celý rok a za vegetační období (duben – červenec). Z grafu je patrné, které roky byly srážkově bohaté a které naopak podprůměrné, tedy kdy mohlo vlivem srážkové činnosti dojít ke změně trendu růstu. Největší změny lze předpokládat při výkyvech srážkových úhrnů mezi následujícími roky. Při výrazném zvýšení srážek lze očekávat zvýšení produkce dřevní hmoty a naopak.



7-90 Standardní křivka pro zájmovou oblast ve srovnání s úhrny srážek ve vegetačním období

Srovnáním srážkových úhrnů ve vegetačním období se standardní křivkou (graf 7-8) lze využít křivku k hodnocení klimatických událostí v minulých letech, pro která data nejsou k dispozici. To je možno provést na základě předpokladu dobré korelace jednotlivých výkyvů. Odstraněním růstového trendu a vlivu konkurence ze křivek kontrolních vzorků se ve standardní křivce zvýrazní klimatický signál. S výjimkou let 1991-1996 standardní křivka dobře koreluje se srážkovými daty. V obdobích zvyšování srážkových úhrnů dochází k tvorbě větších letokruhů a naopak v době klesajících úhrnů se růstová aktivita snižuje.

Porovnáním standardní křivky s grafy 7-4 až 7-6 jsme schopni určit pravděpodobnost, s jakou byly růstové změny produktem klimatických výkyvů či nikoli. U většiny roků, v nichž došlo k růstovým změnám, se tyto poměrně dobře shodují se standardní křivkou. Lze tedy konstatovat, že změny byly vyvolány klimatickými vlivy. Korelace je negativní jen v letech 1929, 1997 a 2006 pro náhlé poklesy růstu a v letech 1931 a 1951 pro náhlé zvýšení růstu. Růstové změny v těchto letech lze připsat jiným vlivům než klimatickým, tedy například svahovým pohybům.

7.2 Výsledné zhodnocení aktivity svahových pohybů

Z analýzy excentrických letokruhů a náhlých růstových změn lze přinést následující závěry.

V průběhu sledovaného období nebyly prokázány pohyby celého zájmového svahu ani předpokládané svahové poruchy. Na poruše se projevují spíše lokální pohyby epizodického charakteru, čemuž nasvědčuje i průzkum lokality. Z hlediska dynamiky jednotlivých částí svahu se podařilo zjistit větší aktivitu svahových pohybů v dolní části poruchy. Jedná se převážně o pomalé pohyby. Epizodicky se projevovaly pohyby rychlejší, které lze doložit zvýšením excentricity u sledovaných letokruhových řad. Ve střední části svahu jsou jednotlivé disturbance menšího rázu, aktivita pohybů byla tedy nižší. Naklonění stromů ve směru proti svahu, dokazující pohyby po smykové ploše, se podařilo objasnit jen v letech 1964-1966. Z důvodů neprůkazné korelace s disturbancemi v jiných částech svahu lze však soudit, že se jednalo pouze o pohyb lokální, který mohl vzniknout například pohybem jednotlivých bloků. V horní části svahu se pohyby projevovaly jen velice málo. Tato část poruchy se tedy jeví poměrně stabilizovaná (vzhledem k malému počtu vzorků však není toto tvrzení dostatečně průkazné). Výsledky ze vzorků zkoumaných mimo předpokládanou oblast svahové poruchy dokázaly, že tato část svahu zřejmě skutečně není její součástí. Lze zde však

předpokládat pohyby plouživého charakteru svahových akumulací s epizodickými projevy zrychlení těchto pohybů.

Analýzou náhlých růstových změn bylo opět prokázáno, že ve zkoumaném období nedošlo k pohybům v celé zájmové deformaci. Větší pohyby lze předpokládat pouze mezi lety 1948 a 1950, kdy postihly zejména střední a spodní část svahu. Opět se ovšem nejedná o pohyby většího charakteru, spíše o pomalé připovrchové pohyby či pohyby jednotlivých bloků.

Celkově lze říci, že se neprokázaly kontinuální pohyby po smykové ploše, a to ani v celém rozsahu poruchy, ani v jejích dílčích částech. V dolní a střední části poruchy je zjevná větší míra aktivity pohybů epizodického charakteru. Tendence ke zvyšování této aktivity však nejsou patrné. O svahových pohybech většího charakteru v minulosti nelze na základě dendrogeomorfologické analýzy spekulovat, nicméně lze tvrdit, že dynamické účinky generované aktivitou svahového pohybu nebyly samotnou příčinou porušení tělesa štoly. V době existence štoly se žádná zvýšená aktivita neprojevila, tzn. ani v průběhu porušení tělesa štoly v roce 2005, kdy docházelo k únikům vody do masivu. K akceleraci v té době již nejspíše uklidněné svahové poruchy tedy nedošlo. Domnívám se tedy, že existence svahové poruchy mohla havárii štolového přivaděče ovlivnit pouze zprostředkovaně, a to výskytem drcených zón a zón sekundárního porušení masivu v blízkosti smykových ploch, narušujících vytvoření přirozené horninové klenby nad výrubem.

8 VÝSLEDKY A DISKUZE

Řešení problematiky svahové deformace Běleč v této práci přineslo výsledky, z kterých je možno usuzovat na stáří této poruchy, geomorfologické a geologické příčiny jejího vzniku a také na aktivitu v posledních zhruba sto letech.

Na základě geomorfologické analýzy lze deformaci zařadit k událostem prehistorického stáří. K tomuto závěru dospěl i Zvelebil et al. (2006) na základě geomorfologicko-inženýrskogeologického mapování svahu nad portálem Běleč. Blíže bylo možno iniciaci pohybů datovat na základě znalostí geomorfologického vývoje údolí Křeptovského potoka a údolí Svratky. Morfologický vývoj oblasti popsany v rámci této práce zasazuje vývoj poruchy do středního pleistocénu, kdy došlo k výraznému zařiznutí Křeptovského potoka do svahu. Tím došlo k uvolnění horizontálního napětí v horninách masivu a vymezení těla poruchy vůči stabilnímu zbytku svahu. O této epizodě hovoří i Zvelebil et al. (2006), který ji popisuje jen jako starší etapu, bez bližšího určení stáří. V mladší etapě podle něj došlo k rychlejším pohybům ve střední části svahu (sesuvu nebo planárnímu řízení), čímž došlo k vytvoření zárodku kuloáru, který je dnes ve svahu patrný. Na základě získaných informací při geomorfologické analýze bylo možno jen konstatovat, že k tomuto procesu zřejmě došlo. Otázka stáří tohoto pohybu je nejasná. Na základě přemodelování povrchu a nepřítomnosti akumulací na bázi svahu lze však konstatovat, že je zřejmě předholocenního stáří.

Z výsledků morfotektonické analýzy vyplývá, že vývoj svahové deformace ovlivnily neotektonické poruchové zóny, a to zejména lokálním zhoršením geomechanických vlastností hornin v místě poruchy. V širší oblasti byla, zejména při průzkumech trasy štolového přivaděče BOV, vymapována řada dislokací u nichž bylo zjištěno porušení masivu v místech jejich průběhu do 80 – 100 m (Papoušek 1977, 1979, 1987, Šamalíková a Hašek 1979, Benedikt 1992). Mimo jiné byla prokázána i dislokace probíhající údolím Křeptovského potoka (Synek a Čeleda 1985). Morfotektonickou analýzou, zejména analýzou morfologických projevů dislokací v reliéfu na základě studia digitálního modelu reliéfu, byla tato dislokace také potvrzena. Navíc byla identifikována pravděpodobná příčná linie porušení masivu procházející svahem v místě poruchy. Tato linie však byla zjištěna jen na základě méně výrazných morfologických projevů a její průběh by bylo třeba dále prokázat strukturně-

geologickými výzkumy, podobně jako Ganas et al. (2005), Jelínek (2004) či Grygar a Jelínek (2002).

Otázka současné aktivity byla hodnocena dendrogeomorfologickou analýzou, jejíž potenciál při zjišťování dynamiky svahových pohybů v minulých letech prověřila řada autorů, např. Stoffel (2006), Perret et al. (2006) či Bollschweiler et al. (2007). Ze závěrů této analýzy vyplývá, že svahová porucha nejeví známky větší aktivity v celém svém rozsahu, ale spíše epizodicky dochází k lokálním pohybům, slézání sutí a rozvolňování připovrchové zóny rulového masivu. Z tohoto hlediska tedy nebyly prokázány kontinuální pohyby podél smykových ploch, o kterých se zmiňuje Zvelebil et al. (2006), nicméně plouživé pohyby v řádech desetin mm/rok nelze vyloučit. Výskyt smykových ploch byl ověřen jak mapováním tvarů na poruše (Zvelebil et al. 2006), tak geofyzikálním průzkumem (Dostál in: Zvelebil et al. 2006), a je tedy pravděpodobné, že v minulosti k pohybům po těchto plochách docházelo. O pohybech deformace v celém jejím rozsahu v minulosti svědčí i měření puklinových systémů na svahu, které provedl Hanzl a Buriánek (2005). Růžicový diagram orientace puklin na svahu totiž vykazuje dva výrazné převládající směry. Lze soudit, že v případě chaotického pohybu bloků by došlo k výraznému rozptylu naměřených hodnot do více směrů. Naměřené hodnoty tak potvrzují hypotézu pohybu celé poruchy současně. V dnešní době se však pohyby podél smykových ploch jeví jako uklidněné (již zastřená odlučná hrana), což potvrzují i výsledky předkládané práce (dendrogeomorfologické analýzy). Je však třeba brát v úvahu, že k dispozici nebyl větší počet vzorků z horní části svahu a výsledky tak mohou být zkresleny.

Aktivita poruchy je výraznější ve střední a hlavně spodní části poruchy, kde dochází pravděpodobně k lokálním epizodickým svahovým pohybům. Dendrogeomorfologickou analýzou se podařilo zjistit, že k pohybu větších rozměrů mohlo dojít v letech 1948 - 1951, nicméně v celé sledované době se spíše jednalo pouze o pohyby místního charakteru, tedy slézání sutí a blokové rozvolňování připovrchové zóny svahu. O pohybech svědčí i poruchové zóny zachycené při mapování svahu Zvelebilem et al. (2006) a dodatečným průzkumem v rámci této práce.

Ze získaných informací je možno také posoudit dvě varianty vlivu deformace na porušení štoly v roce 2005. Zvelebil et al. (2006) preferují vliv hluboko založené poruchy plouživého charakteru pohybující se podél smykových ploch zasahujících až k tělesu štoly. Pavlík (2005) naopak upřednostňuje možnost odlehčení masivu v důsledku pohybu bloků v připovrchové zóně. Jak vyplývá z výsledků této práce,

zřejmě obě tyto varianty sehrály ve vývoji poruchy svou roli. Přesto je však pravděpodobné, že ani jedna z variant nebyla přímým důsledkem havárie. Tomuto tvrzení nasvědčuje fakt, že v době porušení štolý nedocházelo na svahu k výrazným pohybům ani jednoho typu. Proti první variantě také hovoří rozpor v orientaci trhlin v tělese štolý a průběhu smykových ploch (Pavlík 2005). Z tohoto pohledu preferuji hypotézu uvedenou Pavlíkem (2005), tedy že k havárii došlo vlivem několika nepříznivých činitelů současně. Vliv negeologických příčin nelze na základě této práce posoudit. Geologické příčiny se na havárii nejspíše podílely formou geomechanických vlastností zhoršených vlivem výskytu neotektonických poruchových zón a také vlivem dalšího narušení hornin masivu působením svahových pohybů obou zmiňovaných typů. K této predispozici pro vznik poruchy došlo pravděpodobně již v minulosti před samotnou výstavbou štolového přivaděče.

Výsledky předkládané práce tedy přispěly k bližšímu poznání aktivity svahové deformace Běleč. Vzhledem k menšímu počtu vzorků zpracovávaných při dendrogeomorfologické analýze a jejich nerovnoměrné distribuci po svahu (nedostatečný počet vhodných stromů) by ovšem bylo žádoucí současnou aktivitu prověřit dalšími výzkumy. Jako vhodné řešení přichází v úvahu kontrolní sledování svahu přesnými přístroji na měření pohybů. Tento postup byl již navržen Českou geologickou službou (Zvelebil et al. 2006), která doporučila sledovat svah pomocí metod přesného dilatometrického měření. Zatím však toto měření nebylo zahájeno. Další možností je využití extenzometrického profilu na svahu nad portálem Běleč, který byl nainstalován firmou Geotest Brno a na němž proběhlo do současnosti jen základní měření v roce 2005 (Pavlík 2005). Pro využití tohoto profilu by však bylo třeba jeho dodatečné úpravy, aby nedocházelo ke zkreslení výsledků. Dendrogeomorfologie je však metoda, která nabídla pohled na aktivitu svahové poruchy v blízké minulosti (zhruba 100 let), což ostatní metody nejsou schopny zajistit. Možnosti dalšího datování svahové deformace jinými metodami, které použil například Baroň (2007) či Hradecký a Pánek (2004), jako palynologickou analýzu nebo radiometrické datování, se jeví jako nevhodné. Nelze totiž předpokládat nález vhodných materiálů pro tyto analýzy; ty bývají pohřbené pod akumulacemi či se nacházejí v týlních depresích. K posouzení dynamiky přípovrchových svahových pohybů a rozvolňování masivu v přípovrchové části by však mohla posloužit lichenometrická analýza (Innes 1985).

9 ZÁVĚR

Hlavním cílem této práce bylo posouzení vývoje a aktivity svahové deformace Běleč, která se nachází v hlubokém průlomovém údolí cca 1,5 km východně od Doubravniku na východním okraji Českomoravské vrchoviny. K tomuto účelu bylo použito metod geomorfologické analýzy, v jejímž rámci bylo provedeno geomorfologické mapování zájmové oblasti a morfotektonická analýza. Další použitou metodou byla dendrogeomorfologická analýza zkoumající reakce stromů na svahové pohyby v rámci sledované svahové poruchy. Výsledky těchto analýz a nové poznatky z nich plynoucí jsou shrnuty v kapitole 8.

Na základě vhodně použitých metod bylo dosaženo vytyčených cílů. Výsledky byly konfrontovány s literaturou zabývající se řešeným problémem a byly navrženy postupy dalších prací, které by bylo vhodné použít pro další poznání problematiky svahové deformace Běleč. Zejména se jedná o ověření příčné poruchové zóny procházející v místě poruchy strukturně-geologickým měřením či absolutní datací některých tvarů reliéfu, které by přispělo k ověření navrženého scénáře vývoje zkoumané oblasti. Další práce vhodné k rozvinutí dosavadních výzkumů zahrnují přesné dilatometrické a extenzometrické měření na svahové poruše pro ověření současné aktivity svahových pohybů. Tato měření však vyžadují dlouhodobější sledování.

Do současné doby provedené výzkumy plně neobjasnily problematiku svahové deformace Běleč a otázky její geneze a dynamiky se odehrávaly jen na spekulativní rovině podložené částečným terénním průzkumem. Proto se domnívám, že předložená práce přinesla informace, které vhodně doplňují dříve prezentovaná fakta a napomohou k objasnění příčin havárie vodovodního přivaděče Vírského oblastního vodovodu.

SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

Alestalo, J. (1971): Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. Soc. Geogr. Fenn., Fennia 105, s. 1 - 140

Bachrach, T. et al. (2004): Dendrogeomorphological assessment of movement at Hilda rock glacier, Banff National Park, Canadian Rocky Mountains. Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography 86 (1), s. 1 - 9

Balatka, B. et al. (1983): Český masív: diskuse o jeho vymezení a tektonickém členění, Věstník ÚÚG, Praha, 58, 6, s. 369 - 375

Balatka B., Sládek J. (1962): Říční terasy v českých zemích. Geofond, ČSAV, Praha, 580 s.

Balatka, B., Kalvoda, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha, s. 5 - 8

Baroň, I. (2003): Hluboká svahová deformace na kopcích u Lidečka: výsledky inventarizačního a geofyzikálního průzkumu. Geol. Výzk. Mor. Slez. V r. 2003, ČGS, Brno, s. 82 – 87

Baroň I., et al. (2004): Structure and Dynamics of Deep-Seated Slope Failures in the Magura Flysch Nappe, Outer Western Carpathians (Czech Republic). Natural Hazards and Earth System Sciences 4, EGU, s. 549 - 562

Baroň, I. (2007): Výsledky datování hlubokých svahových deformací v oblasti Vsetínska a Frýdeckomístecka. Geol. Výzk. Mor. Slez. V roce 2006, Brno, s. 10 - 12

Batík P. (2002): Je Suessova představa rozsáhlého moldanodubického příkrovu jediným možným řešením geologické stavby východního okraje Českého masivu? Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002, Česká geologická služba, Praha, s.11 – 16

Batík P. (2004): The contact between the Variscan and Cadomian locks in the Svratka Dome (Bohemian Massif, Czech Republic). Bulletin of Geosciences, roč.19, č. 4. ČGS, Praha, s. 243 – 250

Benedikt M. (1992): Zkrácená zpráva o výsledcích vrtného průzkumu na úseku Borač. DIAMO, s.p., o.z. GEAM, Dolní Rožínka, 15 s.

Bezvodová, B. et al. (1985): Metody kvartérně geologického a geomorfologického výzkumu. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, 207 s.

Bollsweiler, M. et al. (2007): Reconstructing spatio-temporal patterns of debris-flow activity using dendrogeomorphological methods. *Geomorphology* 87, s. 337 – 351

Božková J. (2005): Luční a pastvinná vegetace v území středního toku řeky Svratky. Diplomová práce, PřF MU v Brně, 63 s.

Braam, R.R. et al. (1987a): Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology, *Catena*, roč. 14, Braunschweig, Utrecht, s. 573 – 584

Braam, R.R. et al. (1987b): Dendrogeomorphological analysis of mass movement a technical note on the research method. *Catena*, roč. 14, Braunschweig, Utrecht, s. 585 – 589

Burbank, D., Anderson, R.S. (2001): Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Malden, Massachusetts, 274 s.

Burda, J. (2008): Hodnocení dynamiky recentních svahových pohybů v lokalitě Jezeří. Diplomová práce, PřF UK, 107 s.

Buzek, L. (1979): Metody v geomorfologii. Pedagogická fakulta, Ostrava, 155 s.

Carson, M.A., Kirkby, M.J. (1972): Hillslope Form and Process. Cambridge University Press, London, 475 s.

Cigler, Z., Follprecht, J. (2007): Vířský oblastní vodovod – sanace betenového ostění štolových přivaděčů pitné vody Švařec – Běleč I. a Běleč II. – Štěpánovice. Sborník příspěvků 12. mezinárodního semináře: Zpevnování, těsnění a kotvení horninového masivu a stavebních konstrukcí. Vysoká škola báňská – Technická universita Ostrava, s. 72 – 80

Cicha, I. (2002): Poznámky ke svrchnímu kapratu – spodnímu badenu v Alpsko-karpatské předhlubni. *Geologické výzkumy Mor. Slez.* V roce 2002, MU Brno, Brno, s. 20-21

Culek, M. (ed.) (1996): Biogeografické členění České republiky. Enigma, Praha, s. 200 – 203

Černý, K. (1983): Technická zpráva. Inženýrskogeologický průzkum pro účely stavby uložiště domovních odpadů Doubravník. Rudný projekt Košice, Brno, 17 s.

Daňhelka, J. (1999): Dendrogeomorfologický výzkum sesuvného území u obce Čerčeniště, okres Ústí nad Labem. Diplomová práce, Přf UK, Praha, 94 s.

Daňhelka, J. (2001): Dendrogeomorfologický výzkum sesuvné lokality u Čerčeniště. Sborník ČGS, 106, 3, s. 166 - 177

Demek, J. et al. (1965): Geomorfologie Českých zemí. ČSAV, Praha, 335 s.

Demek, J., Zeman, J. (1979): Typy reliéfu Země. Academia, Praha, 327 s.

Demek, J. (1987): Obecná geomorfologie. Academia, Praha, 476 s.

Demek, J. a kol. (1987): Hory a nížiny. Zeměpisný lexikon ČSR, Academia, Praha, 584 s.

Demek, J., Novák, V. (1992): Vlastivěda moravská. Země a lid. Svazek 1. - Neživá příroda. Muzejní a vlastivědná společnost, Brno, 242 s.

Demek, J. (2004): Etchplain, rock pediments and morphostructural analysis of Bohemian Massif (Czech Republic). In: Drbohlav, D. et al.: Czech Geography at the Dawn of Millenium. Czech Geographical Society, Palacky University in Olomouc, Olomouc, s. 69-81

Dosoudil, P. (1990): Strukturně-geologický výzkum jednotek moravika a svrateckého krystalinika v oblasti mezi Boračí a Doubravníkem. Přf UK, Praha, 70 s.

Dudek, A. (1960): K otázce moldanodubického nasunutí v severní části dyjské klenby. Věstník ÚÚG, 35, Praha, s. 229 – 333

Dvořák, D. et al. (1986): Závěrečná zpráva – Svratecká klenba. Surovina kámen. Etapa vyhledávací průzkum. Geologický průzkum n.p. Ostrava, závod Modřice, Ostrava, 42 s.

Dvořák, V. et al. (2003): Strukturní analýza hornin nejsvrchnější části bítešské skupiny ve svratecké klenbě na lokalitě křoví – možné vysvětlení jejich vzájemného vztahu. Geol. Výzk. Mor. Slez. v r. 2002, Brno, s. 69 – 73

Fantucci, R., Sorriso-Valvo, M. (1999): Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). Geomorphology 30, s. 165 – 174

Friedl, G. et al. (1998): New SHRIMP-zircon Ages for Orthogneisses

from the South-eastern Part of the Bohemian Massif (Lower Austria). *Acta Universitatis Carolinae*, 42/2, Praha, s. 251 - 252

Ganas, A. et al. (2005): DEM-based Morfometry of Range-front Escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology* 65, s. 301 – 319

Grygar, R., Jelínek, J. (2002): Complex Structure Study of Mutual Interaction of Alpine and Variscan Orogeny Using Digital Elevation Model Morphostructural analysis (Moravo-silesian Region – Czech Republic). Institute of Geol. Engineering, VŠB Ostrava, 8 s.

Hanžl, P., Buriánek, V. (2006): Charakteristika puklinových systémů jv. Svahu Křeptovského potoka nad Vířským vodovodem. In: Zvelebil, J., Krejčí, O., et al. (2006): Zhodnocení sesuvného území v okolí portálu VOV Běleč I. Česká geologická služba. Praha, Brno, 2 s.

Hartvich, F. (2004): Geomorfologické výzkumy na Obřím hradě. KFGG, Přf UK, Praha, 2 s.

Hlaváčová, L. (2006): Faktory spojené s rozvojem sinice rodu *Microcystis* na Brněnské přehradě. Bakalářská práce, PřF MU v Brně, s. 24 – 27

Horník, S. et al. (1986): Fyzická geografie II. SPN, Praha, 320 s.

Hradecký, J., Pánek, T. (2004): Příspěvek k poznání stáří svahových deformací v Jablunkovské brázdě a české části Slezských Beskyd. *Geol. Výzk. Mor. Slez.* 2003, Brno, s. 88 – 90

Hrádek, M. (2000): Geomorfologie Tišnovska. Sborník 2000, Okresní muzeum Brno-venkov, Předklášteří, s. 67-84

Hruška, J. (1991): Zpráva o geofyzikálním měření na akci Doubravník – vodní zdroj. Geofyzika s.p. Brno, Brno, 11 s.

Hutchinson, J. N. (1968): Mass Movement. In: Fairbridge, R. W. (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold, New York, s. 688 – 695

Chlupáč, I., Štorch, P. (eds.) (1992): Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky. Čas. Mineral. Geol., 37, 4, Praha, s. 258-275

Chlupáč, I. et al. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha. 436 s.

Chybová, Z. (1980): Geofyzikální průzkum ve vrtech trasy přivaděče Vír – Brno. Geofyzika n.p. Brno, Brno, 13 s.

Innes, J. L. (1985): Lichenometry. Progress in Physical Geography, 9, s. 187 -254

Ivan, A. (1974): Některé geomorfologické problémy okraje České vysočiny v okolí Brna. Studia Geographica 36, Geografický ústav ČSAV, Brno, s. 5 - 39

Jaroš, J., Mísař Z. (1965): Problems of the contact between West-Moravian crystalline complex and the Brno-unit in the basement of the Boskovice Furrow (Moravia). Krystalinikum, 3, s. 75-79

Jaroš, J., Mísař, Z., (1974): Deckenbau des Svatka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Bohmische Masse. Sbor. geol. věd., Geologie, 26, Praha, s. 69 - 82

Jaroš, J., Mísař, Z. (1976): Návrh nomenklatury stratigrafických a tektonických jednotek svratecké klenby moravika. Věstník Ústředního Ústavu geologického, 51, Praha, s. 113-121

Jaroš, J., Vachtl, J. (1978): Strukturní geologie obecná a systematická. 1.díl. Universita Karlova, Praha, 270 s.

Jedlička, K., Mentlík, P. (2003): Užití některých prvků morfostrukturní analýzy v prostředí GIS. Geomorfologický sborník 2, ČAG, ZČU v Plzni, Plzeň, s. 223 – 232

Jelínek, J. (2004): Morfostrukturní analýza jako vhodná metoda studia strukturně-geologické stavby aplikovaná na příkladu Moravskoslezské oblasti. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské Technické university Ostrava, Řada hornicko-geologická, roč. L, č. 1, s. 41 – 56

Jelínek, J. et al. (2005): Vývoj a aplikace programových extenzí ArcGis pro účely strukturní a morfotektonické analýzy. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské Technické university Ostrava, řada hornicko-geologická, roč. LI, č. 2, s. 17 – 26

Jelínek, J. (2006): Application of Newly Developed ArcGIS Software Extensions for Localization of Faults and Natural Zones of Methane's Escape by Morphotectonic Analysis (Moravosilesian Region). *Geolines* 20, s. 60 – 63

Jordan, G. (2004): Terrain Modelling with GIS for Tectonic Geomorphology. Numerical Methods and Applications. Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 1031, Acta Universitatis Upsaliensis, Uppsala, 44 s.

Jordan, G., Csillag, G. (2001): Digital Terrain Modelling for Morphotectonic Analysis: a GIS Framework. In: Ohmori, H. (ed.): DEMs and Geomorphology. Special Publication of the Geographic Information Systems Association, 1, Nihon University, Tokyo, s. 60-61

Jordan, G. et al. (2005): Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 7, s. 163 – 182.

Kliment, F. (1985): Zpráva o hydrogeologickém průzkumu. Prudká I. a II. (Doubravník). Stavba Olomouc, Olomouc, 27 s.

Košťák, B. (2001): Skalní pohyby ve svahu Ledových slují. *Thayensia*, Správa národního parku Podyjí, Znojmo, s. 227-233

Krejčí, J. (1964): Reliéf brněnského prostoru. *Folia Pff UJEP*, spis 4, sv. 5, Brno, 123 s.

Krejčí, O. et al. (2006): Typy hlubokého rozpadu svahů v karpatském flyši Kněhyně), kulmu (kra Maleníka) a moravského krystalinika (Nedvědice), 10.5.2006, Ostravice

Krcho, J. (1990): Morfometrická analýza a digitálne modely georeliéfu. Veda, Bratislava, 426 s.

Kučera, J. (1990): Závěrečná zpráva o podrobném hydrogeologickém průzkumu. Štěpánov – Štěpánovice – BOV, Geotest Brno, Brno, 41 s.

Kumanan, C.J. (2001): Remote Sensing Revealed Morphotectonic Anomalies as a Tool to Neotectonic Mapping – Experience from South India. Paper presented at the 22nd Asian Conference on Remote Sensing, 5 – 9 November 2001, CRISP, Singapore, 5 s.

Lacika, J. (1999): Geomorfológia. Návody na cvičenia. Katedra aplikované ekologie FEaE TU, Zvolen, 67 s.

Lysenko, V. (2004): Morfotektonická analýza NP Šumava s využitím radarových satelitních snímků. Aktuality Šumavského výzkumu II, s. 16 – 21

Mahel', M., Malkovský, M. (1984): Vysvětlivky k tektonickej mape ČSSR 1:500 000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, s. 23 – 24

Marek, J. (1983): Vývoj krušnohorských svahů a svahové pohyby. Sborník prací Geografického ústavu ČSAV, 1, Brno, s. 175 – 180

Mísař, Z. (1962): Svojanovská mylonitová zóna v krystaliniku při západním okraji svratecké klenby. Sborník ÚÚG, 27, Praha, s. 63 – 86

Mísař, Z., Jaroš, J. (1976): Návrh nomenklatury stratigrafických a tektonických jednotek svratecké klenby moravika. Věstník ÚÚG, 51, Praha, s. 113 – 121

Mísař, Z. et al. (1983): Geologie ČSSR I – Český masív. Státní pedagogické nakladatelství, Praha, s. 103 – 109, 204 – 210

Mísař Z. (1994): Terranes of eastern Bohemian Massif: Tectonostratigraphic and lithological units of the Moravicum and Moldanubicum. J. Czech Geol. Soc. 39, 1, s. 71–73

Moravec, D., Votýpka, J. (1998): Klimatická regionalizace České republiky. Karolinum – nakladatelství Univerzity Karlovy, Praha, 87 s.

Müller P. et al. (2000): Geologie Brna a okolí. Český geologický ústav, Praha, 90 s.

Nečas, J. (1960): Předběžný geologický průzkum přehradního profilu na řece Svratce u obce Štěpánovice. Geotest Brno, Brno, 31 s.

Nemčok, A., Pašek, J., Rybář, J. (1974): Dělení svahových pohybů. Sborník geologických věd, ř. HIG, č. 11, s. 77 – 79

Neuhäuslová Z. et al. (1997): Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky 1 : 500 000. Botanický ústav AV ČR, Průhonice, 342 s.

Pacák, F. (1989): Doubravník. Závěrečná zpráva. Inženýrsko-geologický průzkum silničního podloží a základové půdy. UNIGEO s.p. Ostrava, Ostrava, s. 1 – 12

Pánek, T. (2004): Georeliéf na magurském a slezském příkrovu Západních Beskyd: odlišnosti a shodné rysy zjištěné morfometricko-statistickou analýzou digitálního modelu reliéfu. KFGG, Přf OSU, Ostrava, 3 s.

Papoušek, Z. (1977): Zpráva o posouzení inženýrskogeologických poměrů v trase přivaděče vody Víř – Brno, I.část. Geotest n.p. Brno, Brno, 26 s.

Papoušek, Z. (1979): Zpráva o inženýrskogeologickém průzkumu pro trasu přivaděče BOV Víř – Brno, I. část. Geotest n.p. Brno, Brno, 45 s.

Papoušek, Z. (1980): Zpráva o inženýrskogeologickém průzkumu pro vodojem Bosonohy a štolový úsek Běleč – Štěpánovice přivaděče vody brněnského oblastního vodovodu. Akce Víř – Brno, II. Část – 2. etapa. Geotest Brno, Brno, 16 s.

Papoušek, Z. (1983): Inženýrskogeologický průzkum pro štolovou trasu horních štol, štoly Letná - Bosonohy, objekty úpravny vody Švařec, vodojem Švařec, vodojemy Čebín I. A - doplněk a Čebín I. A - alternativa, vodojem Semtice a vodojem Medláňky II. Geotest Brno, Brno, 74 s.

Papoušek, Z. (1987): Zpráva o doplňkovém průzkumu pro štolovou trasu čištěné vody v úseku ú.v. Švařec – portál Běleč – Brněnského oblastního vodovodu 4. ucelené části. Geotest Brno, Brno, 28 s.

Pašek, J., Košťák, B. (1977): Svahové pohyby blokového typu. Rozpravy ČSAV, řada MPV, 87, 3, Academia, Praha, 58 s.

Pavlík, J. (2005): Závěrečná zpráva o geotechnickém průzkumu havarované části Vířského přivaděče u portálu Běleč I. Geotest Brno, a.s., Brno, 13 s.

Pelikán, L. (2006): Geomorfologické mapování údolí Svratky (úsek Březina – Veverská Bítýška). Bakalářská práce, Přf MU, Brno. 87 s.

Perret, S. et al. (2006): Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps - A dendrogeomorphological case study. *Geomorphology* 74, s. 219 – 231

Peterková, L. (2006): Geomorfologické aspekty řeky Svratky mezi Verskou Bítýškou a městskou částí Brno-Bystrc. *Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2005*, Brno, s. 22 – 24

Pierson, T. C., Costa, J. E. (1987): A Rheologic Classification of Subaerial Sediment-water Flows. *Rew. Engin. Geol.*, č. VII, s. 1 – 12

Popov, I. V. (1951): Inženernaja geologia. Izd. Mosk. Gos., Universita Moskva, 152 s.

Prachař, L. (1973): Prognózní ocenění ČSSR na uran. I. etapa. Oblast č.39 – Svratecká antiklinála – poličské krystalinikum. Čs. uranový průzkum, Nové Město na Moravě, 208 s.

Puda, S. (1967): Geologické poměry styku moldanodubika, svorové zóny a moravika při ukončení svratecké antiklinály. Diplomová práce, Přf UK, Praha, s. 58 – 71

Quitt, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. Geografický ústav ČSAV, Brno, 82 s.

Quitt E. (1984): Klima jihomoravského kraje. Krajský pedagogický ústav, Brno, 165 s.

Rodríguez, M.O.C. et al. (2003): Main morhotectonic characteristics of Asturias, Spain. *Geofísica Internacional* (2005), 44, č. 1, s. 65 – 101

Roštínský, P. (2002): Částečně exhumovaný tektonický reliéf jihovýchodního okraje Českého masivu na jihozápadní Moravě a v severním Rakousku. In: Kirchner, K., Roštínský, P. (eds.): *Geomorfologický sborník 1. Stav geomorfologických výzkumů v roce 2002 – příspěvky z mezinárodního semináře konaného 10.-11.6.2002 v Brně, Přf MU, Brno*, s. 123 – 126

Roštínský, P., Kirchner, K. (2006): Blokovaná svahová deformace v krystalických horninách v údolí Svratky severozápadně od Tišnova. *Geografie-Sborník ČGS*, 111, 2, Praha, s. 217-220

Rubín, J. et al. (1986): Atlas skalních, zemních půdních tvarů. Academia, Praha, 385 s.

Rybář, J. et al. (2001): Náhylnost svahů k sesouvání v západní části Moravskoslezských Beskyd. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, ČGS, Brno*, s. 173 – 175

Rybář, J., Forczek-Kyrianová, I. (2004): Hodnocení stabilitních poměrů na území Příhrázské vrchoviny. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2004, ČGS, Brno*, s. 70 – 72

Sebe, K., Jordan, G. (2006): Extraction of Morphotectonic Features from High-Resolution Photogrammetric DEM (Mecsek Mts., Hungary). *Geolines* 20, s. 119 – 120

Shroder, J.F. (1980): Dendrogeomorphology, review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography* 4, s. 161 - 188

Schumann K. et al. (1991): Evolution of nappes in the Bohemian massif: a kinematic interpretation. *Geol. Rdsch.*, 80, s. 73-92

Schütznerová-Havelková, V. (1969): Miocén v údolí Svatky sz. od Tišnova. *Čas. Mineral. Geol.*, 14, Praha, s. 305 – 314

Schütznerová-Havelková, V. (1994): *Geologie*, ČVUT, Praha, 160 s.

Skalický V. (1988): Regionálně fytogeografické členění ČR. - In: Hejný, S., Slavík, B. (eds.): *Květena ČSR I.* Academia, Praha. s. 103 – 121

Solaimani, K. (2001): Application of Satellite Photographs in a Morphotectonic study of the Central Alborz, Iran. Paper presented at the 22nd Asian Conference on Remote Sensing, Singapore, s. 20 - 23

Stejskal, V. (2005): Geomorphological aspects of monitoring movements of slope blocks in pseudocarst localities Ostaš, Hejda and Kočičí skály. *Geografie – Sborník ČGS*, 110, 2, s. 82–90

Stoffel, M. (2006): A Review of Studies Dealing with Tree Rings and Rockfall Activity: The Role of Dendrogeomorphology in Natural Hazard Research. *Natural Hazards* 39, s. 51 – 70

Strunk, H. (1997): Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, Volume 31, Issues 1-2, s. 137 – 151

Suess, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. – *Denkschr. K. Akad. Wiss., math. naturwiss. Cl.*, 88, 3 Fig., 3 Taf, Wien, s. 1 – 91

Synek, V., Čeleda, V. (1985): Zpráva o geoelektrickém měření na akci BOV – Běleč. *Geofyzika n.p. Brno*, Brno, s. 1 – 6

Sysel, P. (1962): Geologické a drobně tektonické poměry mezi Štěpánovem, Býšovcem a Černvírem. *Diplomová práce*, PffUK, Praha s. 30 – 36

Šamalíková, M., Hašek, V. (1979): Geofyzikální průzkum štolového přivaděče Vír – Šerkovice pro BOV Vír – Brno. Geofyzika, n.p. Brno, Brno, 21 s.

Šamalíková, M. et al. (1995): Geologie pro stavební inženýry, CERM Brno, Brno, 121 s.

Štípská P., et al. (2000): Complex metamorphic zonation of the Thaya Dome: result of buckling and gravitational collapse of an imbricated nappe sequence. Forced Faults and Fractures, Geol. Soc. Spec. Publ. 169, s. 197–211

Terzaghi, K. (1950): Mechanism of Landslides. In: Application of Geology to Engineering Practice, Berkey Vol., Geological Society of America, s. 83 – 123

Urbánek, J. (1993): Geomorfologické formy tektonického povodu (identifikácia a mapovanie). Mineralia slovaca, 25 (1993), s. 131 – 137

Varnes, D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes. In: Schuster, R.L., Krizek, R. J. (ed.), Landslide Analysis and Control. Transportation Research Board Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington D.C., s. 11 – 33

Veselý, I. (1983): Závěrečná zpráva o podrobném inženýrskogeologickém průzkumu pro čistící stanici v závodě n. p. Brněnské papírny v Prudké, Geotest Brno, Brno, s. 2 – 6

Vosyka, S. (1979): Pradávná i současná geologie Doubravníku. Osvětová beseda při MNV v Doubravníku, Doubravník, 49 s.

Voženílek, V. et al. (2001): Integrace GPS/GIS v geomorfologickém výzkumu. Vydavatelství UP, Olomouc, 185 s.

Wiles, G.C. et al. (1996): Tree-ring analysis and Quaternary geology: Principles and recent applications. Geomorphology, Volume 16, Issue 3, s. 259 – 272

Zapletal, K. (1926): Geologie středu svratecké klenby. Sborník SGÚ, 5, s. 509 – 560

Zapletal, K. (1935): Stavba a složení českého masivu. Příroda, 28, Brno. s. 80 – 83

Záruba, Q., Mencl, V. (1987): Sesuvy a zabezpečování svahů. Academia, Praha, 338 s.

Zídek, J. (ed.) (1967): Hydrologické poměry ČSSR. díl I. - text, HMÚ, Praha, 414 s.

Zvelebil, J., Stemberk, J. (1999): Výsledky kontrolního sledování skalních masivů v obci Hřensko za období červen 1996 - prosinec 1998. In: Přehled výsledků geologických prací na ochranu horninového prostředí v roce 1998. Ministerstvo životního prostředí České republiky, Praha, s. 57-61

Zvelebil, J., Krejčí, O., et al. (2006): Zhodnocení sesuvného území v okolí portálu VOV Běleč I. Česká geologická služba. Praha, Brno, 10 s.

Ostatní zdroje

Geologická mapa ČR 1:50 000, 24-12 Boskovice (1991), ČGÚ, Praha

Geologická mapa ČSSR 1:200 000, M-33-XXIX Brno (1969), ÚÚG, Praha

Hydrogeologická mapa ČR 1:50 000, 24-12 Boskovice (2000), ČGÚ, Praha

Modelování vztahu mezi letokruhovými řadami a vlivy prostředí. Základy dendroekologie. Katedra botaniky Přf JU [online]. 2008. 17.6.2008 <botanika.bf.jcu.cz/materials/dendrochronologie/Zaklady_dendroekologie2.ppt>

N-leté průtoky. Oddělení povrchových vod ČHMÚ [online]. 2007. poslední revize 29.11.2007. <<http://www.chmi.cz/hydro/opv/index.html>>

Půdní mapa ČR 1:50 000, 24-12 Boskovice (2005), AOPK ČR, Praha

Studie protipovodňových opatření na území Jihomoravského kraje, kapitola 4, shrnutí a stanovení priorit (2007): Pöyry Evironment a.s., Brno, s. 7 – 10

10 Seznam příloh

Příloha 1 – Topografická mapa zájmové oblasti	119
Příloha 2 – Půdní mapa zájmového území (upraveno podle: půdní mapa ČR, list 24-14 Boskovice, AOPK ČR).....	120
Příloha 3 – Náčrt vývoje moravika podle Suessovy představy (Batík 2002).....	121
Příloha 4 – Náčrt vývoje moravika podle představy Batíka (2002).....	122
Příloha 5 - Řez štolovými úseky přivaděče BOV (zdroj: Cigler, Follprecht 2007).....	123
Příloha 6 – Schéma tektonického porušení masivu bítešské ortoruly na trase štolového úseku vodovodního přivaděče BOV Vír – Brno (Šamáliková et al. 1995).....	124
Příloha 7 - Blokdigram s řezy interpretovaného geofyzikálního měření (Upraveno podle: Šamáliková a Hašek 1979), převýšeno 1,5x.....	125
Příloha 8 – Povrchové tvary svahové deformace Běleč a lokalizace stromů použitých pro dendrogeomorfologickou analýzu.....	126
Příloha 9 - Podélné profily vodních toků se zvýrazněnými místy s prudkou změnou sklonu toku 127	
Příloha 10 – Podélný profil celého toku Svratky a vývoj sklonitosti v podélném profilu (zdroj: charakteristiky toků a povodí ČR, VÚV TGM, http://www.vuv.cz/oddeleni-gis/)	128
Příloha 11 - Příčný profil údolím Svratky č. 1 (mezi Nedvědicemi a Černvírem), 7x převýšeno.....	129
Příloha 12 - Příčný profil údolím Svratky č. 2 (severně od Černvíru), 7x převýšeno.....	129
Příloha 13 - Příčný profil údolím Svratky č.4 (jižně od Doubravniku), 7x převýšeno.....	129
Příloha 14 - Příčný profil údolím Svratky č.6 (severně od Borače), 7x převýšeno.....	130
Příloha 15 - Příčný profil údolím Svratky č. 8 (nejjižnější profil), 7x převýšeno.....	130
Příloha 16 - Příčný profil údolím Skorotického potoka č.10, 2,5x převýšeno.....	130
Příloha 17 - Příčný profil údolím Křeptovského potoka č.12, 2,5x převýšeno.....	131
Příloha 18 - Příčný profil údolím Křeptovského potoka č.13, 2,5x převýšeno.....	131
Příloha 19 - Příčný profil údolím Boračského potoka č. 14, 2,5x převýšeno.....	131
Příloha 20 - Příčný profil údolím Boračského potoka č. 15, 2,5x převýšeno.....	131
Příloha 21 – A) geometrická a prostorová analýza zlomů. B) Analytické kroky v digitální tektonické geomorfologii (převzato z: Jordan et al. 2005).....	132

Příloha 22 – Výškové modely reliéfu s různou barevnou škálou, vlevo TIN (ArcGIS), vpravo rastr (SURFER).....	133
Příloha 23 – Generalizované topografické řezy územím s krokem 1 km (SURFER).....	134
Příloha 24 – Gridy druhé směrové derivace ve směru azimutu 0°, 45° a 90° (SURFER) ..	135
Příloha 25 - Gridy druhé směrové derivace ve směru azimutu 75°, 60°, 30° a 15° (SURFER).....	136
Příloha 26 – Sklonitost a expozice svahů, vlevo svahy se sklonitostí nad 30° (ArcGIS), vpravo sklonitost a expozice svahů (SURFER).....	137
Příloha 27 – Stínový model reliéfu (SURFER).....	138
Příloha 28 – 3D model reliéfu (SURFER).....	139
Příloha 29 – Údolní a hřbetní soustava (vytvořeno v extenzi spatial analyst softwaru ArcGIS 9.2).....	140
Příloha 30 – Mapa morfolineamentů z výsledků morfotektonické analýzy ve srovnání s dislokacemi z geologické literatury (Mísař 1960, Papoušek 1977 a 1987, Benedikt 1992 a geologická mapa ČR 1:50 000, list 24-12 Boskovice, 1991) a naměřenými směry puklin	141
Příloha 31 – časový rozsah letokruhových řad jednotlivých vzorků použitých pro dendrogeomorfologickou analýzu (program PAST 4).....	142
Příloha 32 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 1.....	144
Příloha 33 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 3.....	145
Příloha 34 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 5.....	146
Příloha 35 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 5.....	147
Příloha 36 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 6.....	148
Příloha 37 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 7.....	149
Příloha 38 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 6 (naklonění ve směru proti svahu)	150
Příloha 39 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 7 (naklonění ve směru proti svahu)	151
Příloha 40 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom č. 9.....	152
Příloha 41 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 10.....	153
Příloha 42 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 11.....	154
Příloha 43 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 9 (naklonění ve směru proti svahu)	155
Příloha 44 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 10 (naklonění ve směru proti svahu).....	155

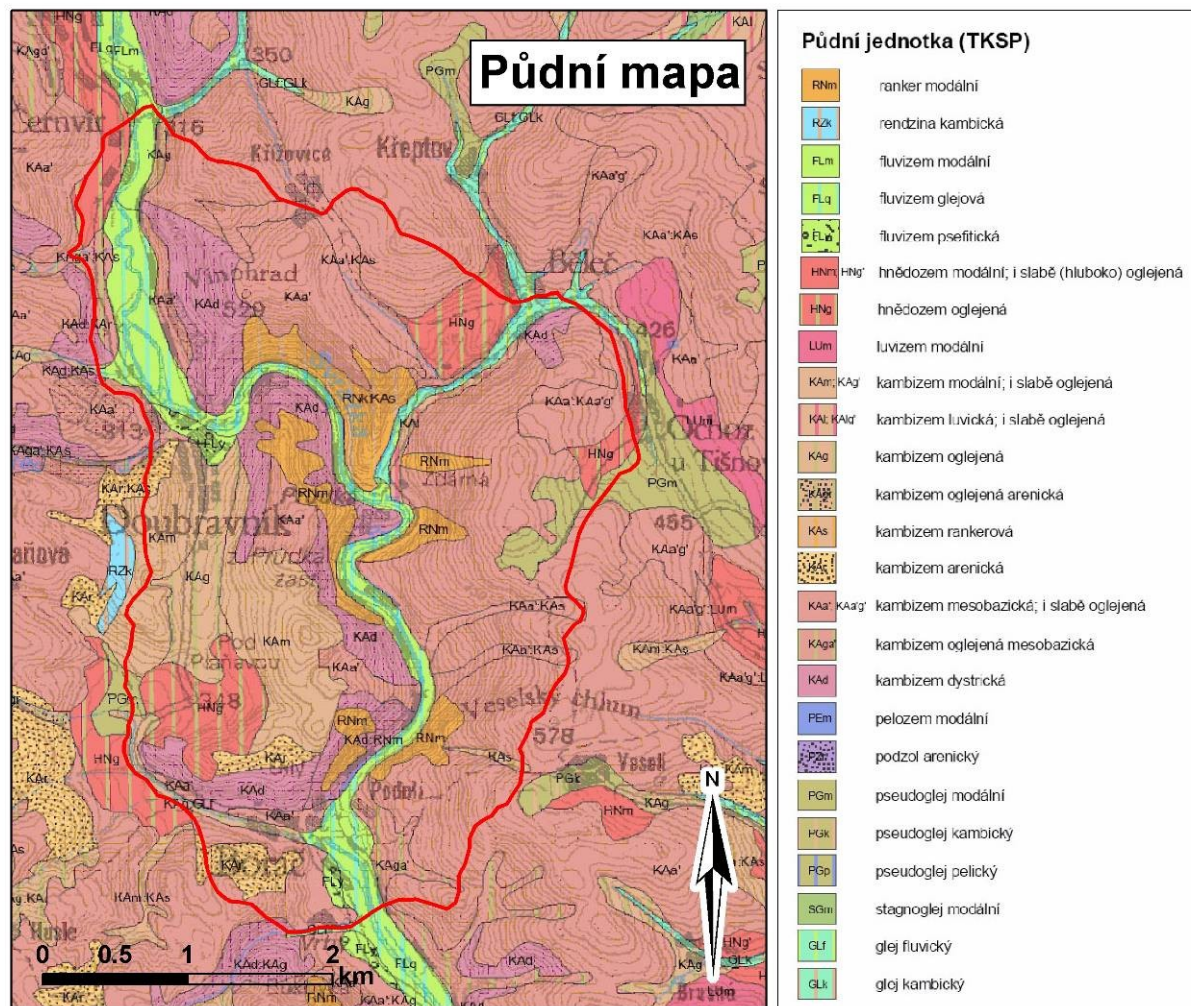
Příloha 45 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 11 (naklonění ve směru proti svahu).....	156
Příloha 46 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 12.....	157
Příloha 47 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 13.....	158
Příloha 48 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 14.....	159
Příloha 49 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 15.....	160
Příloha 50 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 16.....	161
Příloha 51 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 18.....	162
Příloha 52 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 19.....	163
Příloha 53 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 20.....	164
Příloha 54 - Legenda a definice tvarů k podrobné geomorfologické mapě.....	165
 Volná příloha – podrobná geomorfologická mapa v měřítku 1:15 000 CD s elektronickou verzí práce	

Příloha 1 – Topografická mapa zájmové oblasti

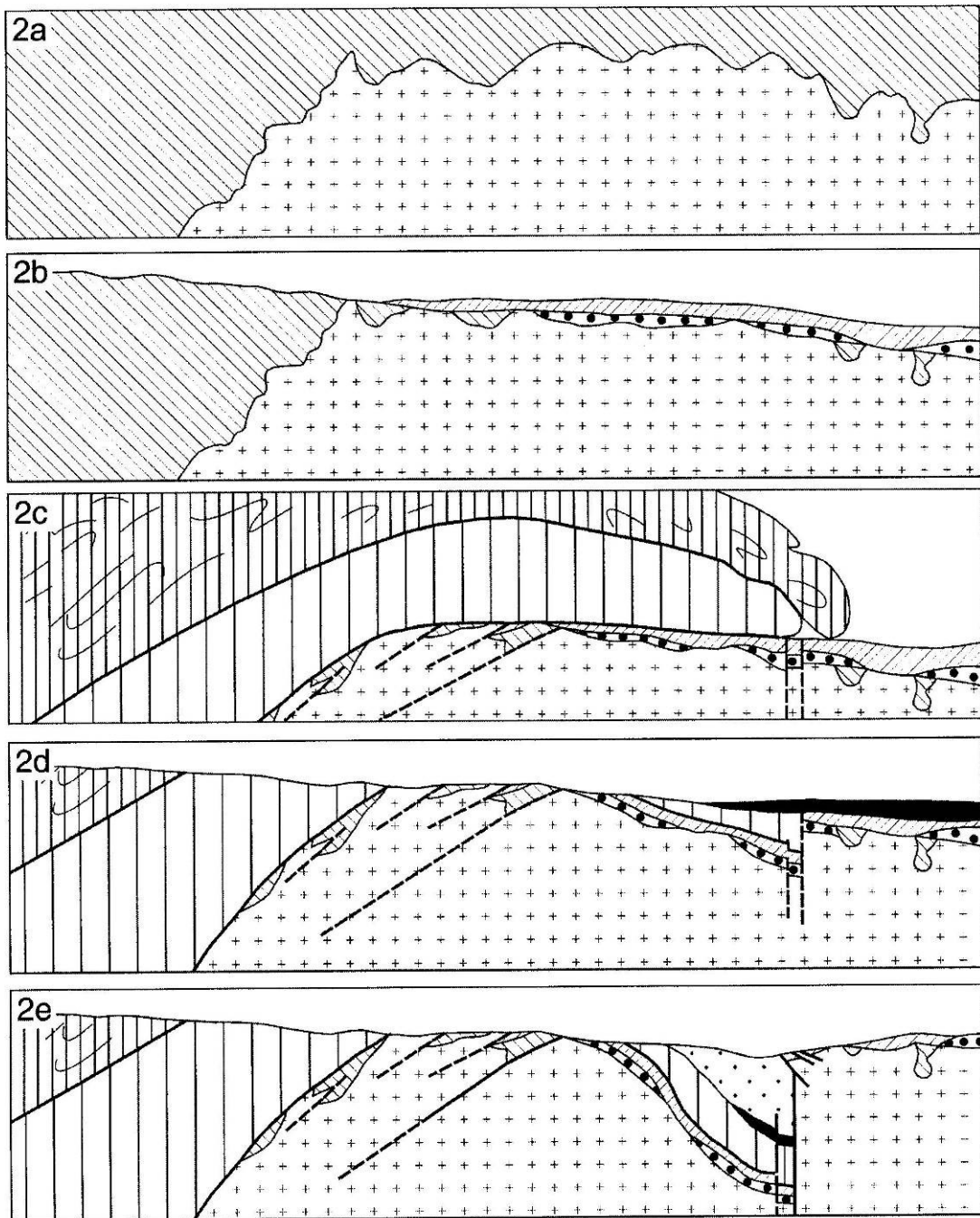


Poznámky: podkladem mapa DMÚ25 (<http://www.cenia.cz>), místní názvy z databáze GEONAMES poskytnuté Českým úřadem zeměměřičským a katastrálním (ČÚZK)

Příloha 2 – Půdní mapa zájmového území (upraveno podle: půdní mapa ČR, list 24-14 Boskovice, AOPK ČR)

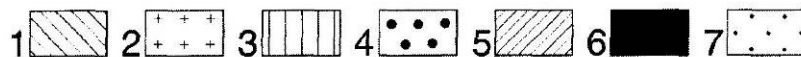
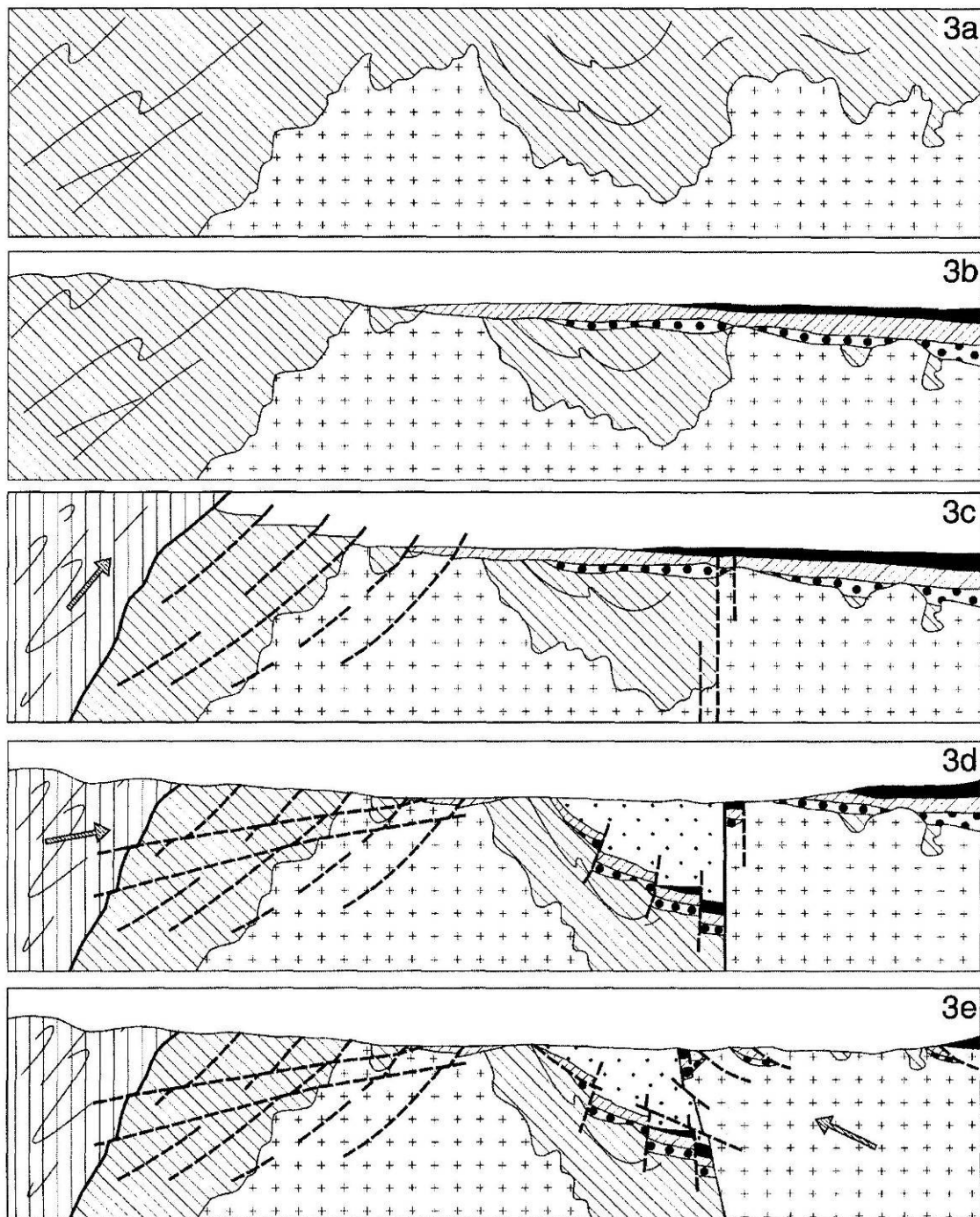


Příloha 3 – Náčrt vývoje moravika podle Suessovy představy (Batík 2002)



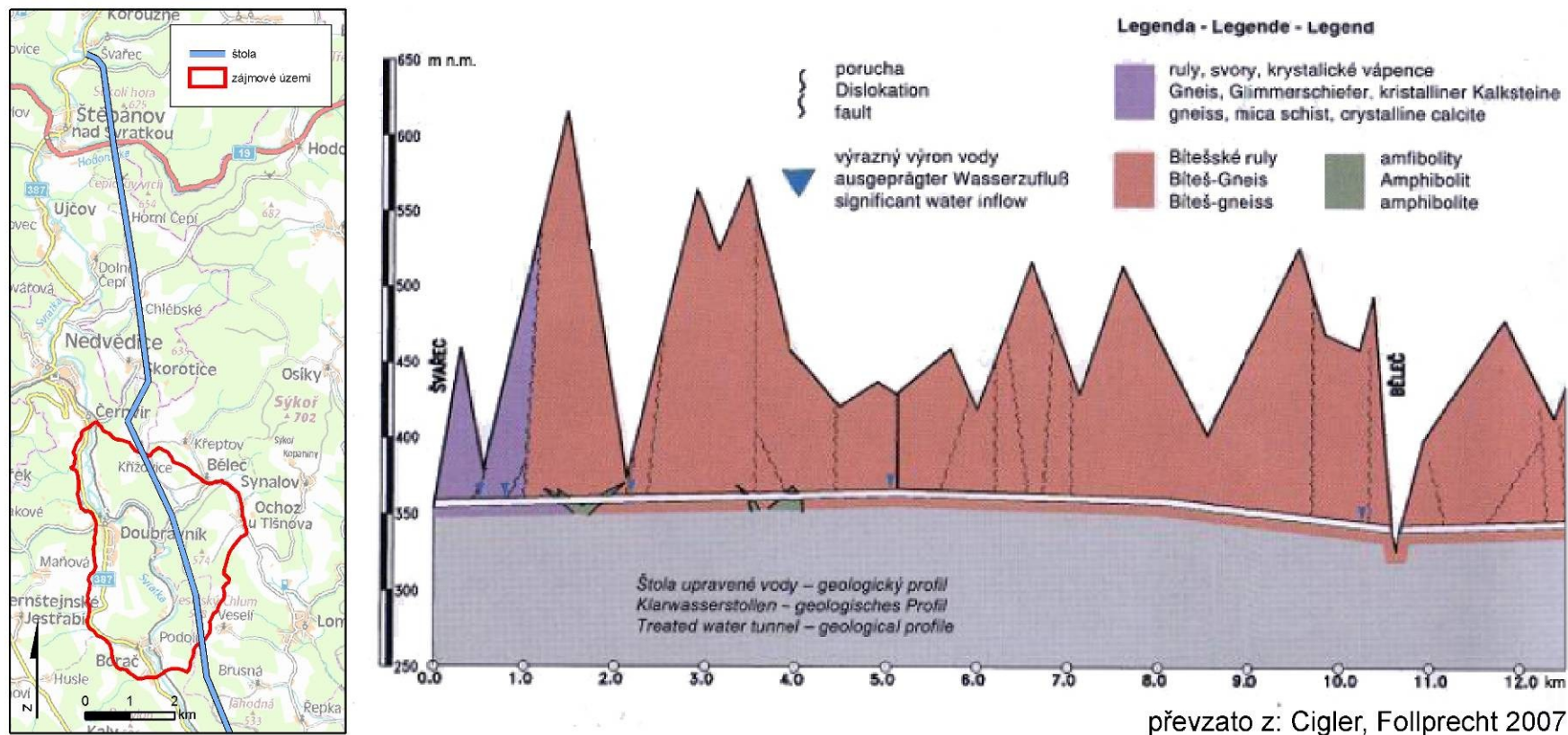
Autochton: 1 – krystalický plášť, 2 – granitoidní intruze; devon: 3 – bazální klastika, 4 – klastika a karbonáty. *Alochton:* 5 – příkrov moravika, 6 – příkrov moldanubika. *Orogenní sedimenty:* 7 – kulmský vývoj spodního karbonu, 8 – perm boskovické brázdy

Příloha 4 – Náčrt vývoje moravika podle představy Batíka (2002)

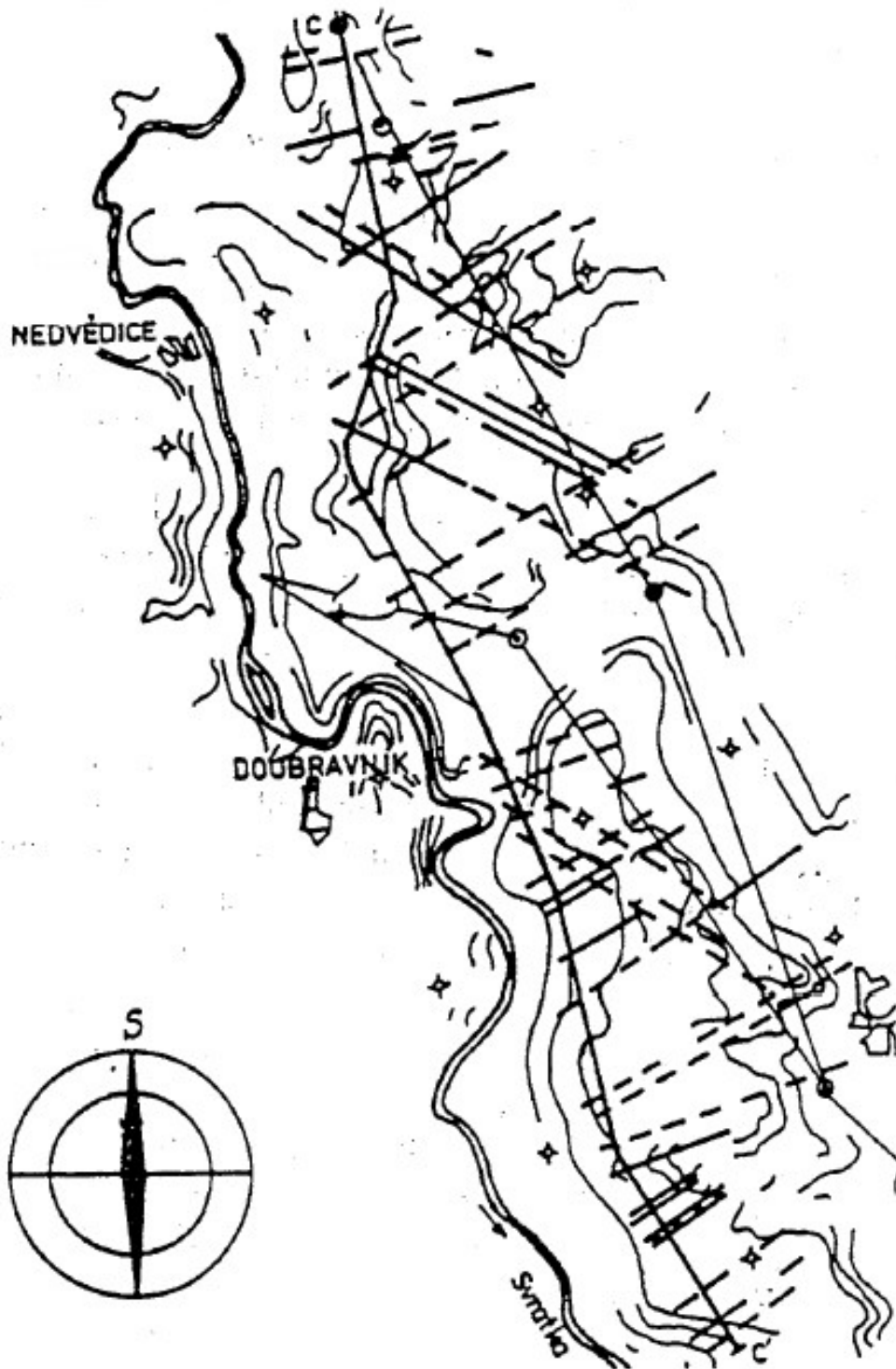


Proterozoikum: 1 – krystalický plášť, 2 – granitoidní intruze; *Paleozoikum:* 3 – variská konsolidace krystalického pláště (moldanubikum), 4 – spodní paleozoikum: bazální klastika. 5 devon: klastika a karbonáty, 6 – spodní karbon: droby a břidlice, 7 – permokarbon: sedimenty boskovického příkopu.

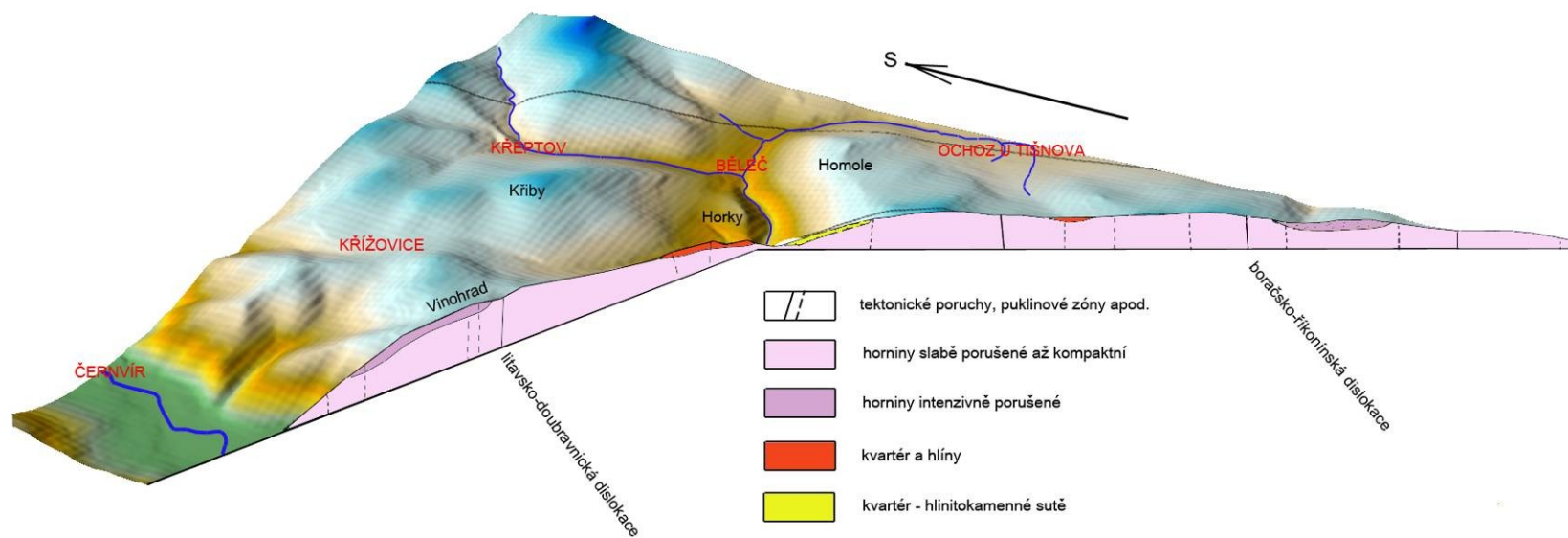
Příloha 5 - Řez štolovými úseky privaděče BOV (zdroj: Cigler, Follprecht 2007)



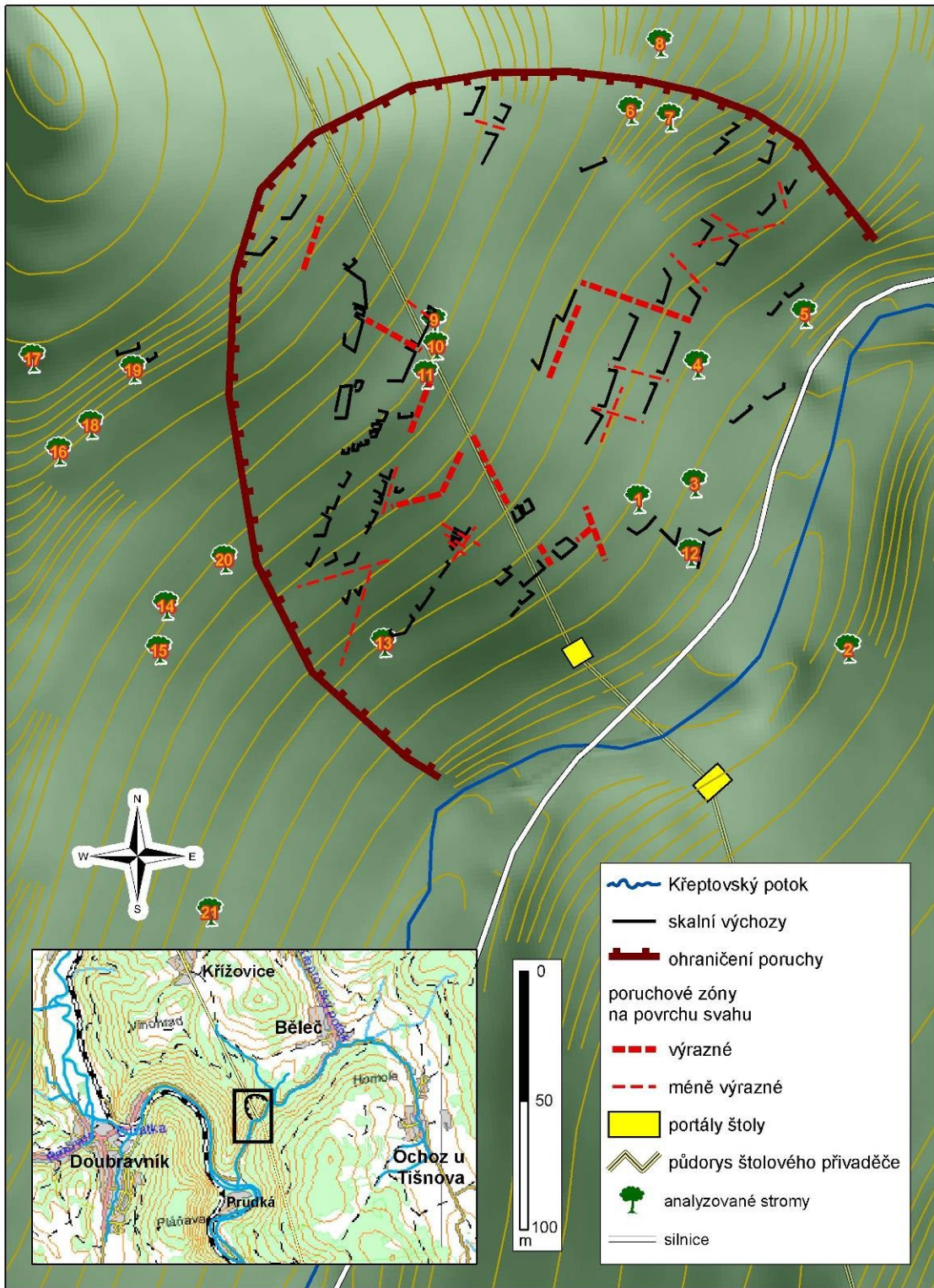
Příloha 6 – Schéma tektonického porušení masivu bítešské ortoruly na trase štolového úseku vodovodního přivaděče BOV Vír – Brno (Šamalíková et al. 1995)



Příloha 7 - Blokdiagram s řezy interpretovaného geofyzikálního měření (Upraveno podle: Šamalíková a Hašek 1979), převýšeno 1,5x



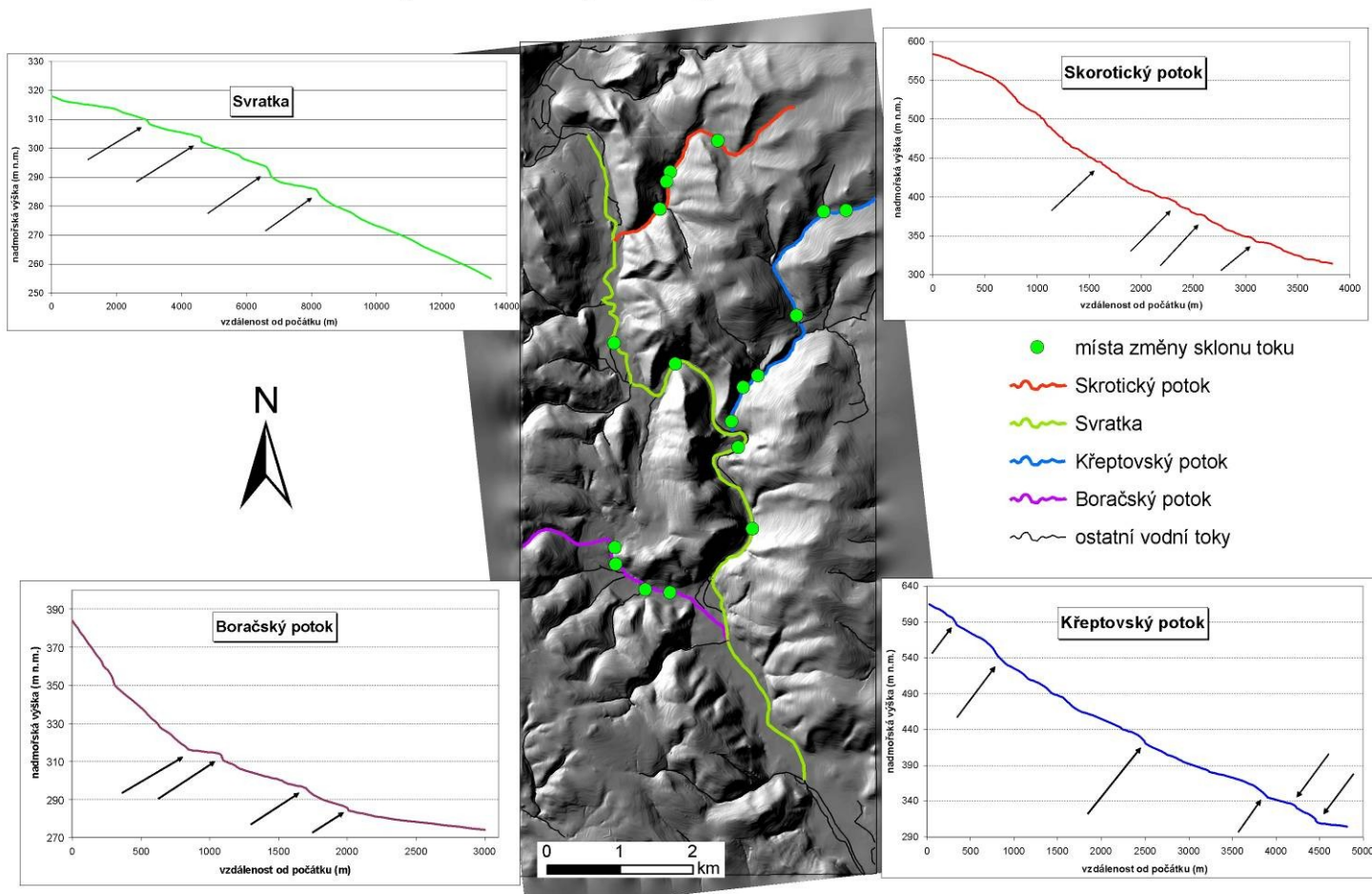
Příloha 8 – Povrchové tvary svahové deformace Běleč a lokalizace stromů použitých pro dendrogeomorfologickou analýzu



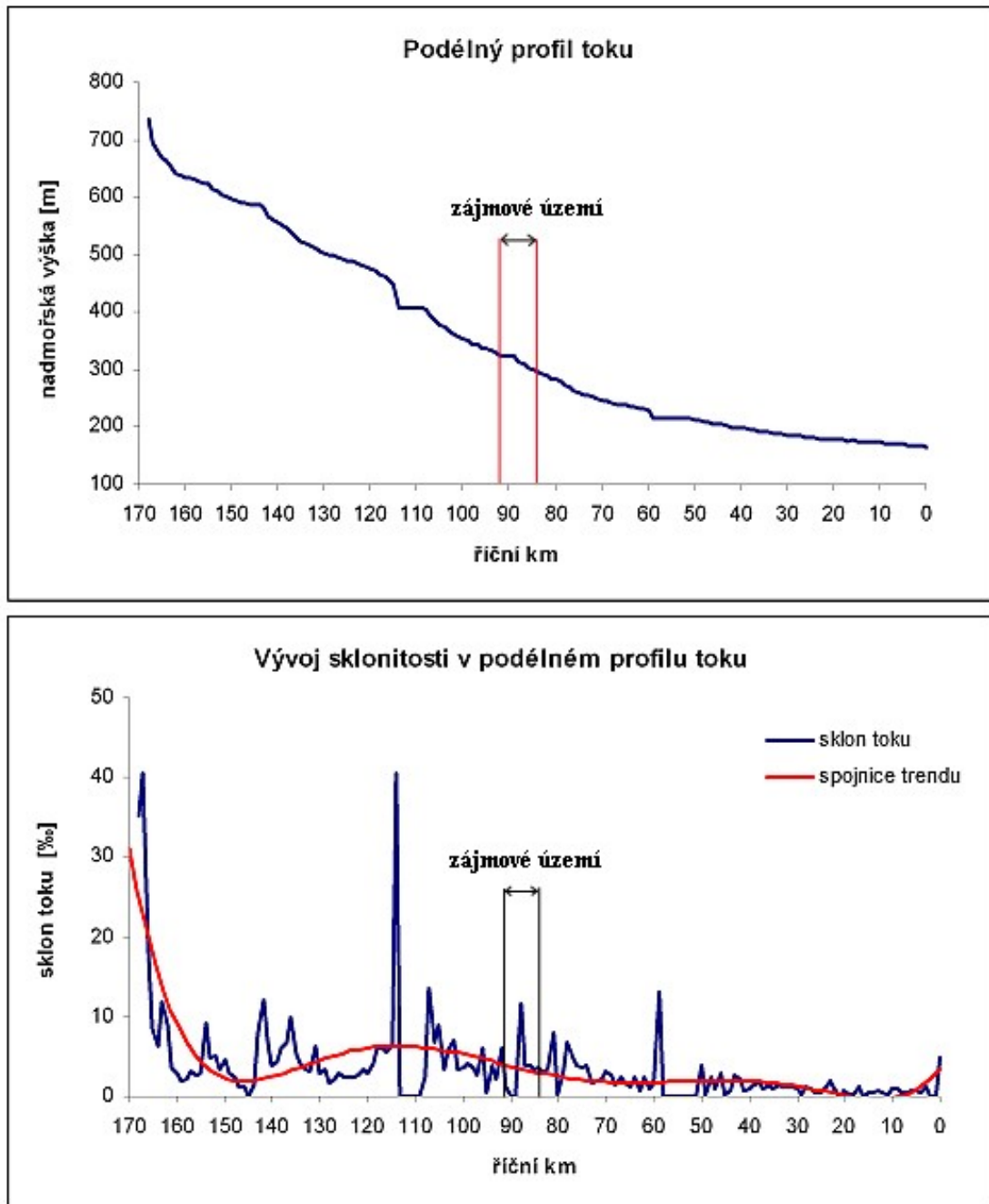
Poznámky: povrchové tvary byly částečně převzaty ze Zvelebil et al. (2006), částečně doplněny při vlastním mapování.

Příloha 9 - Podélné profily vodních toků se zvýrazněnými místy s prudkou změnou sklonu toku

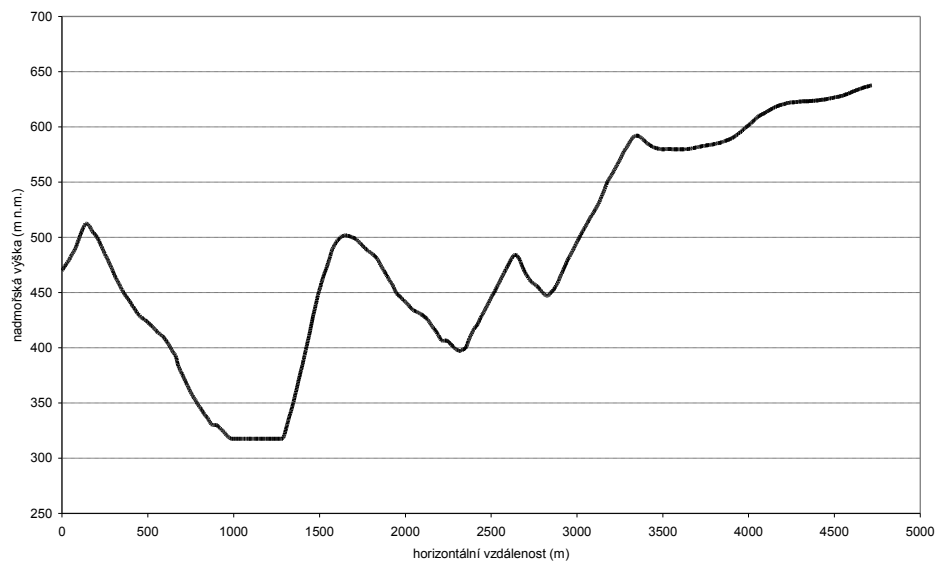
podélné profily vodních toků



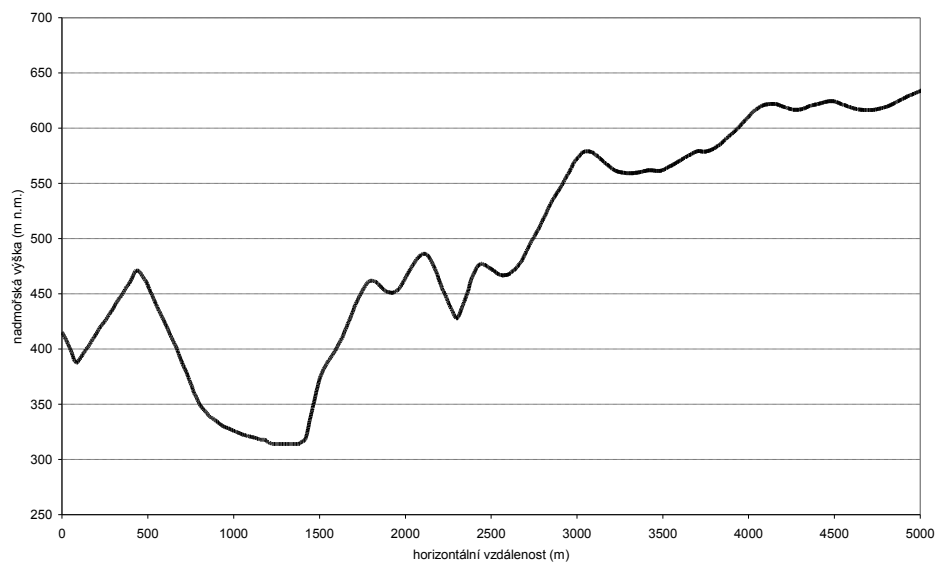
Příloha 10 – Podélný profil celého toku Svratky a vývoj sklonitosti v podélném profilu (zdroj: charakteristiky toků a povodí ČR, VÚV TGM, <http://www.vuv.cz/oddeleni-gis/>)



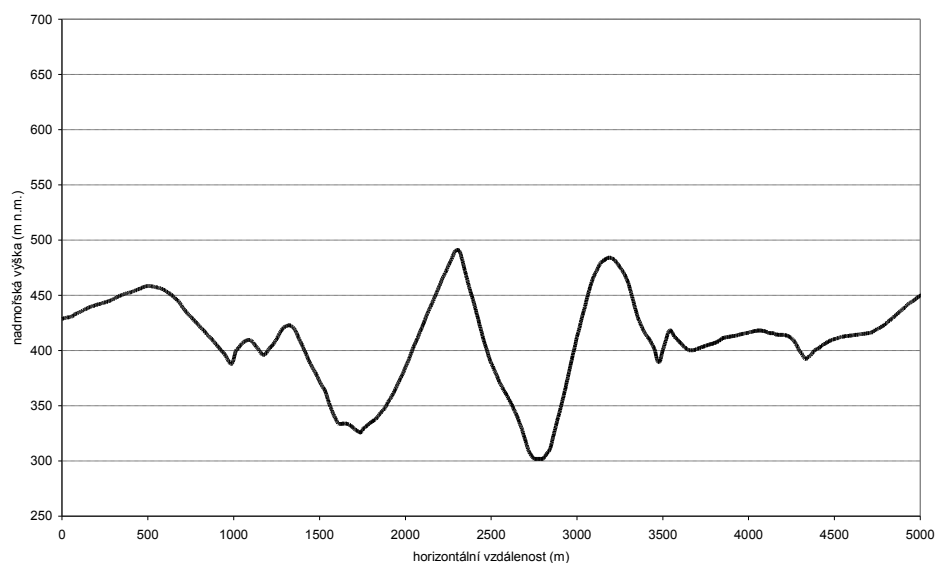
Příloha 11 - Příčný profil údolím Svratky č. 1 (mezi Nedvědicemi a Černvírem), 7x převýšeno



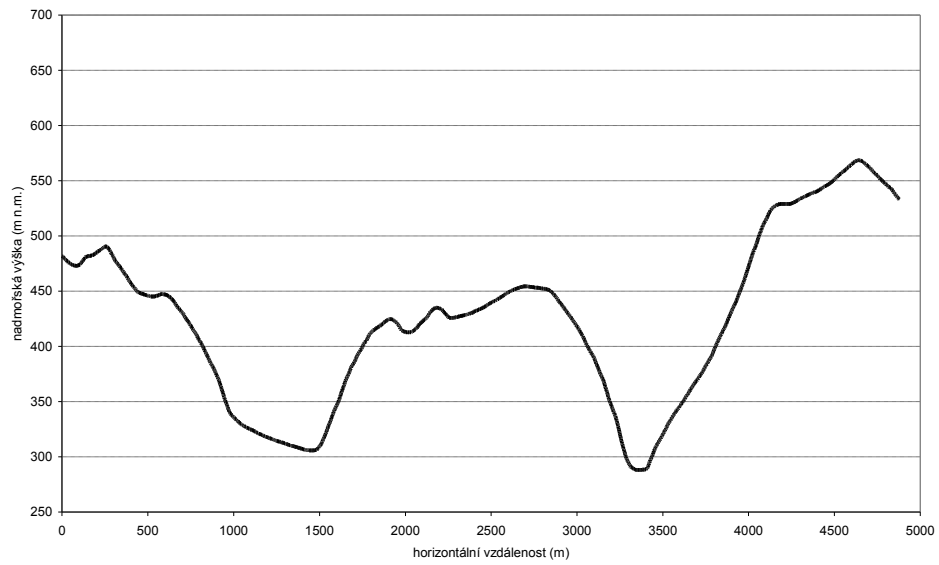
Příloha 12 - Příčný profil údolím Svratky č. 2 (severně od Černvíru), 7x převýšeno



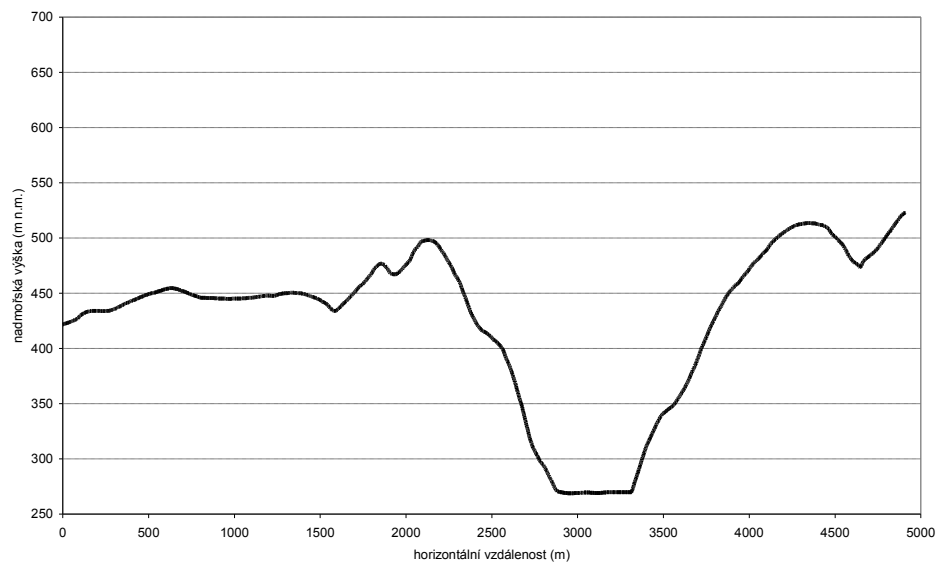
Příloha 13 - Příčný profil údolím Svratky č.4 (jižně od Doubravníku), 7x převýšeno



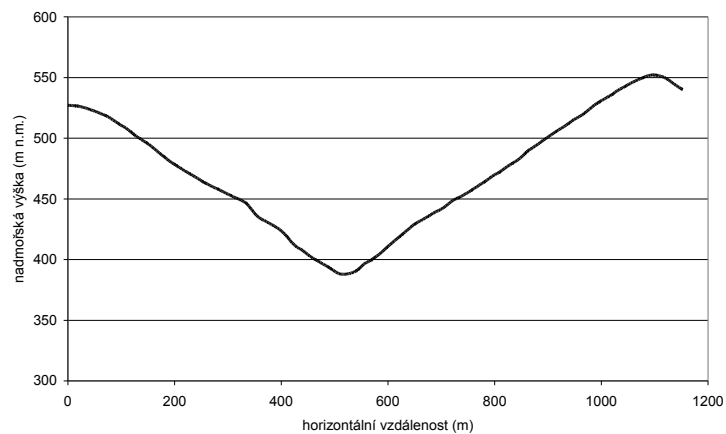
Příloha 14 - Příčný profil údolím Svratky č.6 (severně od Borače), 7x převýšeno



Příloha 15 - Příčný profil údolím Svratky č. 8 (nejjižnější profil), 7x převýšeno



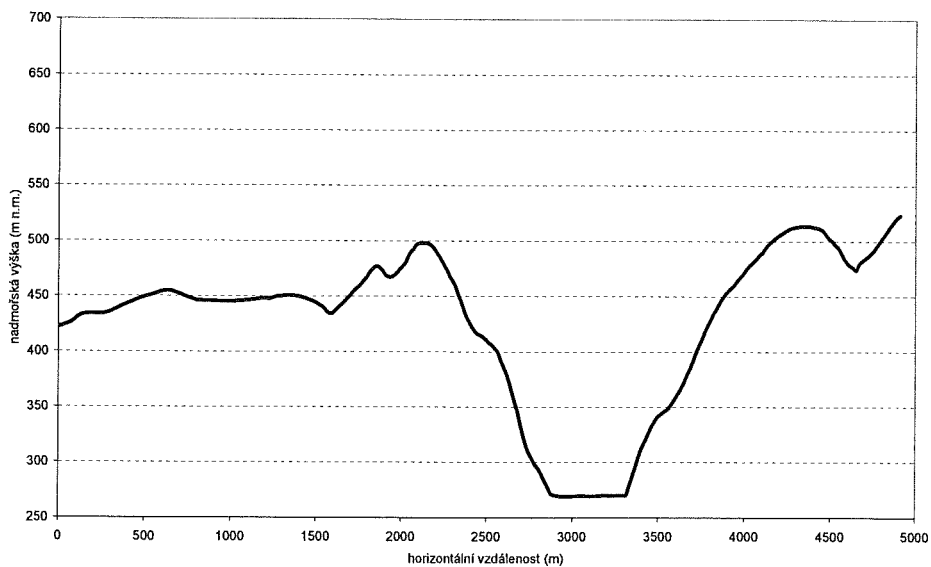
Příloha 16 - Příčný profil údolím Skorotického potoka č.10, 2,5x převýšeno



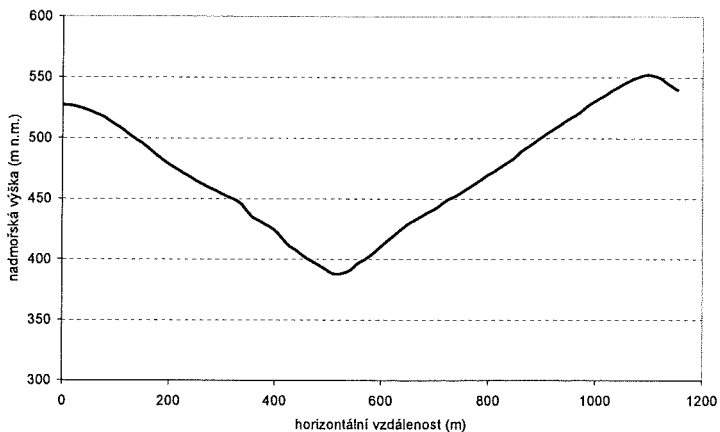
Příloha 14 - Příčný profil údolím Svratky č.6 (severně od Borače), 7x převýšeno



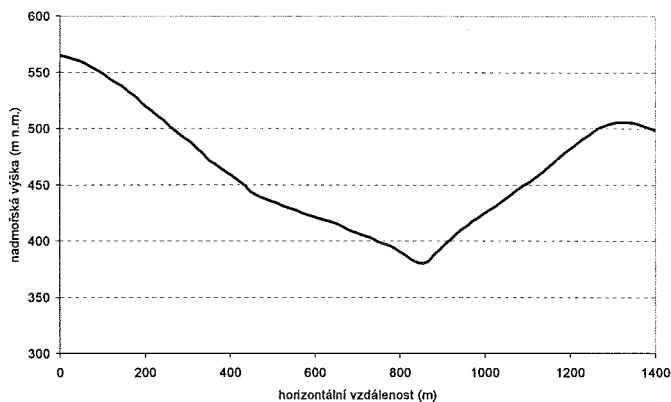
Příloha 15 - Příčný profil údolím Svratky č. 8 (nejjižnější profil), 7x převýšeno



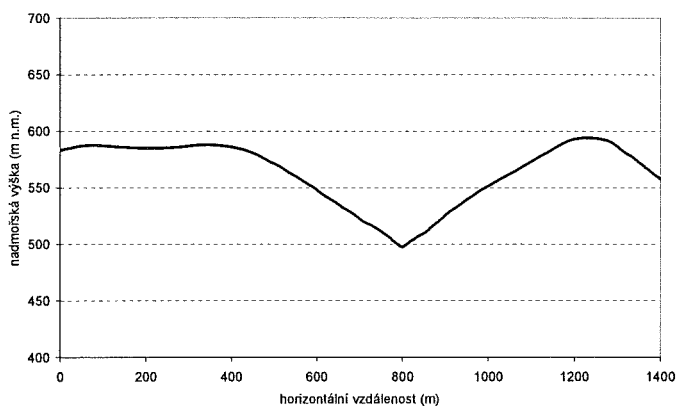
Příloha 16 - Příčný profil údolím Skorotického potoka č.10, 2,5x převýšeno



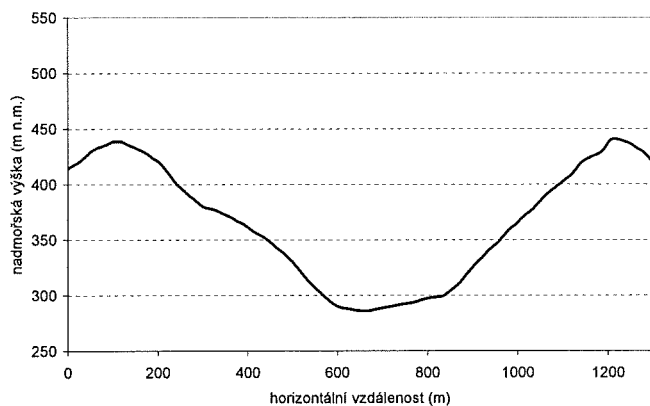
Příloha 17 - Příčný profil údolím Křeptovského potoka č.12, 2,5x převýšeno



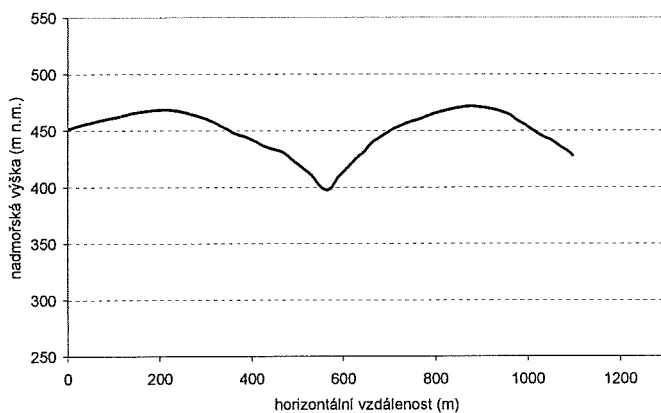
Příloha 18 - Příčný profil údolím Křeptovského potoka č.13, 2,5x převýšeno



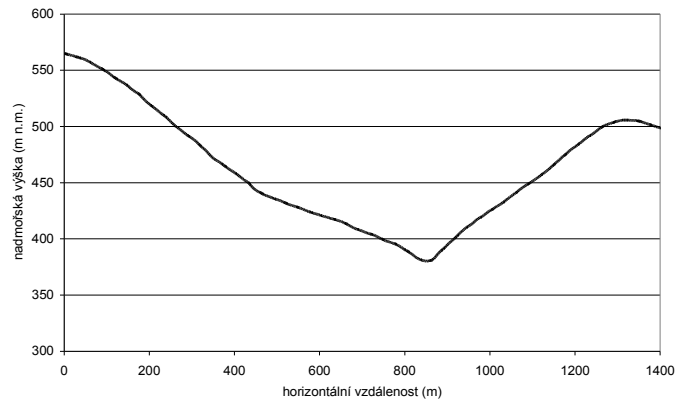
Příloha 19 - Příčný profil údolím Boračského potoka č. 14, 2,5x převýšeno



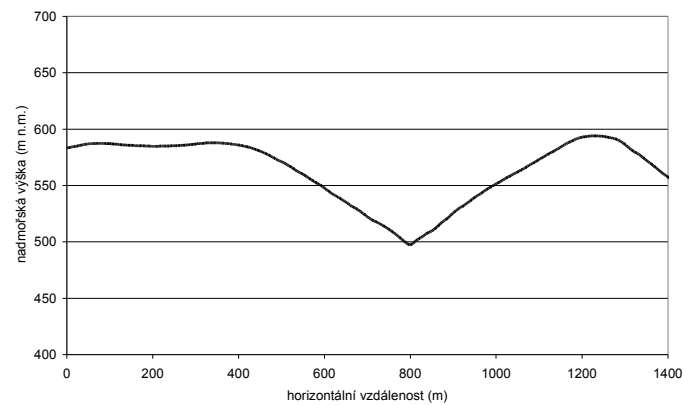
Příloha 20 - Příčný profil údolím Boračského potoka č. 15, 2,5x převýšeno



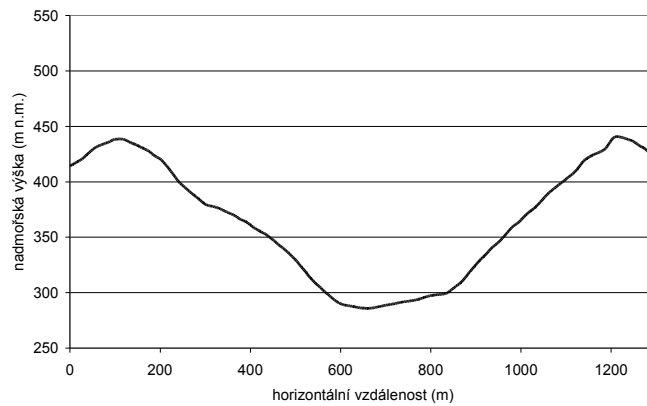
Příloha 17 - Příčný profil údolím Křeptovského potoka č.12, 2,5x převýšeno



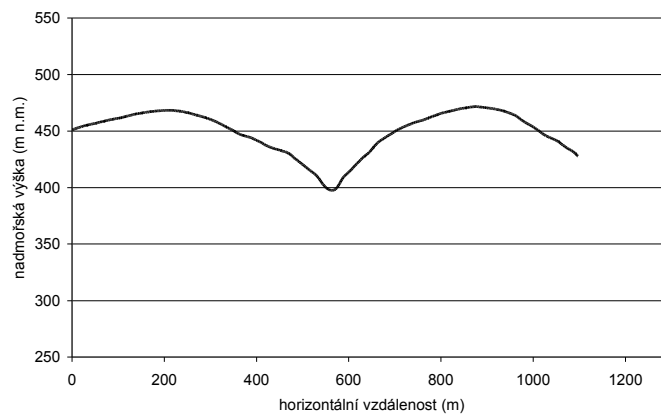
Příloha 18 - Příčný profil údolím Křeptovského potoka č.13, 2,5x převýšeno



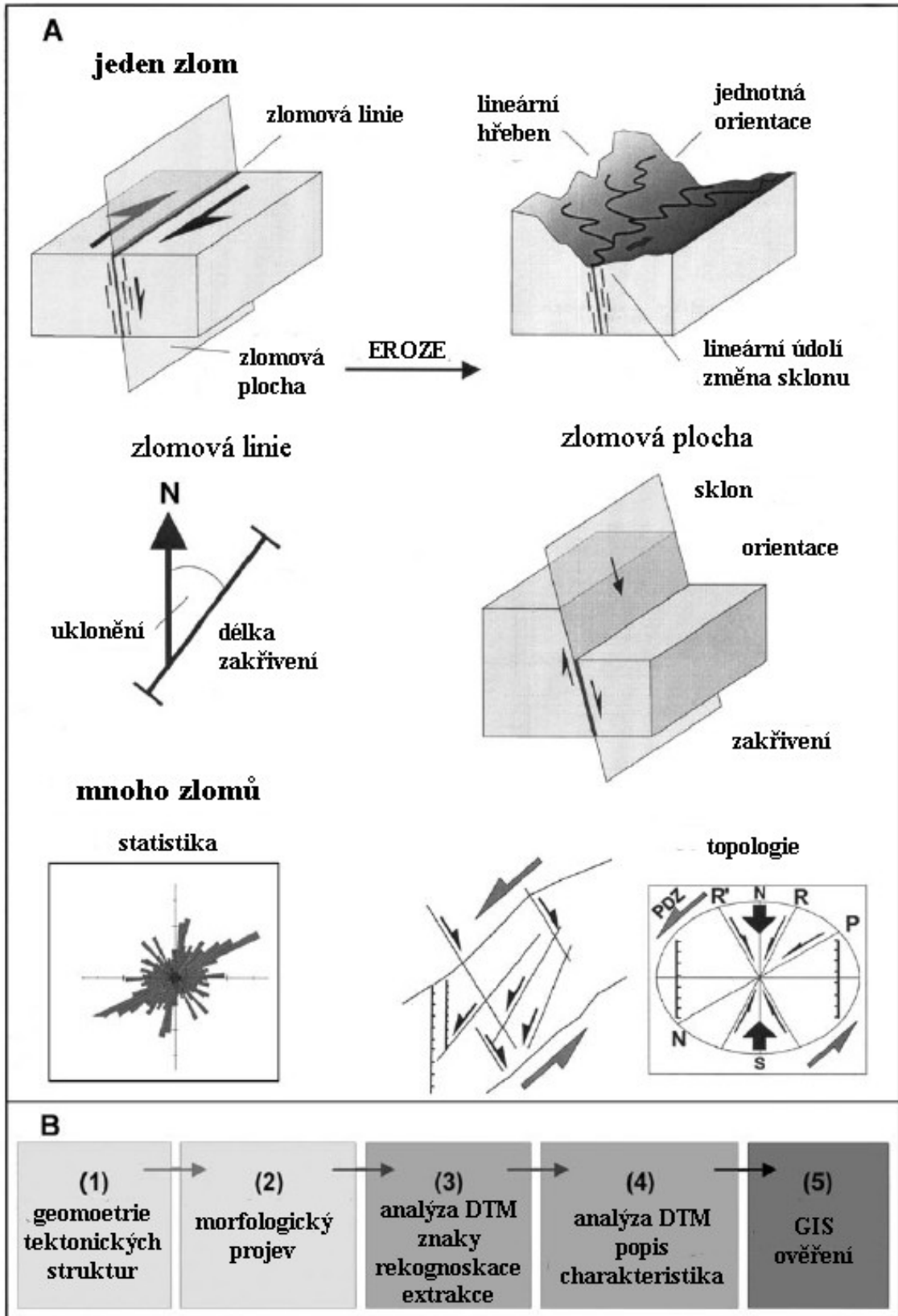
Příloha 19 - Příčný profil údolím Boračského potoka č. 14, 2,5x převýšeno



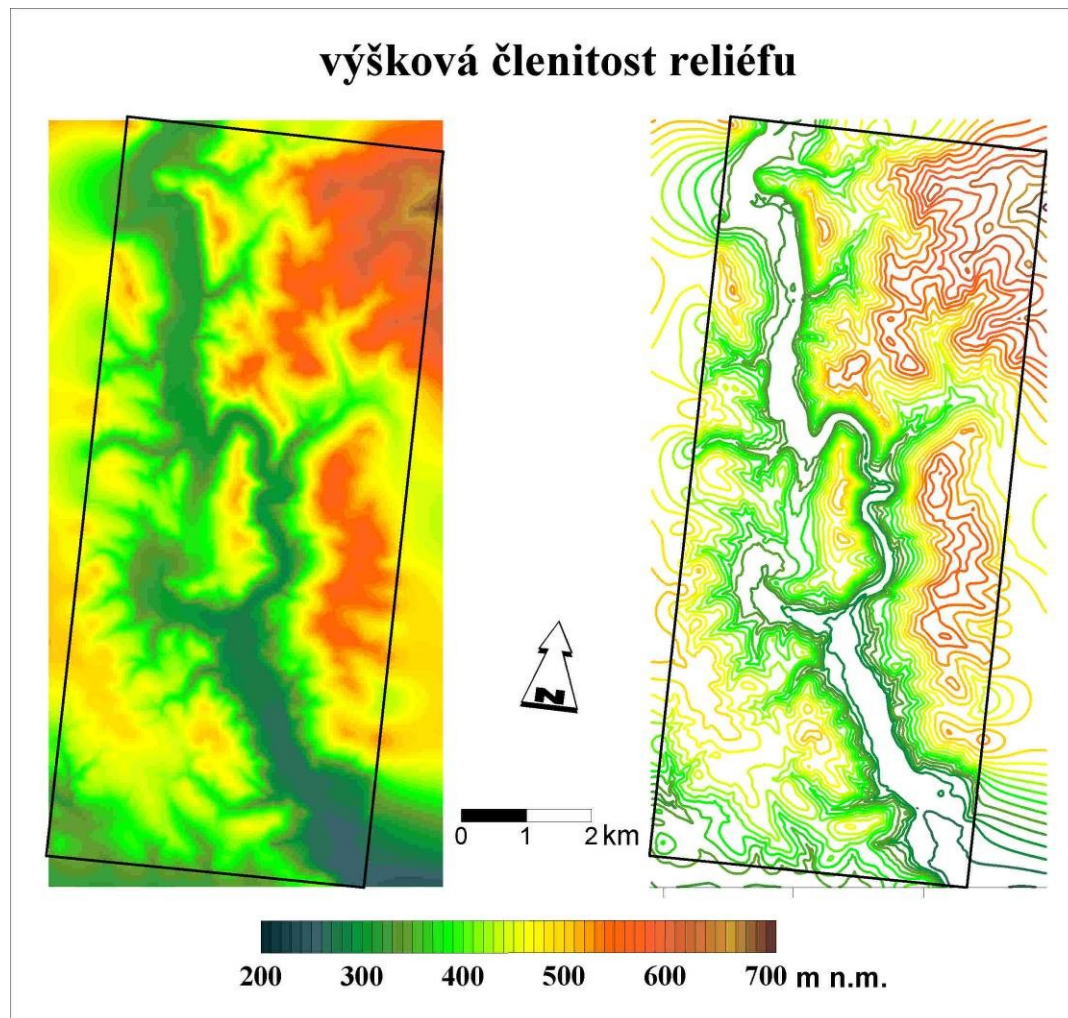
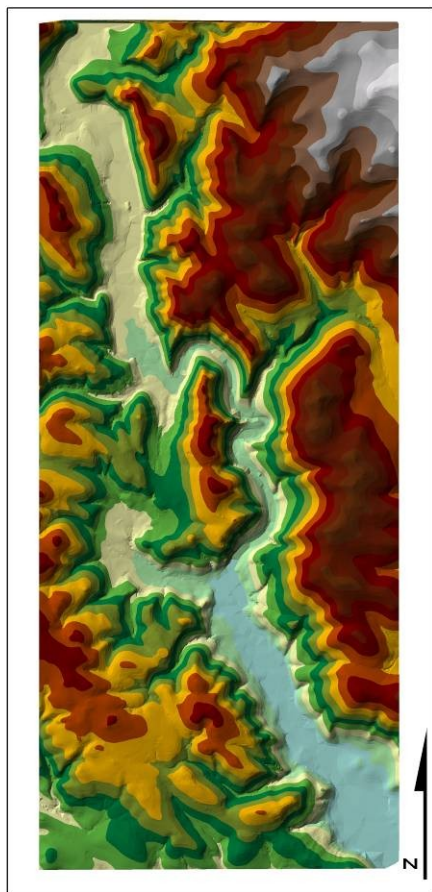
Příloha 20 - Příčný profil údolím Boračského potoka č. 15, 2,5x převýšeno



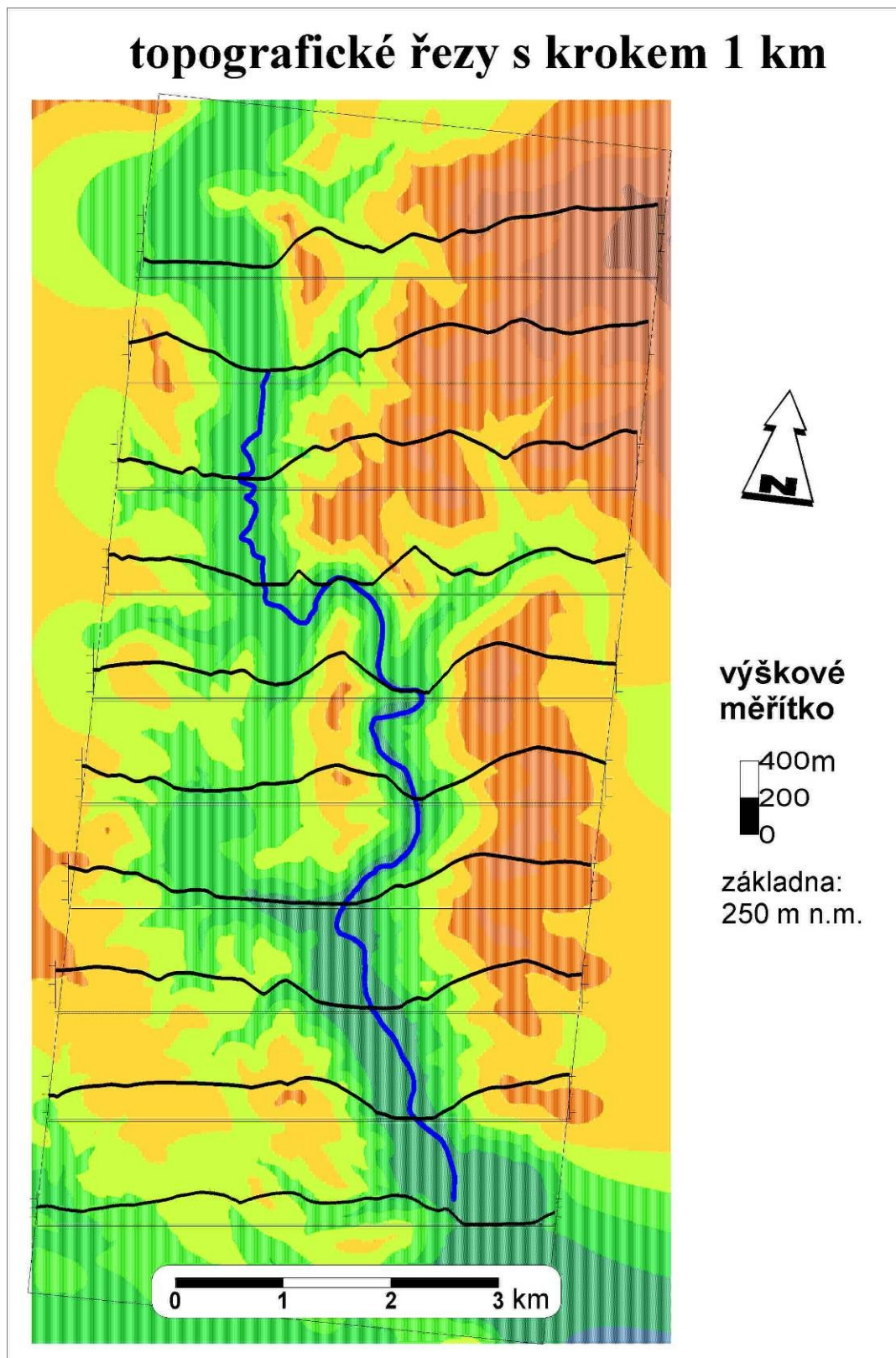
Příloha 21 – A) geometrická a prostorová analýza zlomů. B) Analytické kroky v digitální tektonické geomorfologii (převzato z: Jordan et al. 2005)



Příloha 22 – Výškové modely reliéfu s různou barevnou škálou, vlevo TIN (ArcGIS), vpravo rastr (SURFER)



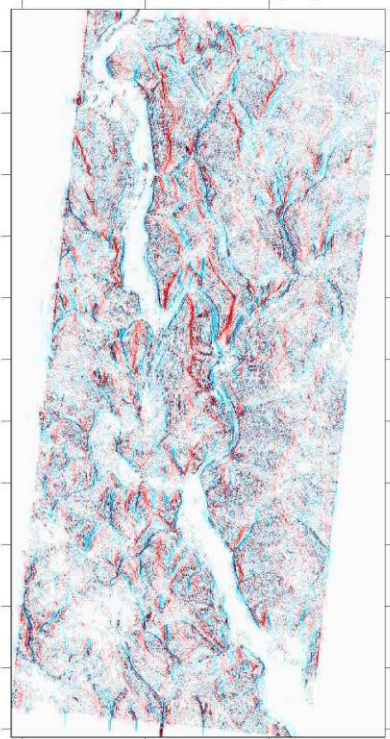
Příloha 23 – Generalizované topografické řezy územím s krokem 1 km (SURFER)



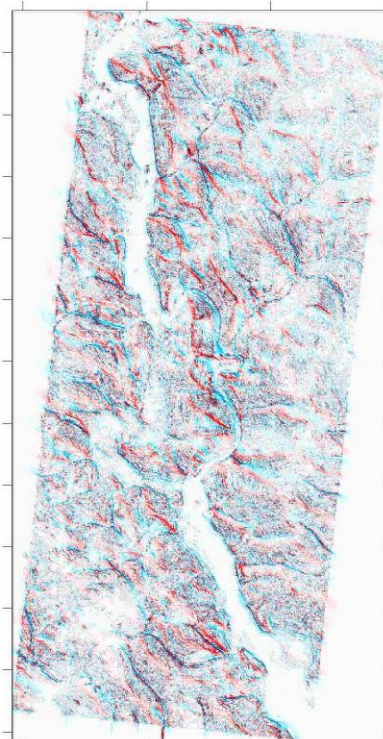
Příloha 24 – Gridy druhé směrové derivace ve směru azimutu 0°, 45° a 90° (SURFER)

Analýza zakřivení povrchu pomocí druhé směrové derivace

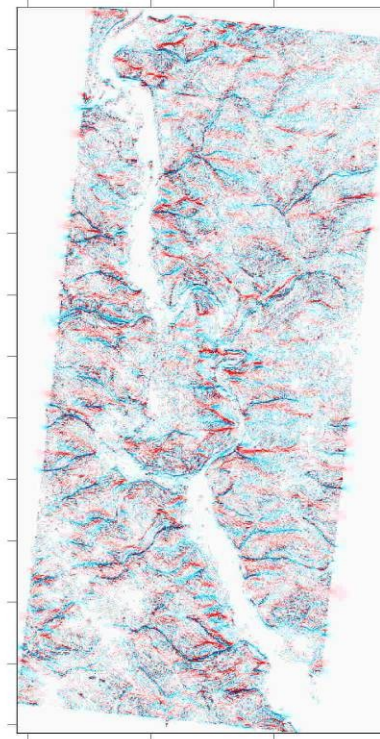
ve směru V (0°)



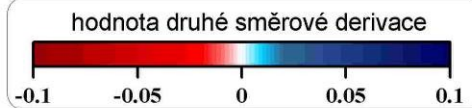
ve směru SV (45°)



ve směru S (90°)

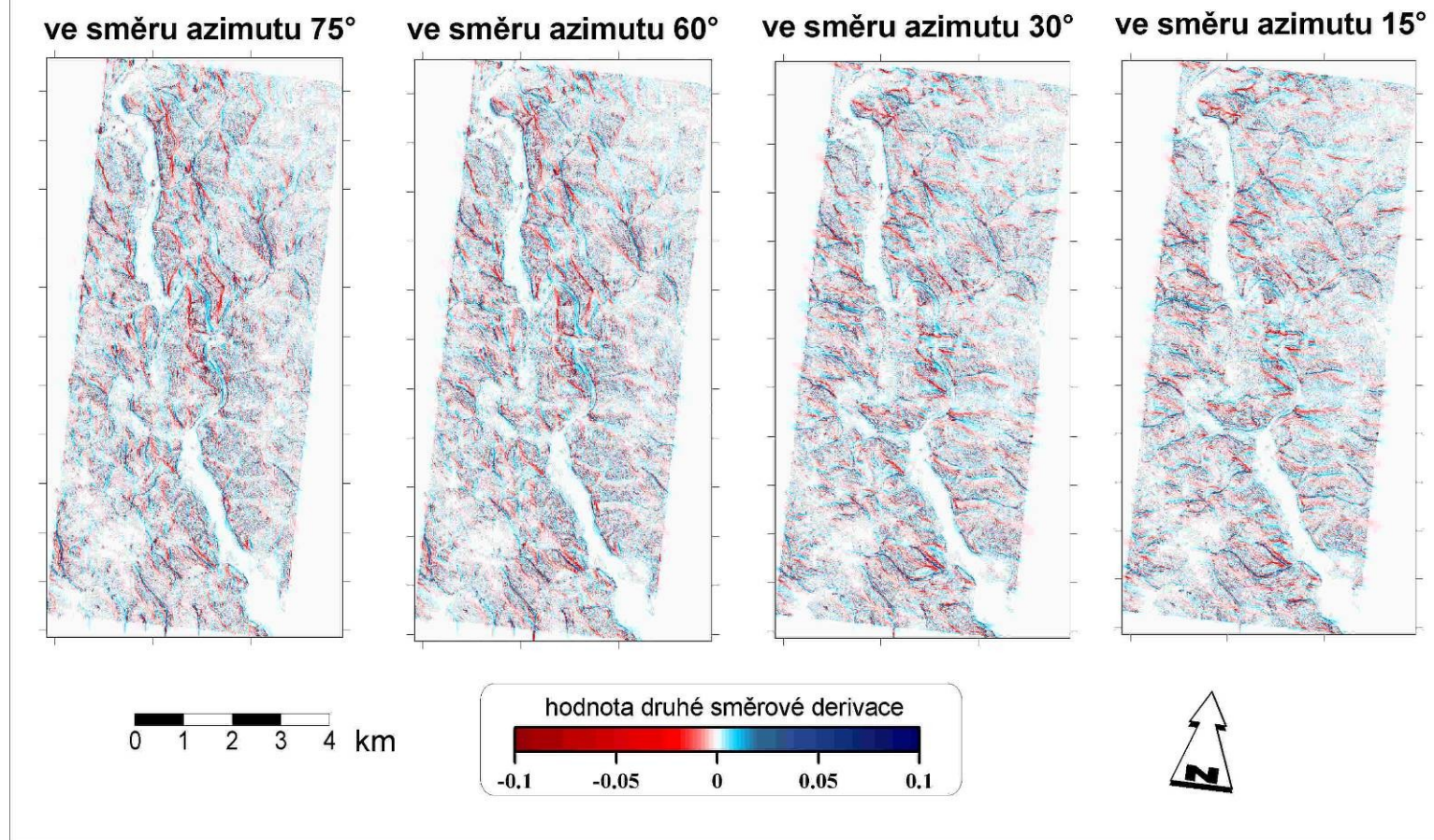


0 1 2 3 4 km

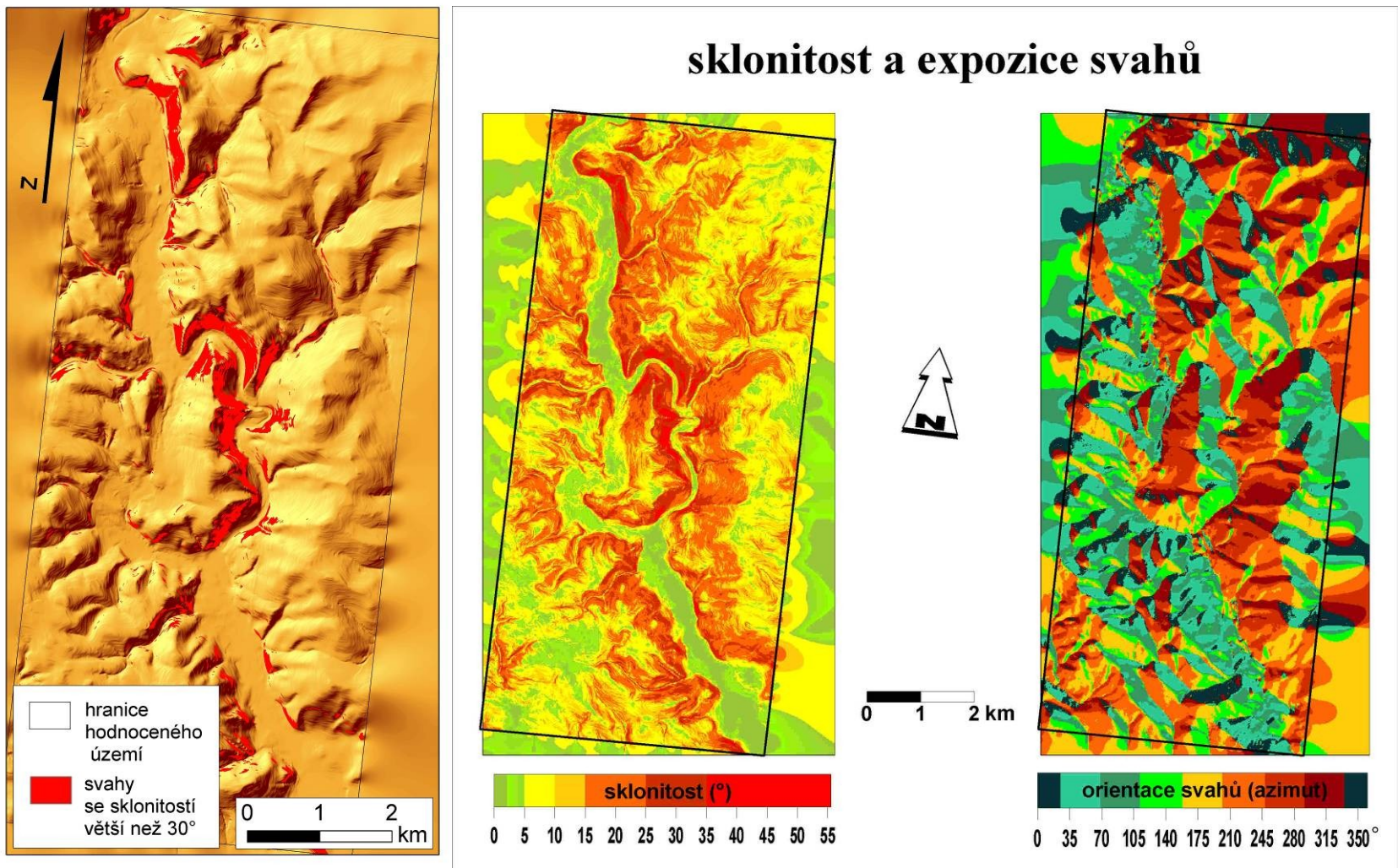


Příloha 25 - Gridy druhé směrové derivace ve směru azimutu 75°, 60°, 30° a 15° (SURFER)

Analýza zakřivení povrchu pomocí druhé směrové derivace

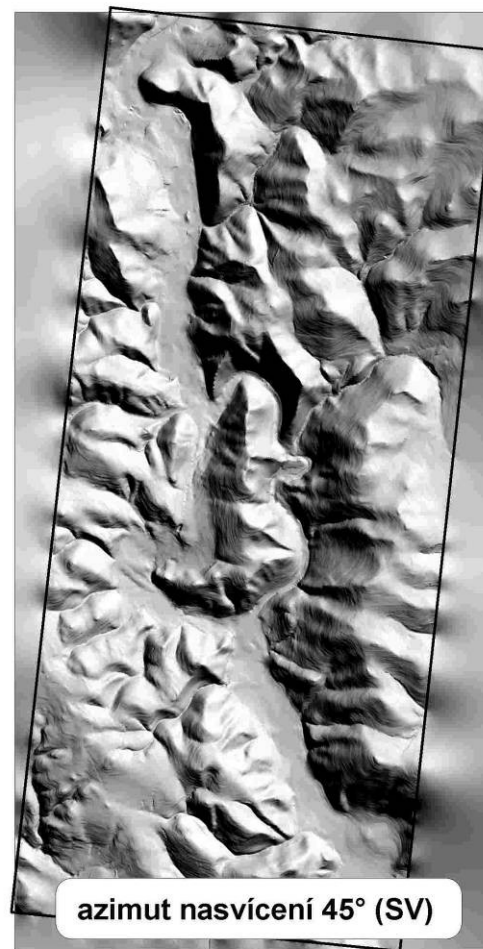
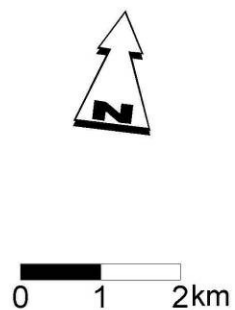


Příloha 26 – Sklonitost a expozice svahů, vlevo svahy se sklonitostí nad 30° (ArcGIS), vpravo sklonitost a expozice svahů (SURFER)

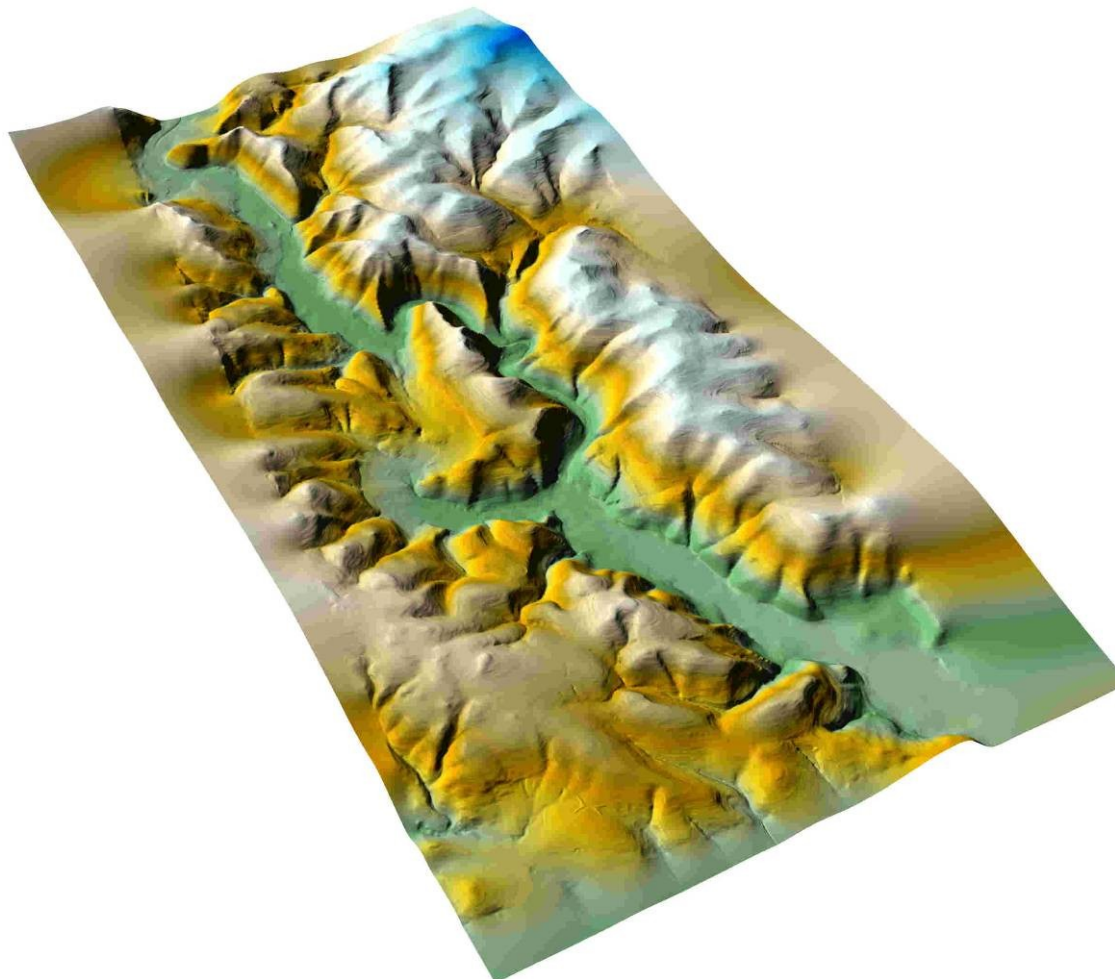


Příloha 27 – Stínový model reliéfu (SURFER)

Stínový model reliéfu (zdroj osvětlení ve výšce 45°)

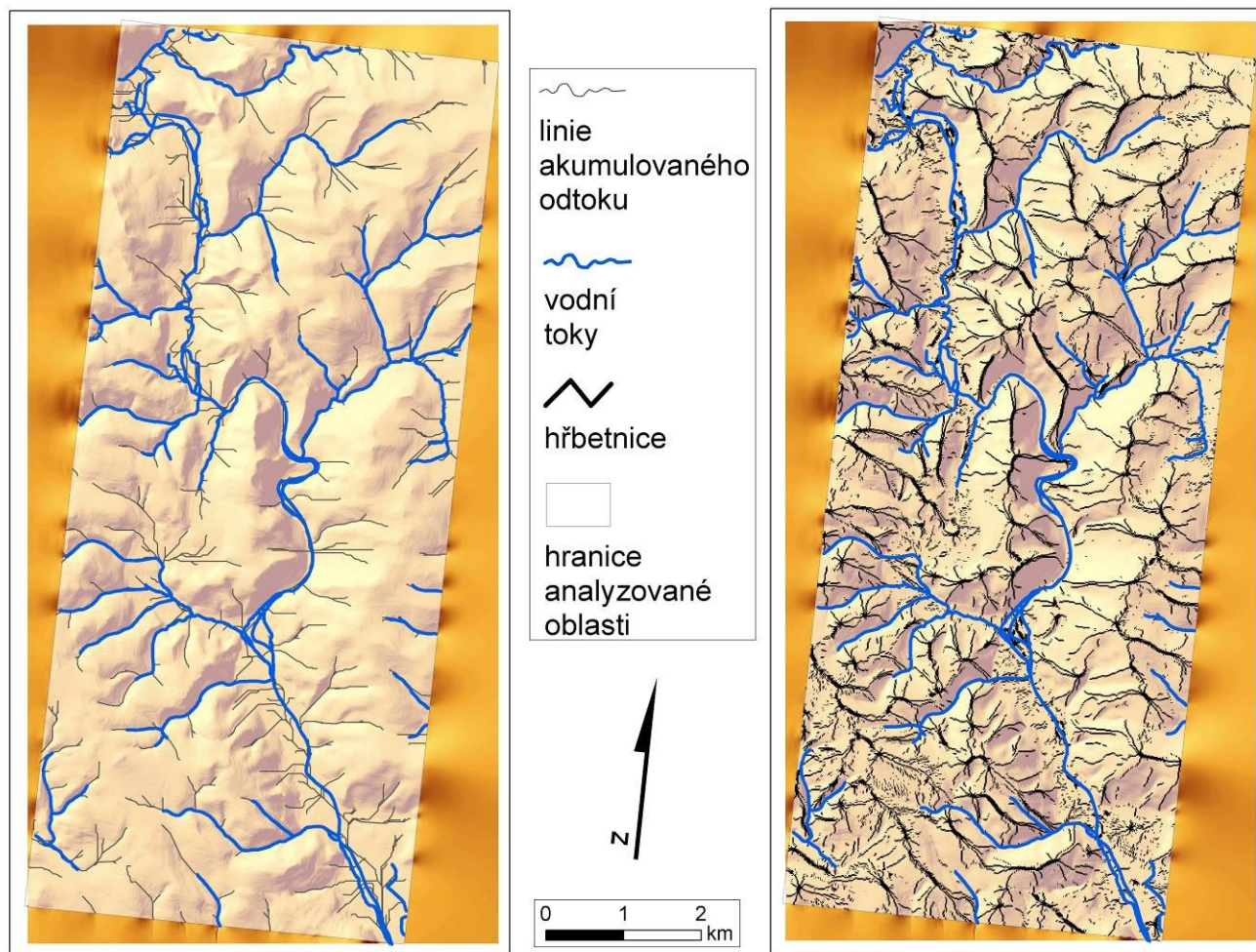


Příloha 28 – 3D model reliéfu (SURFER)

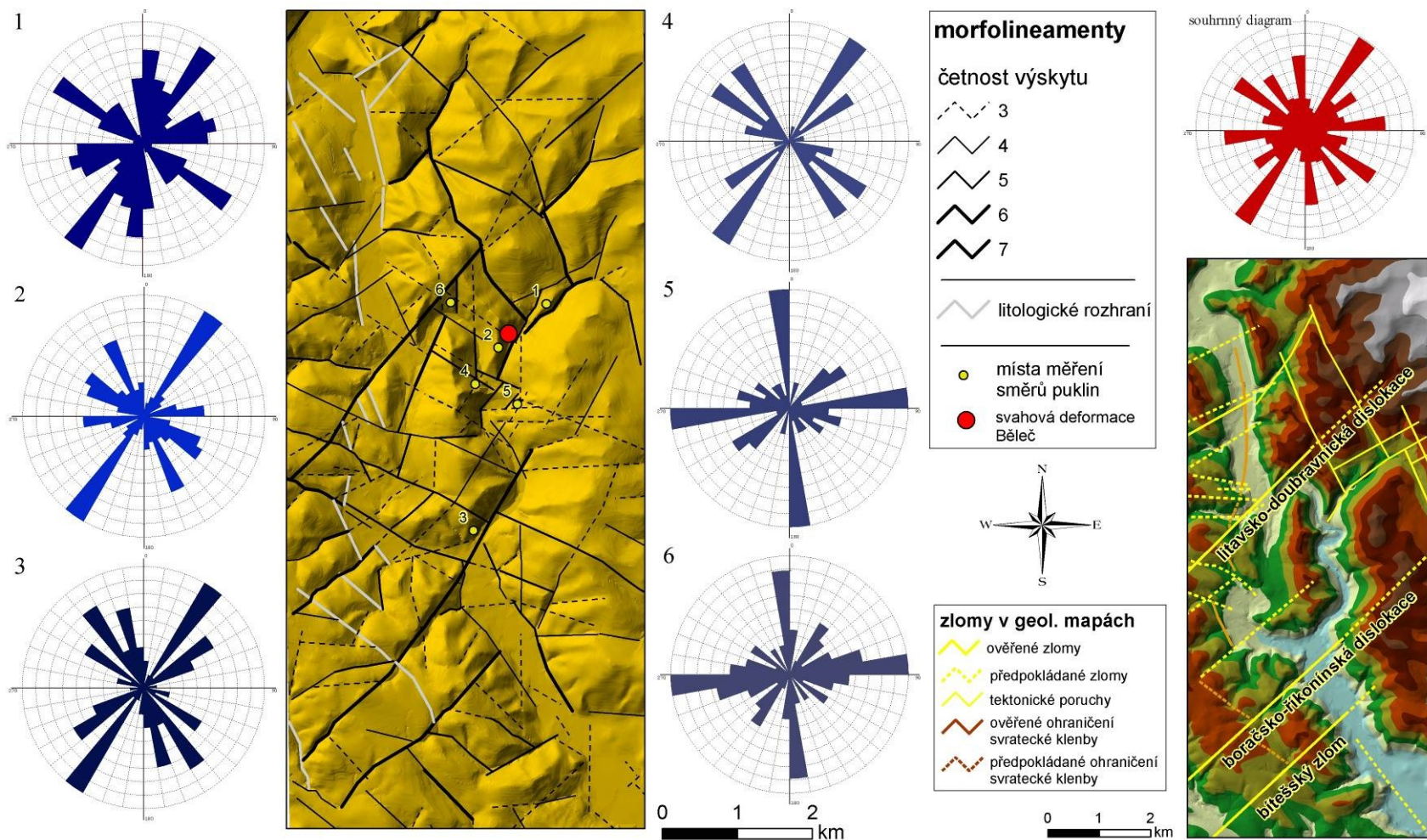


Příloha 29 – Údolní a hřbetní soustava (vytvořeno v extenzi spatial analyst softwaru ArcGIS 9.2)

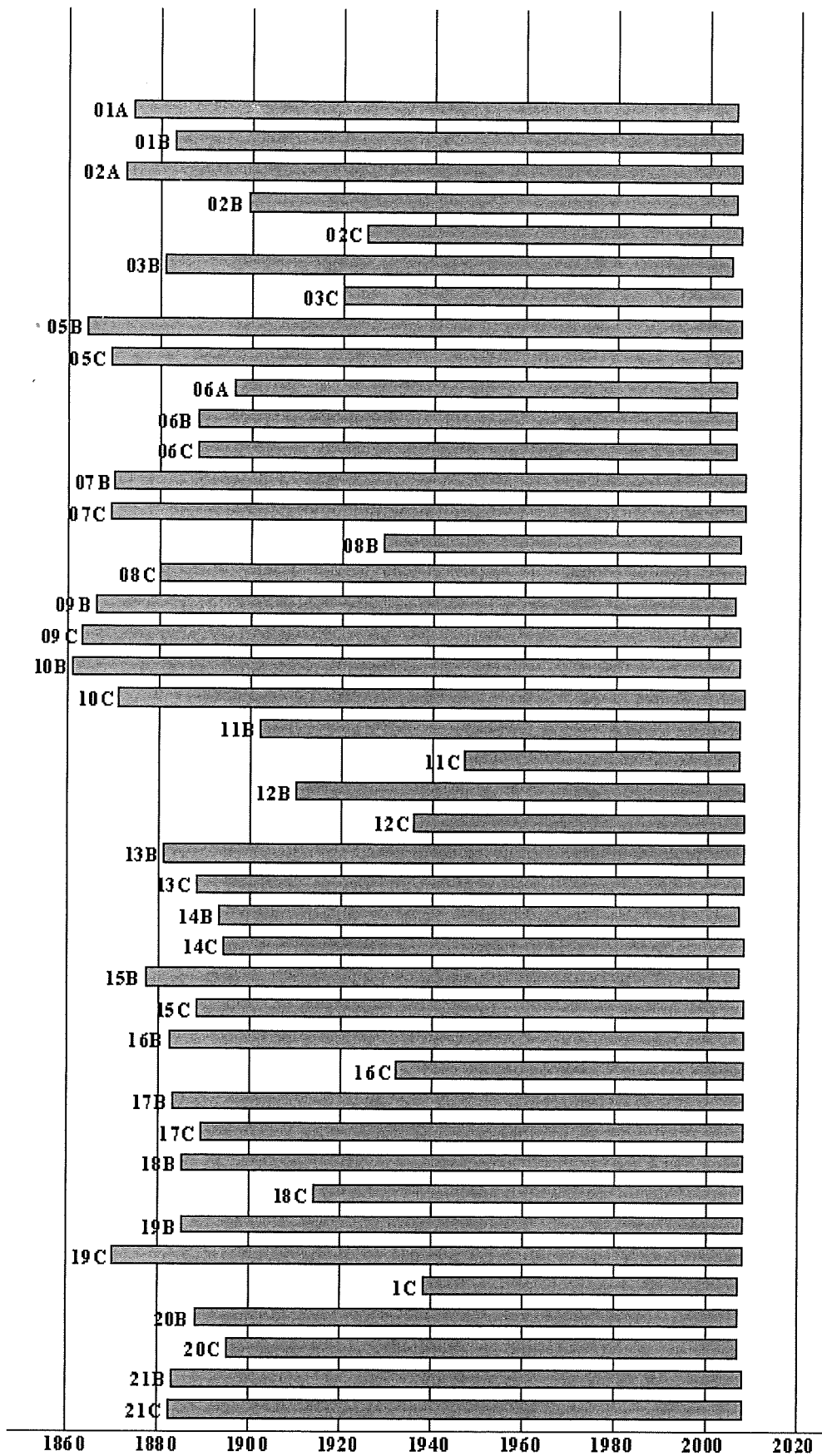
údolní a hřbetní soustava



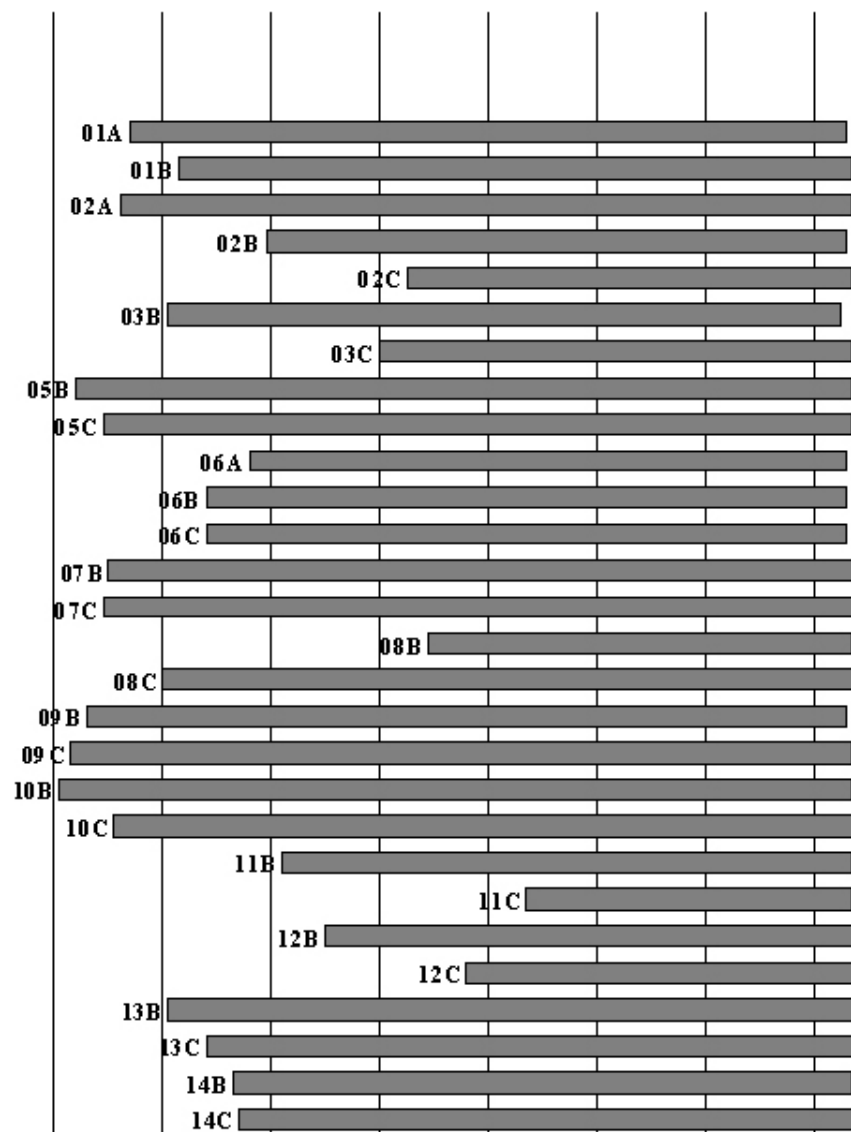
Příloha 30 – Mapa morfolineamentů z výsledků morfotektonické analýzy ve srovnání s dislokacemi z geologické literatury (Mísař 1960, Papoušek 1977 a 1987, Benedikt 1992 a geologická mapa ČR 1:50 000, list 24-12 Boskovice, 1991) a naměřenými směry puklin



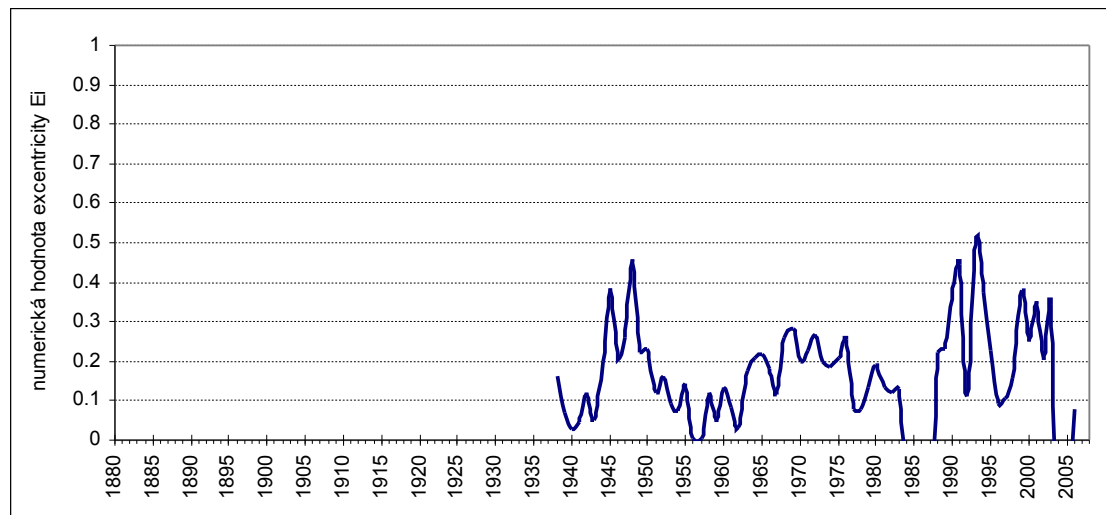
Příloha 31 – časový rozsah letokruhových řad jednotlivých vzorků použitých pro dendrogeomorfologickou analýzu (program PAST 4)



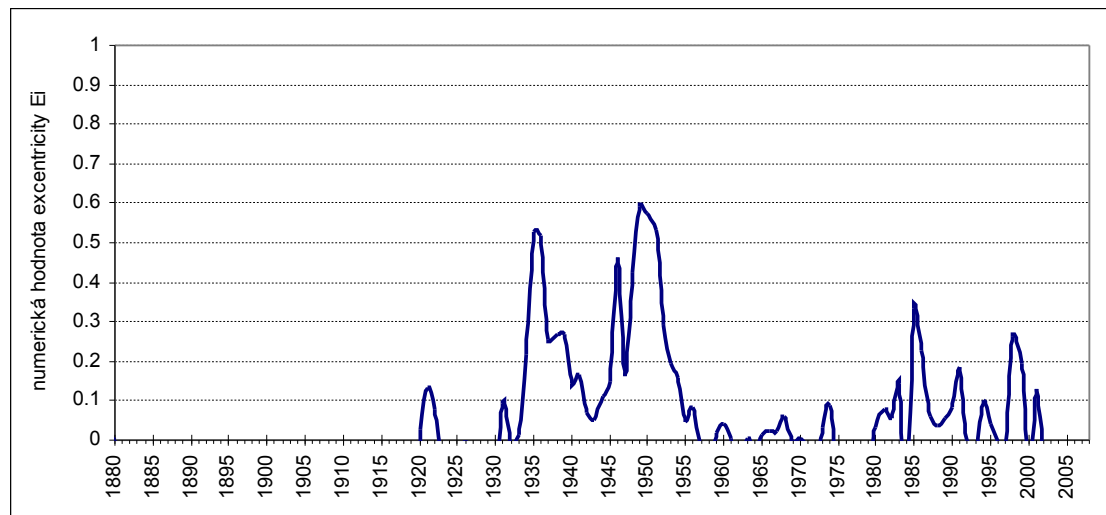
Příloha 31 – časový rozsah letokruhových řad jednotlivých vzorků použitých pro dendrogeomorfologickou analýzu (program PAST 4)



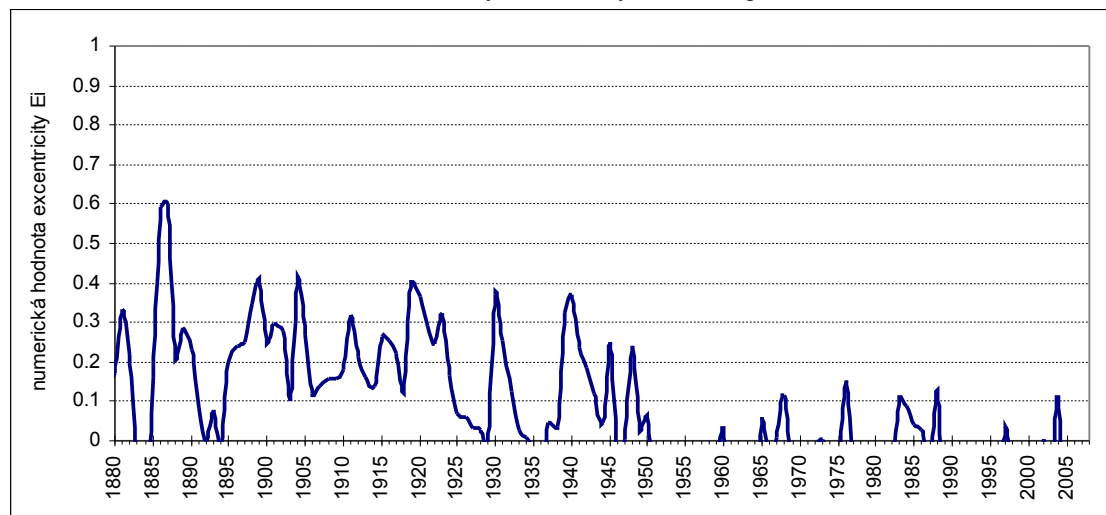
Příloha 32 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 1



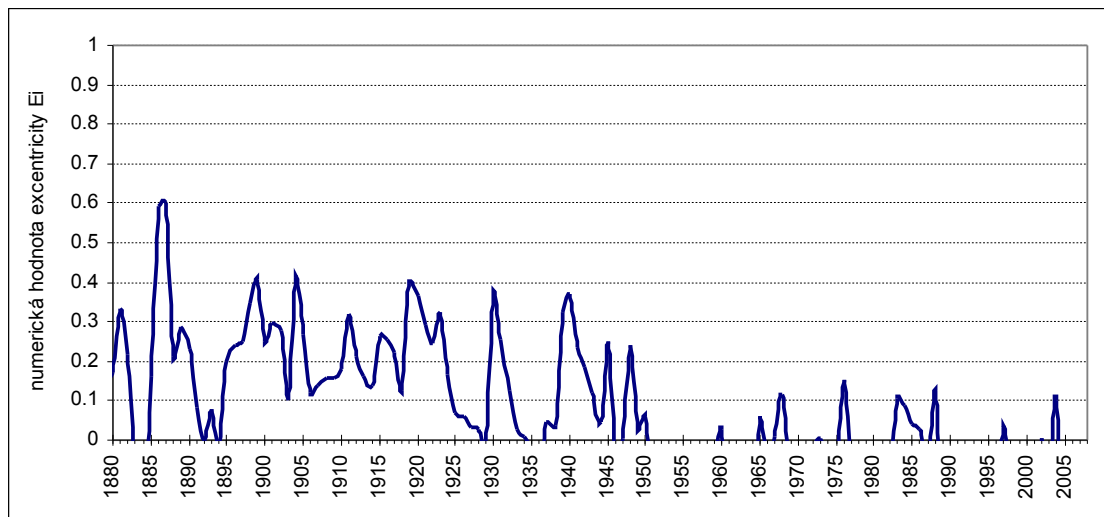
Příloha 33 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 3



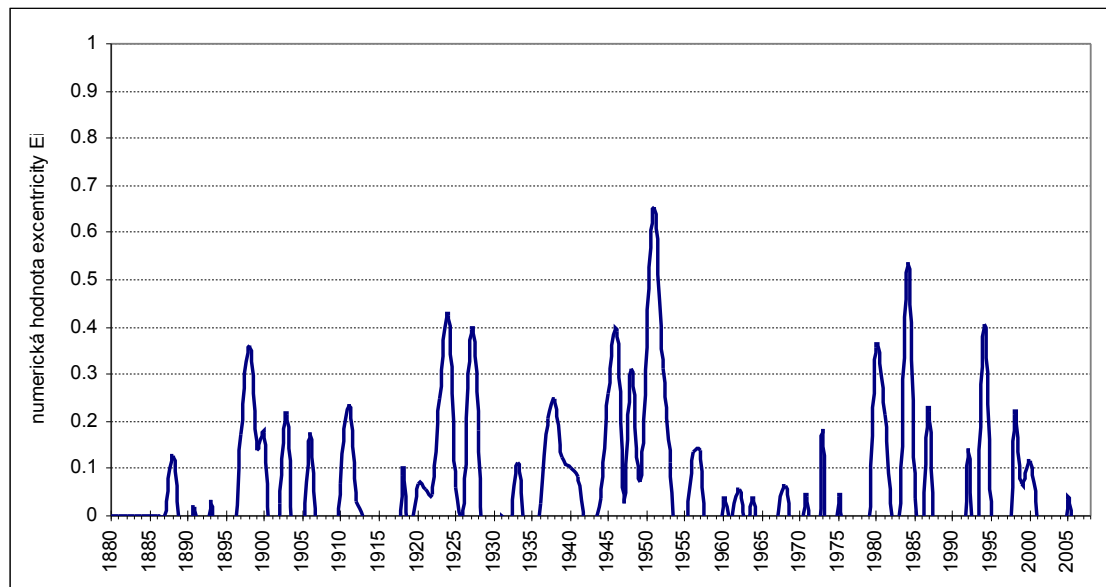
Příloha 34 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 5



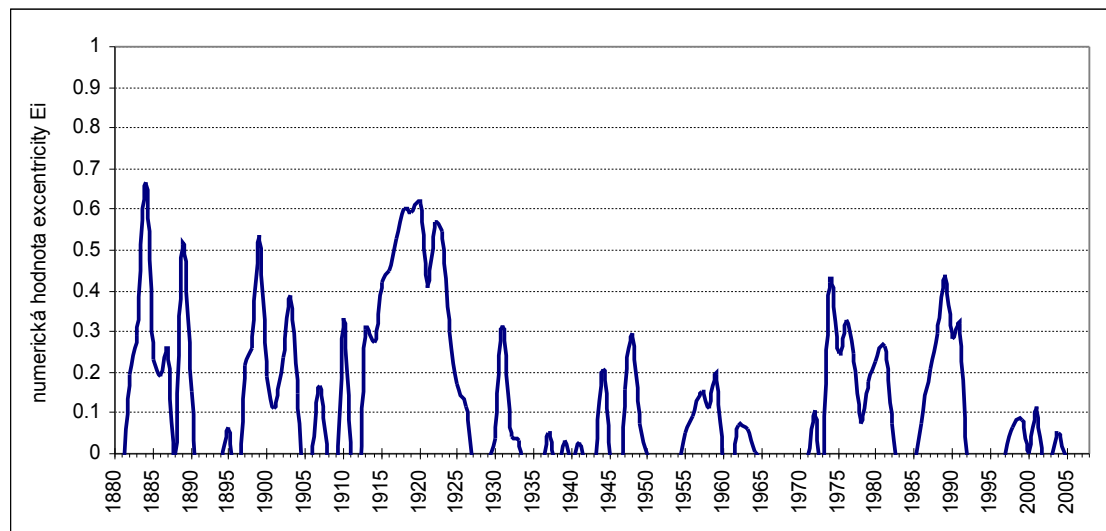
Příloha 35 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 5



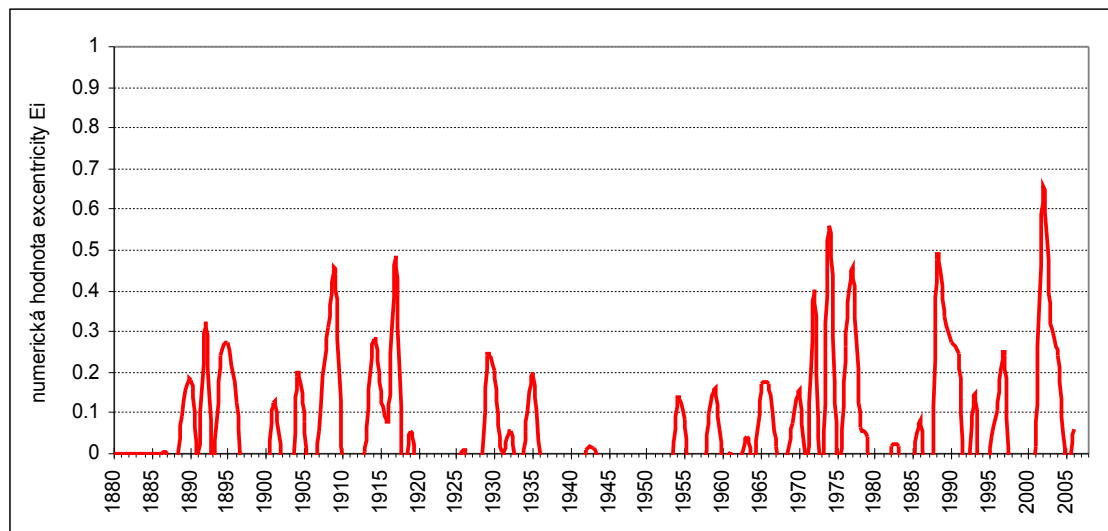
Příloha 36 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 6



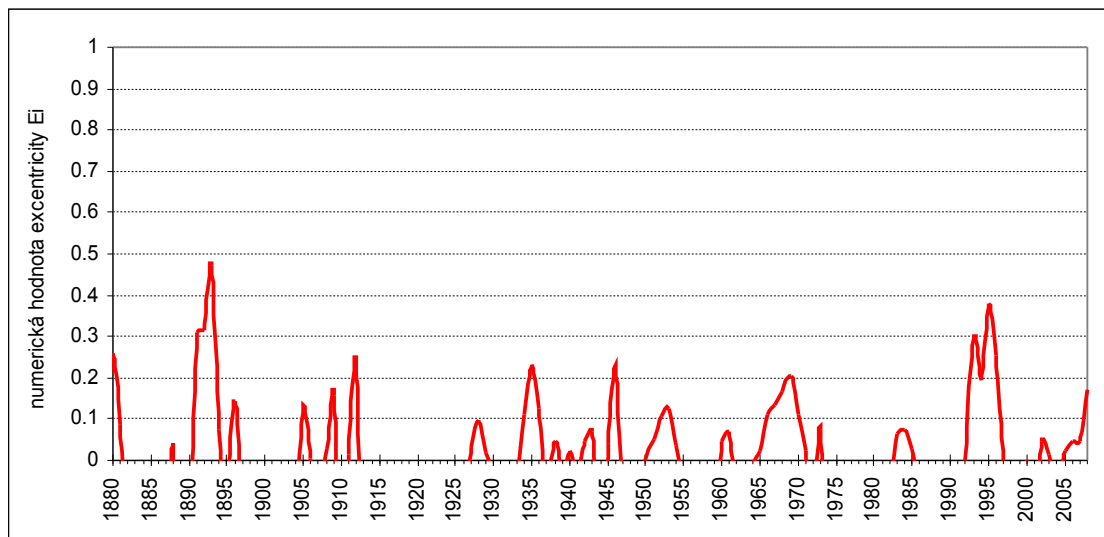
Příloha 37 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 7



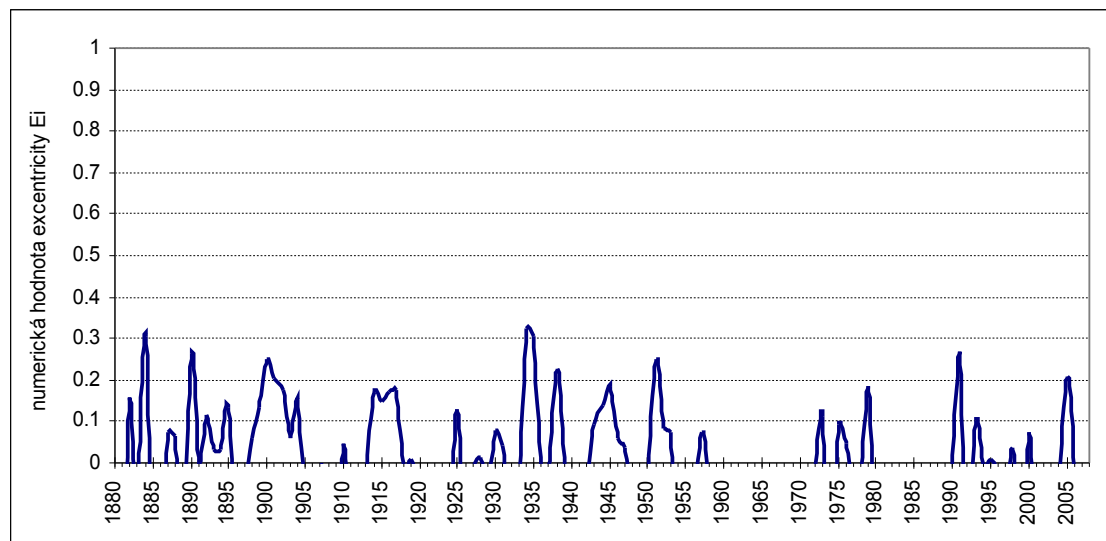
Příloha 38 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 6 (naklonění ve směru proti svahu)



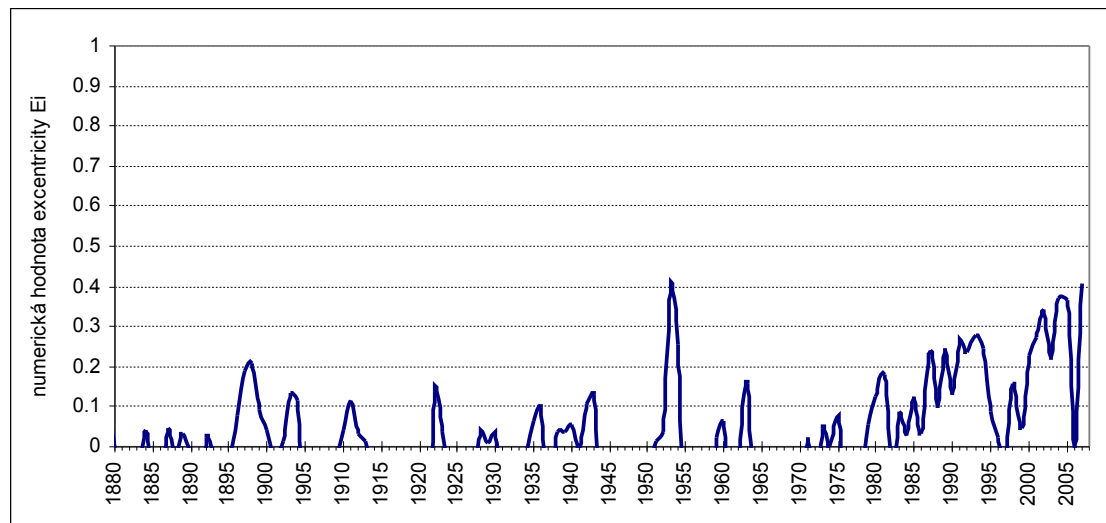
Příloha 39 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 7 (naklonění ve směru proti svahu)



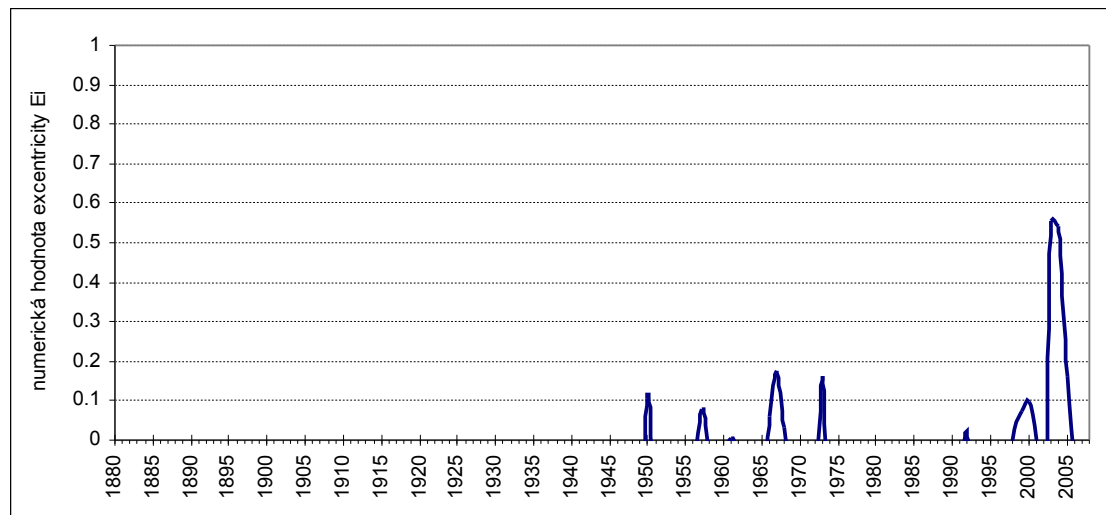
Příloha 40 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom č. 9



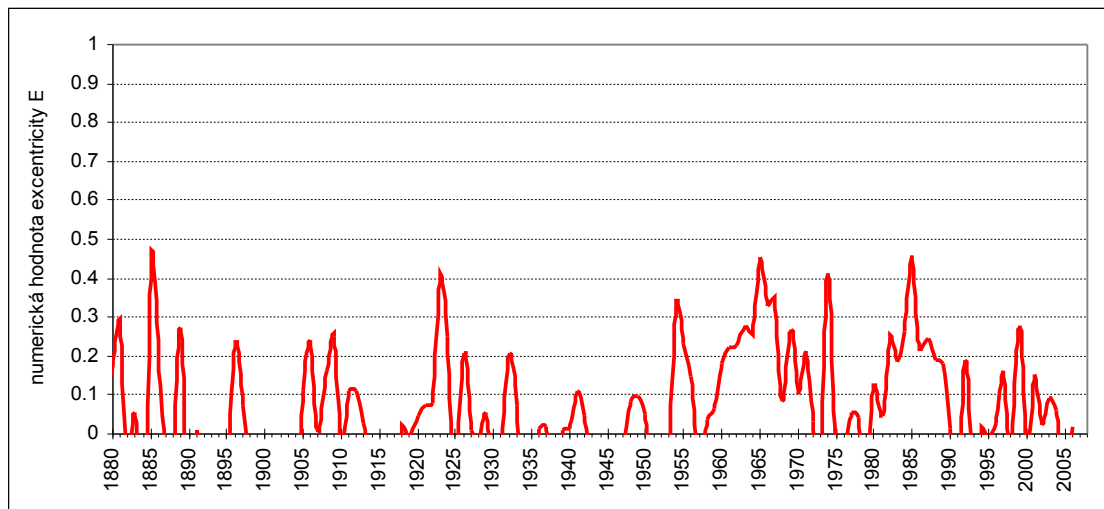
Příloha 41 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 10



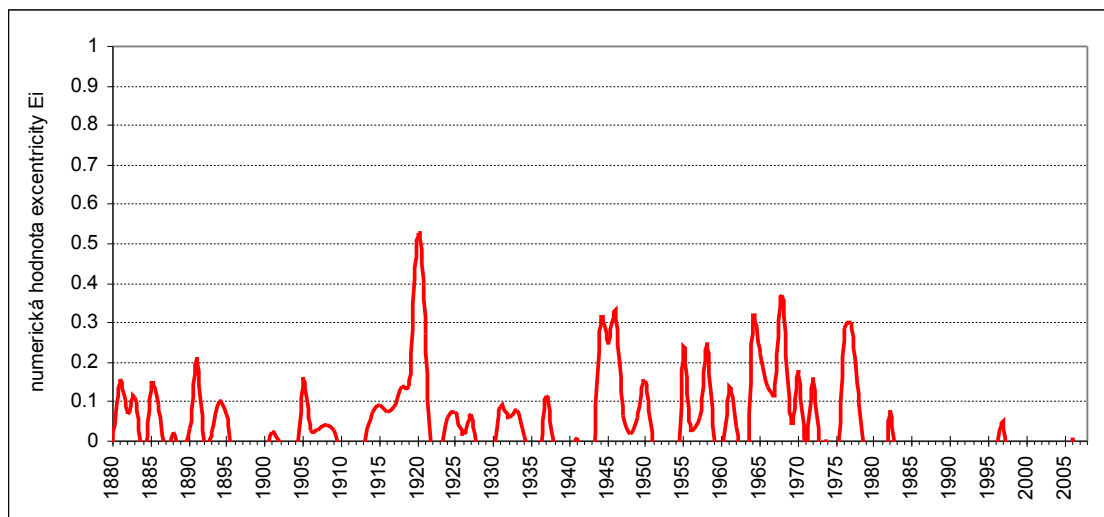
Příloha 42 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 11



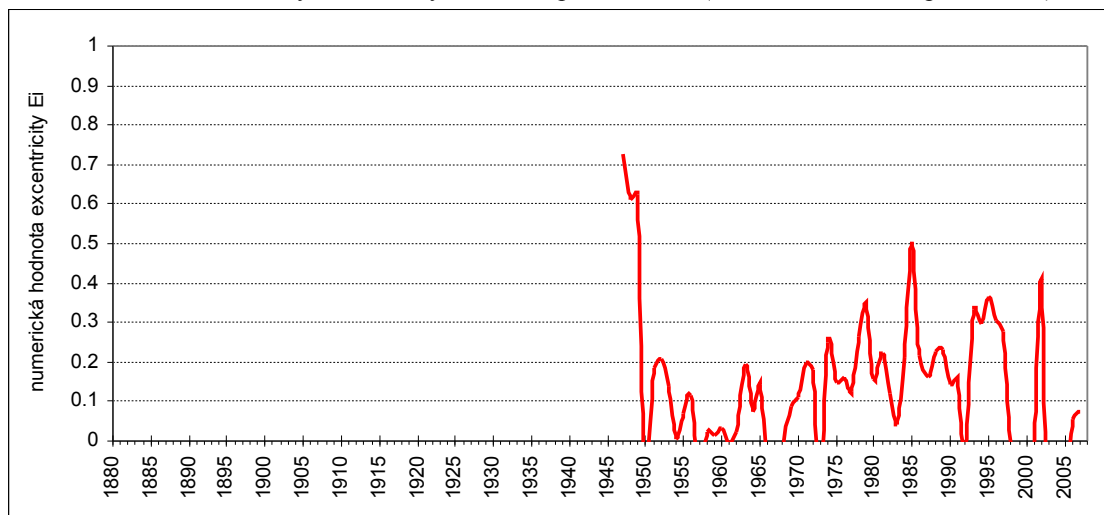
Příloha 43 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 9 (naklonění ve směru proti svahu)



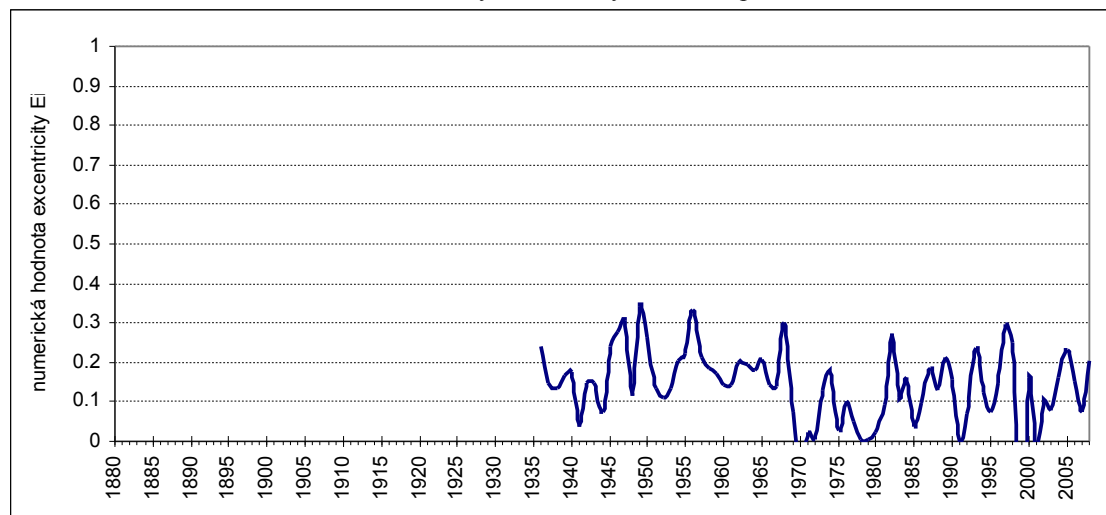
Příloha 44 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 10 (naklonění ve směru proti svahu)



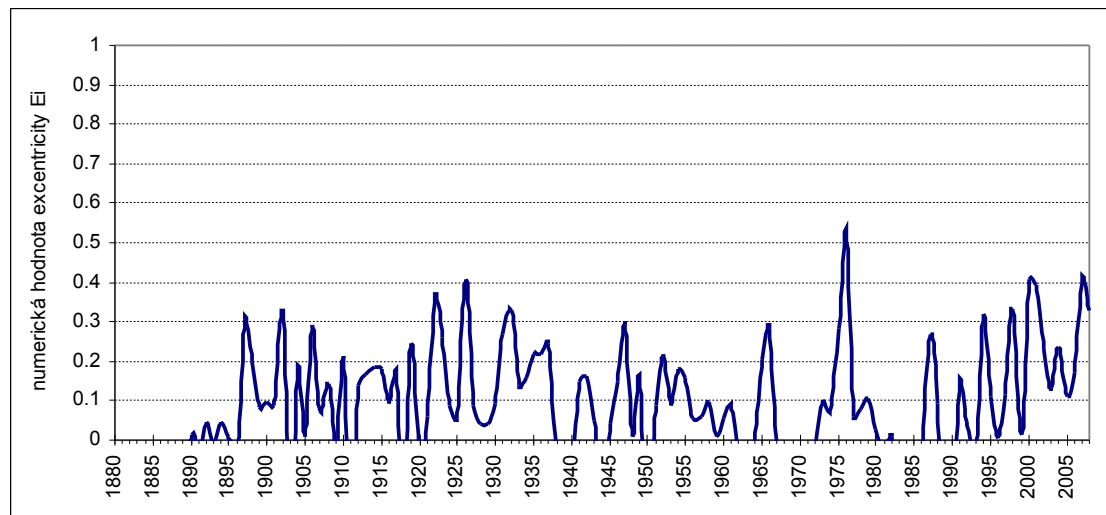
Příloha 45 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 11 (naklonění ve směru proti svahu)



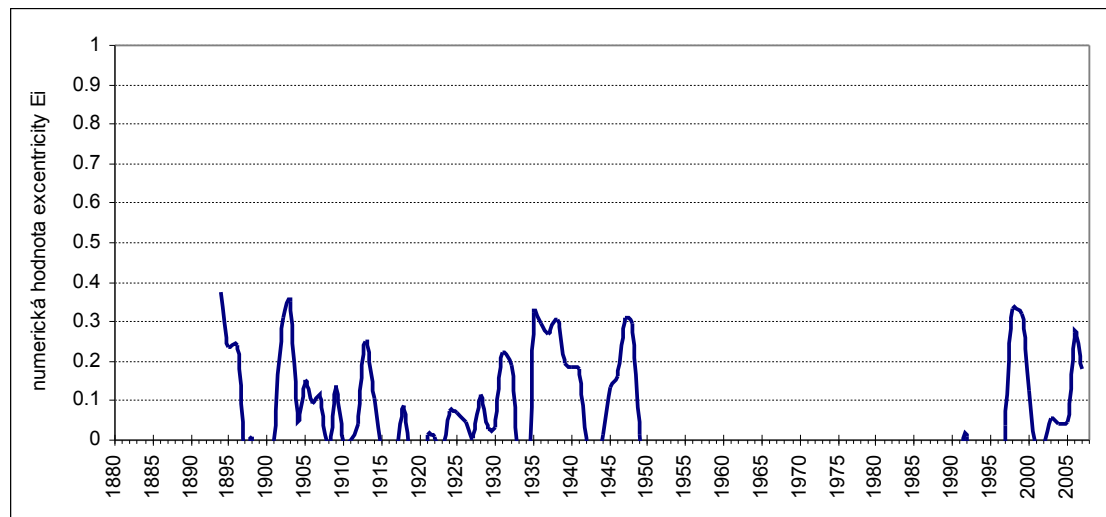
Příloha 46 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 12



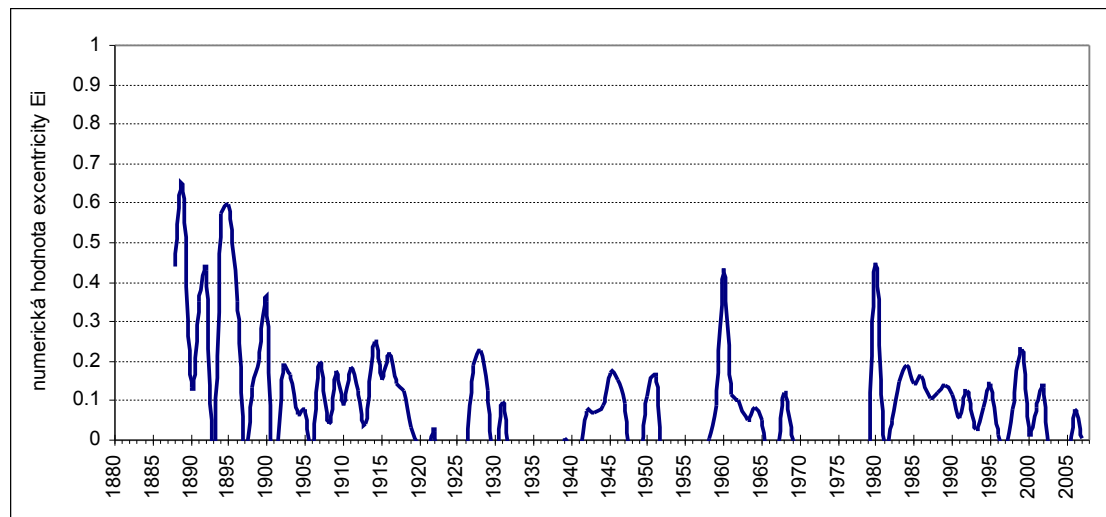
Příloha 47 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 13



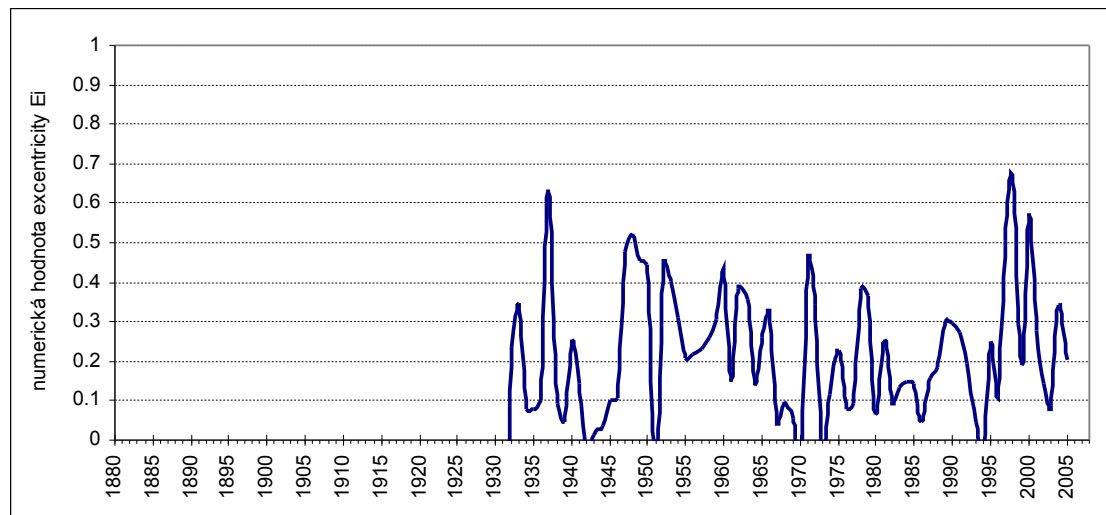
Příloha 48 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 14



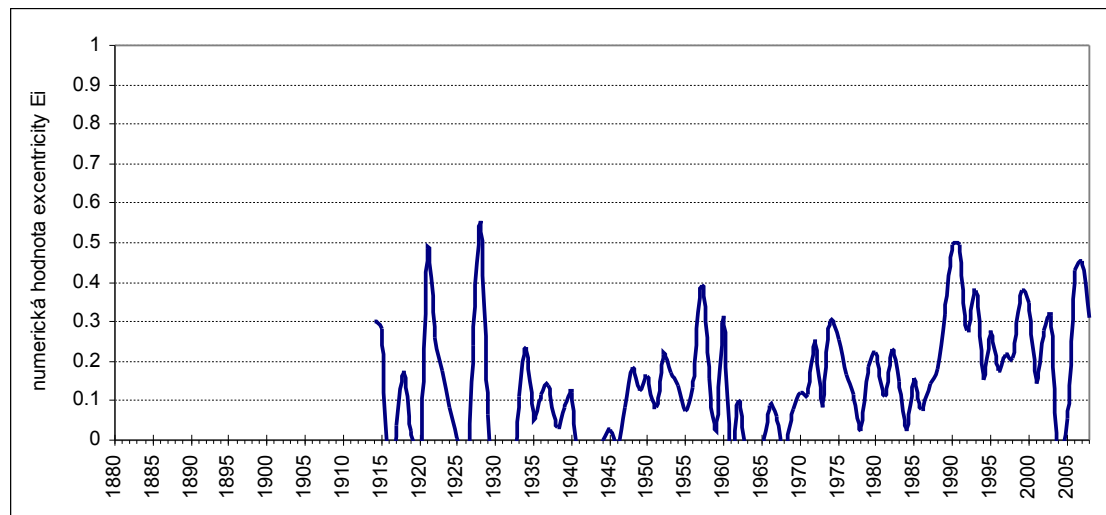
Příloha 49 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 15



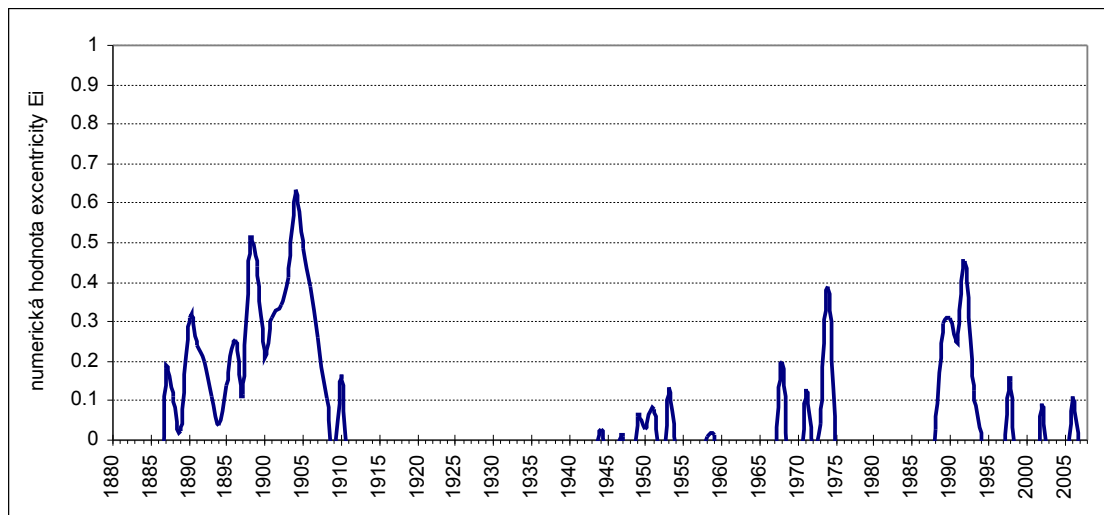
Příloha 50 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 16



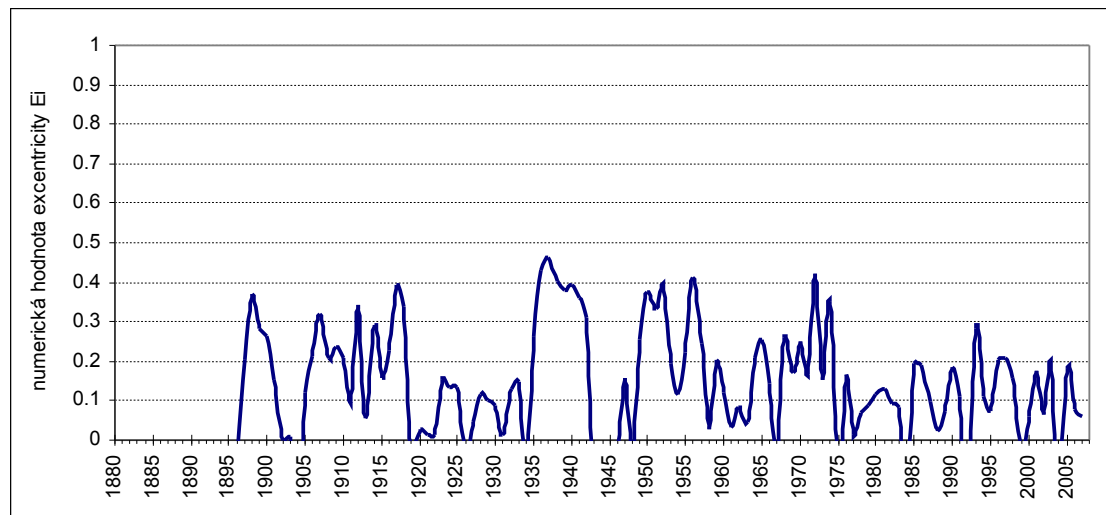
Příloha 51 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 18



Příloha 52 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 19



Příloha 53 – hodnoty excentricity letokruhů pro strom 20



Příloha 54 - Legenda a definice tvarů k podrobné geomorfologické mapě

Tvary podmíněné endogenními činiteli

Strukturní tvary



Příkře ukloněné strukturně denudační svahy (15-25°)

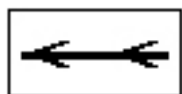


Velmi příkře ukloněné strukturně denudační svahy (25-35°)



Strmé strukturně denudační svahy (nad 35°)

Tyto kategorie tvoří svahy nebo jejich části, při jejichž vzniku se uplatnila tektonická predispozice (eventuálně i puklinový systém) či litologické vlastnosti hornin. Do kategorie jsou zahrnuty svahy u nichž je podíl strukturních prvků ve svahu větší než 50% plochy.



Skalnaté hřbety

Protáhlý konvexní tvar s různými sklony svahů a s výskytem skalních výchozů. Tvoří lokální rozvodní hřbety.



Morfologicky výrazné vrcholy

Místní nejvyšší body. Udávaná hodnota nadmořské výšky (v m n.m.)

Tvary vytvořené exogenními činiteli

I. Erozně-denudační tvary

I.a *Fluviální tvary*



Erozní rýhy občasně protékané

Do 1 m hluboká rýha v povrchu terénu vzniklá hloubkovou erozní činností stékající srážkové vody, většinou zaříznutá do nezpevněného materiálu (zvětralinového pláště či svahových sedimentů). Při jejím vývoji se uplatňuje zpětná eroze.



Výrazné erozní rýhy

Erozní rýha zahloubená v povrchu terénu více jak 1 m.



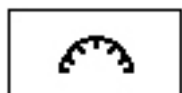
Strže

Pokročilejší stadium erozní rýhy o větších rozměrech (hloubka > 2m), často rozvětvená, vyvinutá v sypkých nebo málo zpevněných sedimentech (svahové sedimenty, zvětralinový plášť). V zájmovém území reprezentována pouze typem ovrag. Příčný profil tvaru V. Při vzniku strže se uplatňuje především hloubková eroze



Výrazné stupně vodních toků

I.b gravitační tvary



Svahové deformace

Sesuvy a blokové svahové poruchy. Mapované jsou svahové deformace o minimálním plošném rozsahu 100m²

I.c kryogenní tvary



Mrazové sruby s kryoplanačními terasami

Skalní stupně ve svahu vzniklé mrazovým zvětráváním a odnosem. Skalní stěny mrazových srubů jsou svislé, téměř svislé nebo až převislé. Jedná se o stupeň kryoplanační terasy zaříznuté do skalního podloží. Do této kategorie byly řazeny kryogenně modelované výchozy s vyvinutými kryoplanačními terasami.



Skalní výchozy modelované kryogenními geomorfologickými procesy

Ostatní skalní stupně ve svahu modelované mrazovým zvětráváním nesplňující definici mrazového srubu, tj. tvary s nevyvinutou kryoplanační terasou.



Svahové a údolní úpady – sběrné mísy

Ploché a mělké protáhlé nebo oválné deprese s širokým U profilem vznikající termokrasovými pochody nebo korazí hmot (zemín) pohybovaných kryogenními pochody v ose sníženiny a pozvolným sesedáváním úpadové mísy. Mají ploché dno a pozvolna přecházejí v mírné svahy. Jejich dolní konec přechází v údolí. Kritérium vymapování byla hranice 2500 m².

I.d polygenetické tvary



Erozně denudační plošiny o sklonu 0-2°

Části reliéfu vzniklé nezávisle na struktuře reliéfu se sklonem do 2°.



Erozně denudační svahy mírně ukloněné 2-5°



Erozně denudační svahy středně ukloněné 5-15°



Erozně denudační svahy příkře ukloněné 15-25°



Erozně denudační svahy velmi příkře ukloněné 25-35°



Erozně denudační svahy strmé nad 35°

Kategorie erozně denudačních svahů zahrnuje svahy vzniklé činností různých činitelů nezávisle na struktuře reliéfu.



Skalní stěny

Téměř svislé až svislé skalní výchozy větších rozměrů na jejichž vzniku se podílelo více faktorů, (říční eroze, mrazové zvětrávání, gravitační pohyby).

II. akumulární tvary reliéfu

II.a fluvialní tvary



Údolní niva

Ploché dno říčních údolí. Recentní akumulární oblast toku tvořená nezpevněnými aluviálními sedimenty.



Říční terasy (W – würm, R – riss)

Výrazný terénní stupeň v údolí vytvořený akumulární a erozní činností vodního toku. Zbytek staršího údolního dna v různé výšce nad hladinou (Rubín et al. 1986). Děleny podle stáří; W – würmské stáří, R – risské stáří.



Výplavové kužely

Tvary obvykle trojúhelníkového půdorysu vznikající fluviální akumulací při vyústění údolí, erozních rýh a strží.



Štěrkové výspa, říční ostrovy

Štěrkový nebo pískový nános v řece, dělicí řeku na dvě ramena. Vzniklý ukládáním horninového materiálu transportovaného vodním proudem.

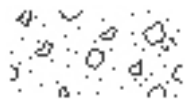
II.c kryogenní tvary



Kamenné, balvanové a blokové proudy

Tvary vznikající mrazovým zvětráváním skalních výchozů nebo obnažením úlomků hornin ze zvětralinového pláště a následným transportem materiálu po svahu. Většinou dochází k odstranění jemných částic. V závislosti na velikosti materiálu se rozlišují

blokové (přes 1 m v průměru), balvanové (od 15 cm do 1 m) a kamenné akumulace (do 5 do 15 cm). V této kategorii budou klasifikovány akumulace, které pokrývají minimálně 50% povrchu a celková rozloha překračuje 1000 m².



Rozptýlené kamenné, balvanové a blokované akumulace

Do této kategorie náleží akumulace obdobné geneze jako kamenné, balvanové a blokované proudy pokrývající povrch svahu od 20 do 50 %.

Antropogenní tvary



Agrární terasy a protierozní zídky

Antropogenní stupně vzniklé činností související s hospodářským využitím krajiny. Klasifikovány tvary nad 0,5 m výšky a nad 50 m délky.



Zářezy a násypy komunikací

Zářezy a násypy vzniklé při budování silnic, cest a železnic.



Umělé vodní kanály

Vodohospodářské tvary, zejména náhony.



Sídla

Souvislá a nesouvislá zástavba. Budovy, komunikace a umělé povrchy pokrývají více jak 30% plochy.



Navážky a skládky